

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ТРУДЫ

Издаются с 2001 года

ВЫПУСК 65

Мохаммед Вагих Мохаммед Абдель Могхни, А.Д. Савко

Фосфориты Египта

Воронеж, 2011

УДК 553.83

Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 65. Мохаммед Вагих Мохаммед Абдель Могхни, А.Д. Савко. Фосфориты Египта – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2011. – 111 с., 49 ил., библиограф. назв. 180.

ISSN 1608-5833

Рассмотрены четыре фосфоритоносных района Египта, в том числе Кусеир-Сафага, расположенный на берегу Красного моря, Сибайя (долина Нила), Абу Тартур и оазис Дахла в Западной пустыне. Фосфориты в них приурочены к широко развитым отложениям кампанского и маастрихтского ярусов меловой системы, объединяемых в свиту Дауи. Описаны петрография, минералогия, источники поступления фосфора в морские бассейны, геохимия и биогеохимия фосфоритов, основные факторы формирования их месторождений.

Для специалистов в области литологии и полезных ископаемых, аспирантов и студентов старших курсов направления «Геология».

УДК 553.83

Proceedings of the Voronezh State University Science-and-Research Geology Institute. Issue 65. M. W. Abdel-Moghny, A. D. Savko. Egyptian phosphorites: Voronezh State University, 2011. – 123 p., 49 fig., 180 references.

ISSN 1608-5833

The study focuses on the phosphatic rocks in four main localities in Egypt, including Qusseir-Safaga district of the Red Sea Coast, Sibaiya (Nile Valley), Abu Tartur and Oasis Dakhla in the Western Desert. Phosphorites in these localities are intercalated in the good developed Duwi Formatin of Campanian – Massterichtian age. Described the petrography, mineralogy, the main sources of phosphorus in marine basins, geochemistry and biogeochemistry of studied phosphates and the major factors controlling their formation.

For experts in the field of lithology of sedimentary rocks and economic geology, graduate and undergraduate students direction "Geology".

Научный редактор
Д-р геол.-мин. наук проф. Э.Л. Школьник

Воронежский государственный университет

ISSN 1608-5833

Введение

Настоящая работа посвящена актуальной проблеме воспроизводства минерально-сырьевой базы Египта, а в частности фосфоритосодержащего сырья. На данный момент, одним из важных источников национального дохода в Египте являются фосфоритовые полезные ископаемые. Фосфориты мезокайнозойского возраста распространены чрезвычайно широко и образуют крупнейшие скопления на севере Африканской платформы, в Южной Америке, на Восточно-Европейской платформе и в других районах Мира. Крупнейший Северо-Африканский фосфоритоносный бассейн охватывает территории Марокко, Туниса, Алжира, Египта и переходит в Ближневосточный бассейн в пределах Малой Азии. В Египте имеется четыре фосфоритоносных района, в том числе Кусеир-Сафага, расположенный на берегу Красного моря, Сибайя (долина Нила) и в Западной пустыне с двумя месторождениями - Абу Тартур и оазис Дахла. Фосфориты в них приурочены к широко развитым в Египте отложениям кампанского и маастрихтского ярусов, объединяемых в свиту Дауи.

По фосфоритам Египта имеется серия научных работ по отдельным вопросам их литостратиграфии, петрографии, минералогии, геохимии. Вместе с тем отсутствует сравнительный анализ фосфатоносности на рассматриваемой территории, недостаточно использованы прецизионные методы при изучении минералогии и геохимии фосфоритов, столь необходимые для исследования фосфатогенеза, не проведен его факторный анализ. Всё это и определило постановку настоящей работы.

Целью работы было изучение комплексом методов, в том числе и прецизионных, литологии фосфатоносных отложений территории Египта для выяснения их типов, изменений в разрезах и латерали, установить влияние биотических и абиотических факторов на образование фосфоритов, провести стадийный анализ фосфатогенеза и выявить условия формирования месторождений.

Для достижения поставленной цели потребовалось решение следующих задач:

1. Ознакомиться с существующей литературой по фосфоритам для определения целей, задач и направлений исследований фосфоритоносных отложений Египта;
2. Провести полевые работы на месторождениях Египта с отбором проб для различных видов исследований вещественного состава фосфоритов;
3. Выполнить петрографические исследования фосфоритов и вмещающих пород свиты Дауи;
4. Определить минеральный состав различных типов фосфоритов и вмещающих пород с помощью прецизионных методов;

5. Провести геохимические исследования породообразующих, в первую очередь фосфора, и малых элементов в фосфатогенезе;

6. Выполнить стадийный анализ фосфатогенеза и выявить роль минералов фосфоритов в этом процессе.

7. Провести анализ основных факторов формирования месторождений фосфоритов.

Фактический материал. При проведении полевых работ было исследовано и опробовано 15 разрезов в четырех месторождениях. При этом отобрано и изучено 245 образцов. По полученным образцам фосфоритов и вмещающих пород проведено 70 петрографических, 25 дифрактометрических, 150 электронномикроскопических, 52 микронзондовых анализов. В основу представляемой работы положен фактический материал, полученный диссертантом в период проведения геологических работ с 1998 по 2008 годы. Все петрографические, рентгеновские, электронно-микроскопические исследования проведены в лабораториях ВГУ.

Методика работ. Для решения поставленных задач использовался комплекс методов исследования осадочных пород свиты Дауи, который включал:

-изучение геологического строения осадочных толщ путем проведения детальных полевых наблюдений;

-анализ структурно-текстурных особенностей фосфоритов и вмещающих пород;

-рассмотрение петрографических признаков и минерального состава фосфоритовых пород с применением микроскопических, рентгеновских, электронномикроскопических, спектральных и других методов;

-изучение химического состава и распространения элементов исследованных фосфоритов путем использования различных видов геохимических анализов.

Нами впервые на систематической основе проведено обобщение материалов и выполнен сравнительный анализ особенностей строения и условий формирования месторождений фосфоритов Египта. На основе прецизионных анализов уточнены ранее полученные другими авторами данные по петрографии, минералогии и геохимии фосфоритов и вмещающих их пород свиты Дауи. Впервые установлен преимущественно монтмориллонитовый состав глин в изученных разрезах.

Благодарности. При обработке фактического материала, оформлении работы большую помощь авторам оказали сотрудники Воронежского университета А.В. Жабин, С. В. Мануковский, Д.А. Дмитриев, С.М. Пилюгин, А. Г. Чигарев, Е.В., Кутищева, А. В. Крайнов, которых благодарим. Выражаем также благодарность геологу Ахмаду Сааду, аспирантке ВГУ Имане Махди.

Глава 1. История исследований

История изучения фосфоритов Египта насчитывает более 100 лет, однако практическое их использование началось в начале прошлого века. Первые научные сведения о фосфоритах приведены в работах М. Фуортао (M. Fourtau, 1898 г.). Он полагал, что в районе оазиса Дахла фосфориты приурочены к отложениям верхнего мела. В то же время Т. Баррон (T. Barron) изучил несколько стратиграфических разрезов в долине Нила, где им были открыты фосфоритовые проявления на горе Курна в районе Идфу. Фосфоритовые залежи Сибаия описаны в работе Монсона (1903 г.), а района Кусеир-Сафага, на побережье Красного моря открыты С. Ж. Алфорд (C. J. Alford, в 1901 году), который считал, что фосфориты Восточной пустыни ассоциируются с известняками мелового возраста. В том же году Ж.Л. Баднелл (J. L. Beadnell) изучил геологические и геоморфологические особенности оазисов Дахла и Харга, отметив широкое развитие фосфоритовых проявлений в этих районах. Подробное геологическое описание фосфоритовых месторождений Египта было дано в 1927 г. В.Ф. Хюмом (W.F. Hume). Он дал стратиграфическую и петрографическую характеристику отложений, содержащих фосфориты и данные о добыче в период с 1908 до 1924 г.г.

Первым серьёзным научным исследованием в области вещественного состава фосфоритовых отложений и стратиграфической детализации стали работы М. И. Жозеф, в который выделил фосфоритосодержащие породы в одну формацию свиты Дауи. Этим завершается первый дореволюционный этап в истории изучения фосфоритоносности района.

Кроме этого, почти 40 лет назад по проблеме фосфоритоносности свиты Дауи были защищены кандидатские диссертации [75, 136]. Последующие работы были посвящены отдельным аспектам фосфоритоносности и затрагивали разрозненные участки центральной части Египта, где распространены отложения свиты Дауи. Вместе с тем, положение продуктивных отложений в стратиграфических разрезах, вопросы минералогии, геохимии и условия образования фосфоритов были изучены недостаточно.

И. Р. Филлобос (E.R. Philobos) [136] изучал литологические особенности осадочной толщи познемелового – палеогенового возраста в области Кена-Идфу (долина Нила), сконцентрировав внимание на фосфатоносных породах. Он также разделил отложения свиты Дуви на три пачки: верхняя - Махамид, средняя - Сибаия, нижняя - Адаима фосфатная пачка.

В начале 70-х годов прошлого века проводились широкомасштабные поисково-разведочные работы на фосфоритовых залежах района Абу Тартур, изучение которых приобрело централизованный характер. Здесь находится самое крупное месторождение фосфоритов Египта, где за последние 40 лет проводились многочисленные геологические и экономические исследования фосфоритоносных образований. Большое значение для дальнейшего изучения рудного поля Абу Тартур имели работы геологического департа-

мента Египта, проведённые в 1970-1977 годах. В результате доразведки были детализированы горнотехнические и геологические данные, а запасы переведены в более высокие промышленные категории. Изучение палеогеографических и палеогеологических факторов при образовании фосфоритов месторождения Кусеир проводился Эль Тарабили в 1970 г. Он предполагал, что апвеллинг переносит фосфор к зоне фотосинтеза, где и отлагаются биогенные апатит и кремнезем.

Геохимические особенности фосфоритов рассматриваемых месторождений исследованы в 1974 году А. М. Эль Каммаром (А.М. El Kammar) [160]. В этой работе приводятся содержания не только главных оксидов и микроэлементов, но и редкоземельных металлов. По результатам его исследования отмечается, что кальций в строении апатита замещен другими элементами (Na, Sr, U, PЗЭ). При этом отмечается положительная корреляция концентраций урана и P_2O_5 в фосфоритовых породах.

Сравнительное изучение минерального состава и распространения микроэлементов в фосфоритах исследованных месторождений показаны в работе И.Р. Филоббоса (1976). Он определил три фактора, контролировавших распределение микроэлементов в фосфоритах Египта. Это мощная вскрыша, обогащение франколитом и определенные условия диагенеза.

Содержание фауны в свите Дауи изучалось в 1994 году А.С. Мохамедом (А.С. Mohamed). Он предполагал, что отложения этой свиты, формировались в период от позднего кампана до раннего маастрихта. Петрографическая характеристика фосфоритовых пород свиты Дауи исследована А.А. Шараф Эльдеен в 1999 году. Им установлено, что фосфориты формируются фосфатными пеллетами и значительным количеством биокластов, в том числе костными остатками, зубами акул [160]. Э.Л. Школьником отмечено присутствие фосфатизированных водорослей, раковин фораминифер [23].

Тяжелые минералы в исследованных фосфоритах наблюдаются в незначительном количестве А.А. Хебиш (А.А. Hebish) [102]. Они представлены рутилом, гранатами, цирконом, баритом, гематитом. Многие исследователи генезиса отложений свиты Дауи доказывают, что они формировались в стадию морской трансгрессии в мелководных морских условиях хемогенным и биохемогенным способами [37].

Таким образом, фосфоритоносные отложения свиты Дауи имеют длительную историю изучения и представляют один из наиболее исследованных объектов в геологии Египта. Вместе с тем, исходя из современных требований, уровень изучения вещественного состава фосфоритов и вмещающих пород, а также их генезиса следует признать недостаточным, что явилось снованием для постановки настоящей работы.

Глава 2. Геология фосфоритоносных отложений

Меловые отложения издавна привлекают внимание геологов и изучены в различных местах Египта. Повышенный интерес к породам этой системы связан с наличием среди них экономически значимых фосфатных слоев образующих месторождения (рис. 2.1). Разрез меловых образований снизу вверх представлен: песчаниками свиты Нубия (до коньякского яруса), сланцами свиты Кусеир (коньякский- сантонский ярусы), известняками, глинами и фосфоритами свиты Дауи (кампанский – маастрихтский ярус) и глинистыми сланцами свиты Дахла (маастрихтский ярус – палеоцен) (рис. 2.2). Меловые отложения от основания к верхней части описаны ниже.

2.1. Песчаники свиты Нубия

Нубийские песчаники являются древнейшими осадочными породами не только в исследованных районах, но во всей стране, где они залегают несогласно на кристаллических породах докембрийского фундамента. Термин "нубийские песчаники" впервые был введен в Египте [152] для описания широко распространенных терригенных осадочных образований в основании верхнего мела. Песчаники свиты Нубия покрывают большую площадь на юге Египта, Судана и Ливии. К. А. Зетел [180], применил этот термин к песчаникам позднемелового возраста в Нубии, Асуане и Ливийской пустыне. Из-за отсутствия фоссилий и остатков организмов в этих отложениях определение их возраста очень затруднено. Нубийские песчаники, по мнению [104, 131], образовались в кампанское время. М.И. Юсеф [176] считал, что они имеют возраст от каменноугольного до третичного времени.

Песчаники, как правило, разноцветные (от желтых до красно-коричневых оттенков), косослоистые (рис. 2.3), с прослоями пясско-алевритовых глинистых сланцев. В нижних частях разрезов они несортированные, содержат песок, гравий и гальку (рис. 2.4). В верхней части нубийских песчаников увеличивается количество прослоев глинистых сланцев и глин, поэтому определение точной границы между свитами Нубия и Кусеир невозможно.

Формирование нубийских песчаников происходило в различных средах - от мелко-водно-морских и дельтовых до континентальных и контролировалось поверхностью рельефа пород фундамента [65], а также склоном северной части Африканской платформы [103, 105].

2.2. Сланцы свиты Кусеир

Залегают на нубийских песчаниках. Из-за того, что в верхней части свиты Нубия присутствует чередование песчаника и глин, а в сланцевых слоях нижней части свиты Кусеир встречаются прослойки песчаника, трудно определить границу между двумя свитами. Эти отложения выделены в отдельную свиту [92], в районе Кусеир на побережье Красного моря. Термин " разноцветные сланцы Кусеир " введен Юсефом [176] для описания разно-

цветных сланцев и аргиллитов, залегающих на песчаниках свиты Нубия и согласно перекрытых отложениями свиты Дауи. Породы свиты Кусеир содержат незначительное количество растительных остатков, костных фрагментов и зубов рыб, особенно в верхней части. Эти растения росли в близлежащих местах, находящихся во влажном, тропическом климате [159].

Контакт между нубийскими песчаниками и кусеиловыми разноцветными сланцами очень трудно определяется по увеличению количества алевролитов и глинистых прослоев в верхней части песчаников свиты Нубия и нижней части сланцев свиты Кусеир. Её верхняя граница проводится по подошве нижнего фосфатного слоя свиты Дауи. Абд эль Разик [30] предполагает, что сланцы свиты Кусеир относятся к кампанскому ярусу.

Породы свиты состоят из сланцев с прослойками желтых песчаников и алевролитов, а в некоторых случаях отмечаются тонкие слои фосфоритов, особенно в верхней части свиты. Наблюдаются очень мелкие конкреции оксидов железа. Мощность сланцев свиты Кусеир около 70 м в районе Кусеир, 40- 78 м в районе Абу Тартур, и 35 м в районе Сибаяя (рис. 2.5, 2.6).

2.3. Свита Дауи

Верхнемеловая свита Дауи представлена широко распространенными мелководными морскими отложениями. Они развиты в виде протягивающейся с запада на восток полосы в южной и средней частях Египта. Количество слоев фосфорита в этой формации колеблется от 1 до 10-15, при их мощности от нескольких сантиметров до 1-2 м, редко 3-7 м. В районе Красного моря оно достигает 11, как и в Горе Дауи, но это число не является постоянным в различных местах вдоль побережья Красного моря. В районе долины Нила фосфатных слоев всего четыре. В Западной пустыне их количество колеблется от 4 в оазисе Дахла до 6 в районе Абу-Тартур. Содержание P_2O_5 в них варьирует в разных слоях и разных месторождениях. Эти слои фосфоритов формируют основные месторождения фосфоритов Египта. Ширина рудной зоны, обогащенной фосфоритами на побережье Красного моря составляет 120 км, и достигает около 170 км на Западной пустыни.

Мощность свиты Дауи различна не только по разным месторождениям, но и в пределах отдельно взятого месторождения. Например, в районе Кусеир-Сафага она превышает 40 м в центральных разрезах, а на севере района не достигает и трёх метров (рис. 2.7). В районе Сибаяя мощность свиты Дауи достигает 12 м. На Западной пустыне мощность ее колеблется от 20 м (Оазис Дохла) до 50 м на западной границе месторождения Абу Тартур.

Многие исследователи определяли кампан-маастрихтский возраст пород свиты Дауи по органическим остаткам, среди которых фауна пеллеципод, гастропод, фораминифер. Б.

Иссави и др. [65] первым описал эту свиту в районе Кусеир, где полный и хорошо изученный стратиграфический разрез находится в пределах горы Эль-Дауи.

Формация Дауи была названа «формацией фосфата» [35, 153, 155]. Она состоит из гетерогенной группы маломощных пород, залегающих на сланцах свиты Кусеир и перекрытых сланцами свиты Дахла. Образования рассматриваемой формации залегают в виде линз [94], и представлены карбонатными и бентонитовыми глинами, фосфоритами, кремнистыми и глинистыми сланцами, глауконит-кварцевыми песчаниками, силицитами, доломитами и устричными известняками. Соотношение пород меняется как по разрезу, так и по латерали. Породы свиты Дауи залегают согласно на сланцах свиты Кусеир и представлены чередованием известняков, карбонатных глин и сланцев с включениями фосфорита и фосфорит содержащих слоев. З (рис. 3.3). Р. Эль Нажар [78] назвал рассматриваемые отложения «фосфатной формацией Сибайя» и рассмотрел ее как верхнюю часть нубийской группы. Термин "формация Дуви" использовался [136] для описания этих образований и классифицировал отложения свиты Дуви на три пачки: верхняя - Махамид фосфатная, средняя - Сибайя фосфатная, нижняя - Адаима фосфатная.

И. Р. Филобос [136] согласно [65] определил границы формации Дуви, и полагал, что самая нижняя граница этой формации является основанием самого нижнего фосфоритового слоя, который соответственно залегают на разнообразных сланцах Кусеир, в то время как верхняя граница отмечена поверхностью самой верхней фосфоритовой залежи.

Нижняя часть формации Дуви была датирована кампаном [78, 136]. Средняя часть была ранее отнесена к кампану [78], и маастрихту [35, 153]. Верхнюю часть формации Дуви ранее рассматривали как обособленную от пачки сланцев Дахлы, и определили ее возраст, как датский [43, 103, 105] и маастрихтский [65, 78, 110, 136]. В слоях устричного известняка свиты Дауи широко отмечаются раковины *Exogyra overwiegi* и *Ostrea villi*. Мохамед А. С. [129] изучили фауну формации Дуви и отнесли ее возраст к позднему кампану - раннему маастрихту.

2.4. Свита Дахла

Термин "сланцы Дахлы", введен Саидом Р. [154], для сланцевых отложений, залегающих между свитами Дауи внизу и меловым известняком формации Тараван сверху и отмечающихся в северной части оазиса Дахла, в Западной пустыне. Рушди М. [151] предположил маастрихтский возраст зоны *Gansserrina gansseri* формации Дахлы. Моуса М. М. [130], отмечал наличие зоны *Gansserrina gansseri* в сланцах свиты Дахла по долине Нила и решил, что нижняя часть формации Дахла также датируется маастрихтским возрастом. В целом же отложения свиты Дахла приурочены к позднемаастрихтскому- палеоценовому времени по мнению многих исследователей [78, 175].

В исследованных районах свита Дахла состоит из серых, желтых, зеленых и черных сланцев с присутствием гипса, выполняющим трещины (рис. 2.8). Отложения нижней части свиты Дахла в районе Кусеир включают значительное количество фосфатных конкреций и костных остатков. В исследованных разрезах долины Нила образования нижней части формации Дахлы содержат серые сланцы, сверху перекрытые черными сланцами. К последним приурочены карбонатные сланцы и глинистые известняки, содержащие раковины *Pecten*.



Рис. 2.1. Местоположение главных месторождений фосфоритов Египта.



Рис. 2.2. Литостратиграфическое строение меловых отложений исследованных районов: 1-устричный известняк, 2-песчаник, 3-глинистые сланцы, 4-бентонитовые сланцы, 5-фосфорит, 6-известняк, 7-кремнистые сланцы



Рис. 2.3. Косослоистые песчаники свиты Нубия в районе Сибая долины Нила.

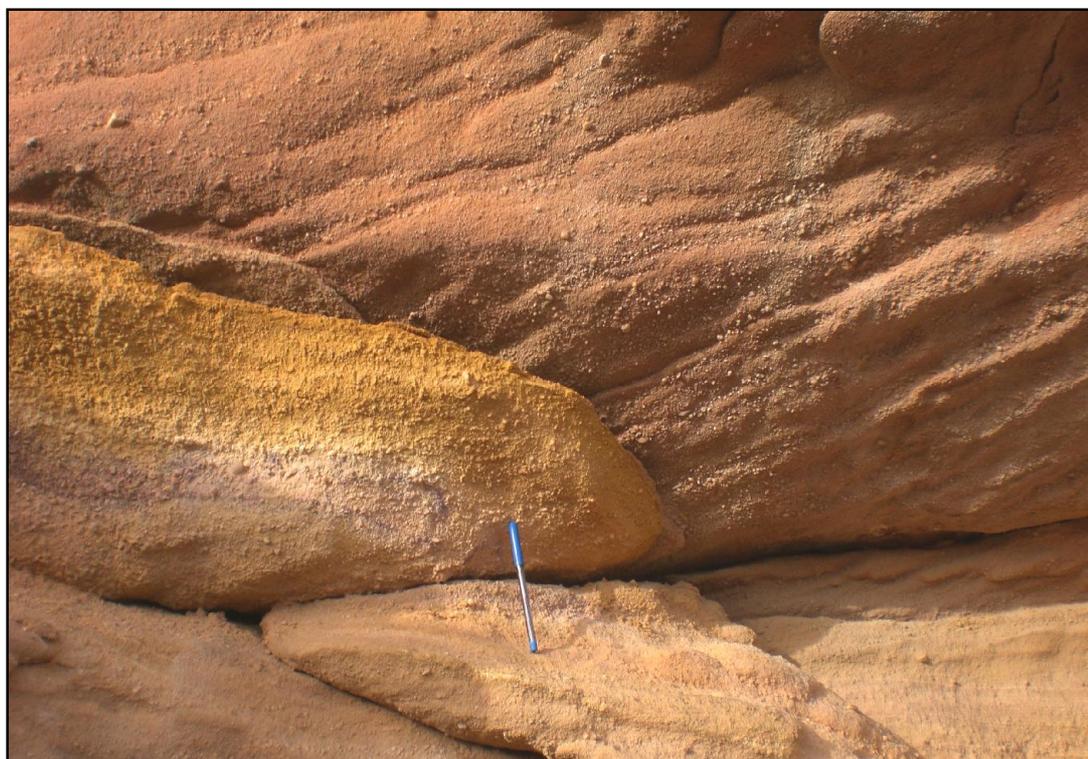


Рис. 2.4. Нубийские песчаники района Кусеир побережья Красного моря.

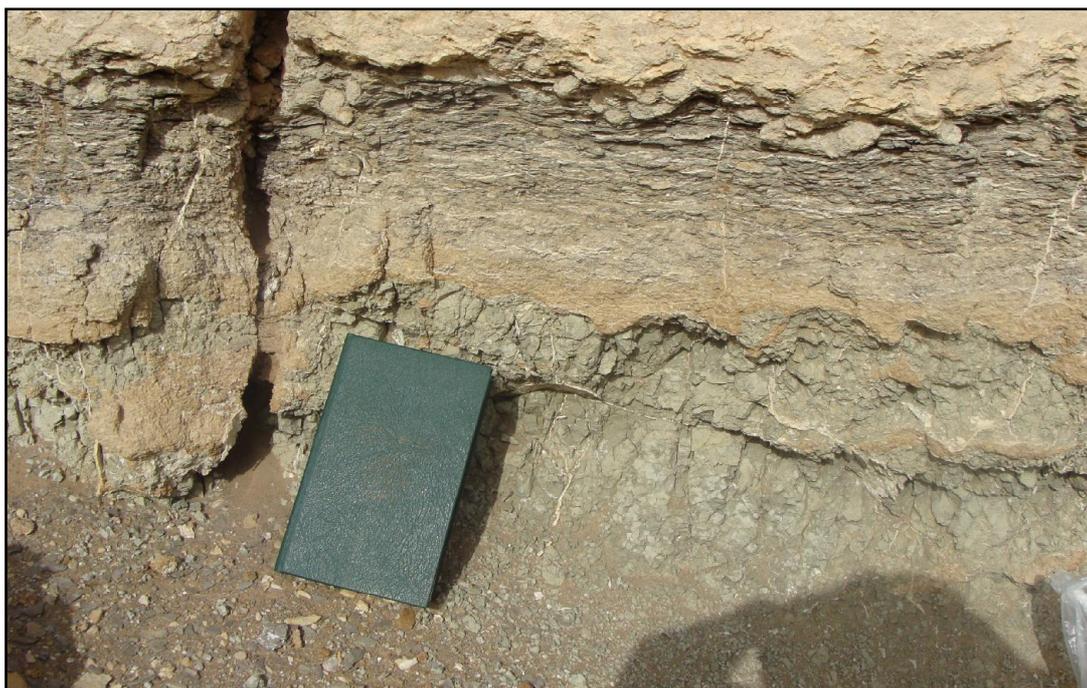


Рис. 2.5. Верхняя часть свиты Кусеир в районе Абу Тартур (пестроцветные глинистые алевроиты с фосфатными конкрециями).



Рис. 2.6. Верхняя часть свиты Кусеир в районе Сибайя (глинистые алевроиты с прослоями песчаников).

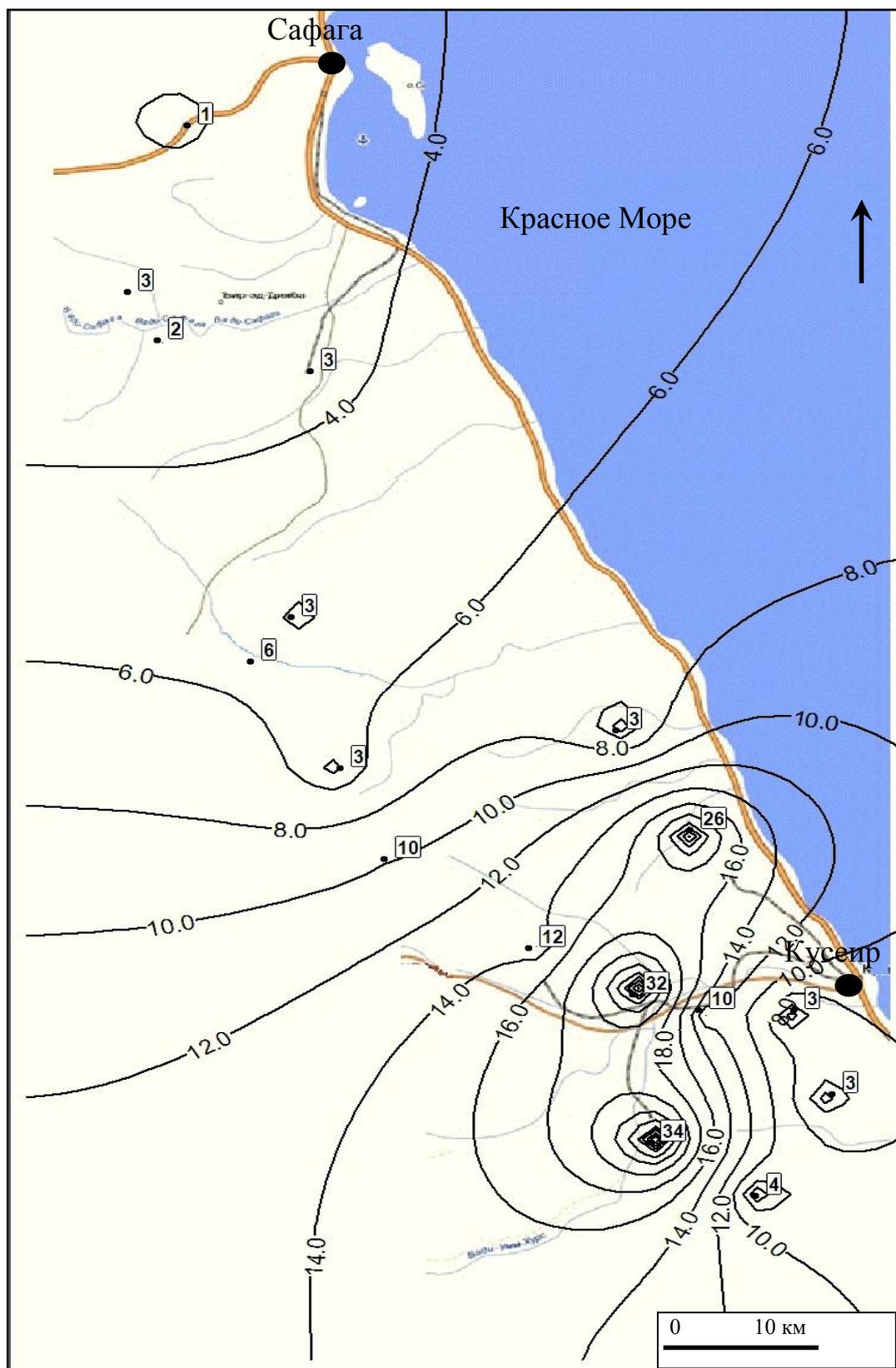


Рис. 2.7. Карта изопохит свиты Дауи, района Кусейр

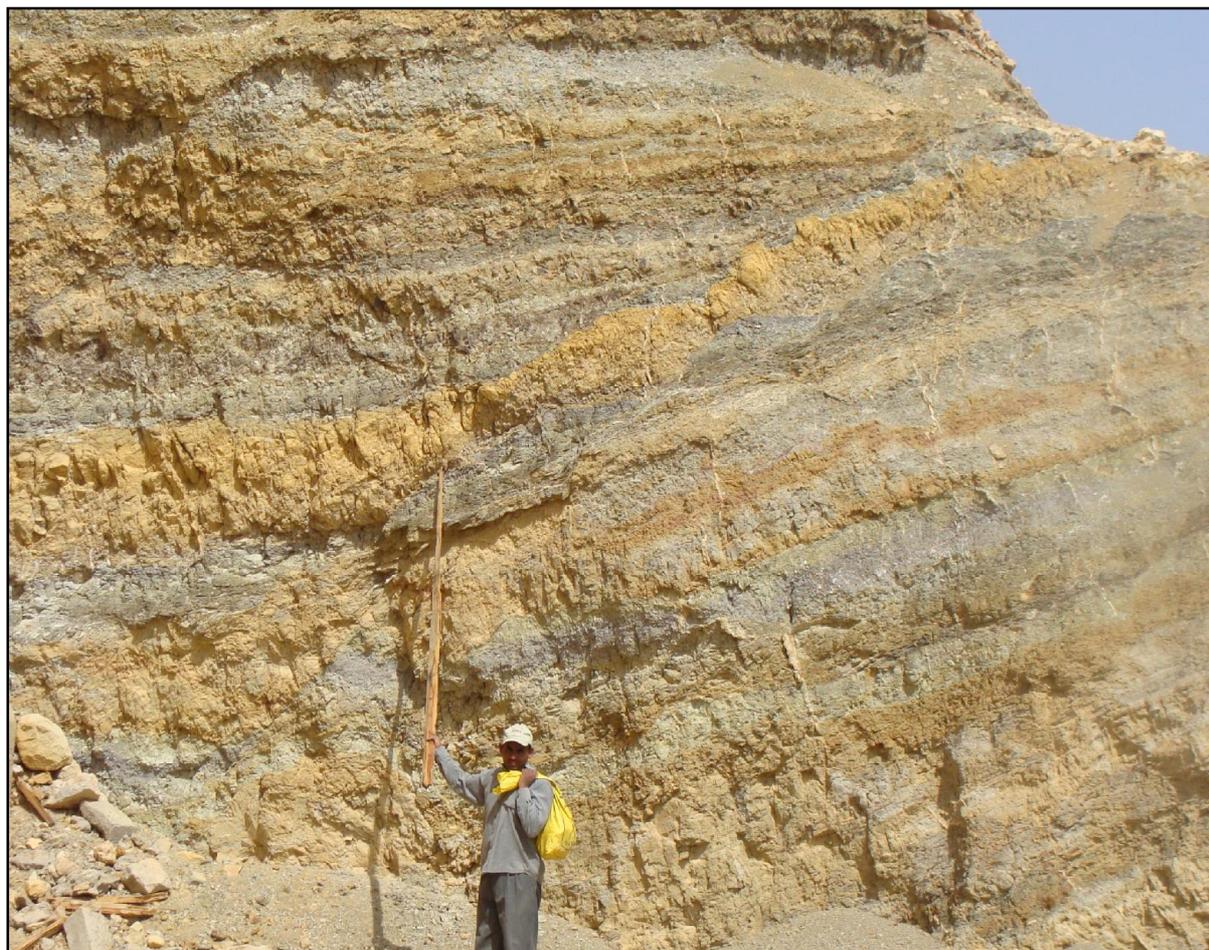


Рис. 2.8. Переслаивание пород свиты Дахла.

Глава 3. Характеристика литологических типов пород свиты Дауи

В настоящей главе рассмотрены литологические типы фосфоритов и вмещающих пород. Первые охарактеризованы отдельно для каждого месторождения, вторые для всех вместе. Кроме фосфоритов, образования рассматриваемой свиты представлены карбонатными и бентонитовыми глинами, кремнистыми и глинистыми сланцами, глауконит-кварцевыми песчаниками, силицитами, доломитами и устричными известняками (рис. 3-1).

3.1. Вмещающие породы

3.1.1. Кремнистые глины, глинистые и кремнистые сланцы

Кремнистые глины характеризуются тонкими слоями. Имеют тонкую параллельную слоистость, пелитовую и алевропелитовую структуры, часто содержат рассеянные макро- или микроскопические фосфатные конкреции (рис. 3.2). Кремнезем в этих породах обычно представлен микрокристаллическим кварцевым цементом. Размер фосфатных пеллет варьирует от тонкодисперсных скрытокристаллических до мелких овальных фосфатных пеллет, иногда достигающих нескольких миллиметров в диаметре. К другим заметным составляющим этих пород относятся очень тонкие кремнистые обломки, зерна карбоната и глауконита.

Кремнистые глинистые свиты отмечаются в некоторых месторождениях, в том числе Ум Хаммад, горах Эль Дауи, Хамадат и всегда приурочены к основанию свиты Дауи. На основании данных петрологии и петрографии доказано [67, 94], что эти породы образованы в относительно спокойных гемипелагических условиях с терригенным привнесением материала. Присутствие глауконитовых и фосфатных зерен показывает, что, возможно, эти породы образованы в восстановительно-окислительных условиях.

Глинистые сланцы черные до серых, ламинированные и расщепляются на тонкие слои, богаты органическим материалом и иногда включают прослои алевролитов. Сланцы часто содержат кости рыб и рассеянные кристаллы пирита. Иногда к ним приурочены тонкие слои глин, например, в разрезе Гебель Дауи - железистых и глауконитовых песчаников [64]. В этом разрезе нижняя часть свиты Дауи содержит серые, желтые, также расщепляющиеся бентонитовые (Na-монтмориллонит) сланцы. Встречаются карбонатные сланцы, отличающиеся небольшой мощностью (28-44 см). Это желтые, коричневые и довольно массивные породы. Как и в случае литофации кремнистых глин, породы сланцевых литофаций содержат мелкие зерна коллофана, которые в рассматриваемых образцах белые до коричневых. Эти фосфатные зерна присутствуют либо в виде рассеянных овальных пеллет, погруженных в основную массу, либо находятся в тонких (около 5 мм) слоях, обогащенных костными остатками.

На побережье Красного моря эта литофация широко наблюдается в разрезе горы Хаммад, достигает максимальной мощности 5 м, которая уменьшается в обнаженных юго-восточных разрезах. На севере и юге эта литофация исчезает [94]. Однако следует отметить, что по литологии сланцы литофаций свиты Дауи очень похожи на таковые верхнего слоя формации Кусейр.

В центре Египта рассматриваемая литофация свиты Дауи представлена карбонатными, зелеными, серыми и желтыми сланцами, иногда содержащими гипс. Мощность сланцев достигает 6 м, иногда к ним приурочены достаточно тонкие прослои кремнистых пород (черт) и фосфоритов.

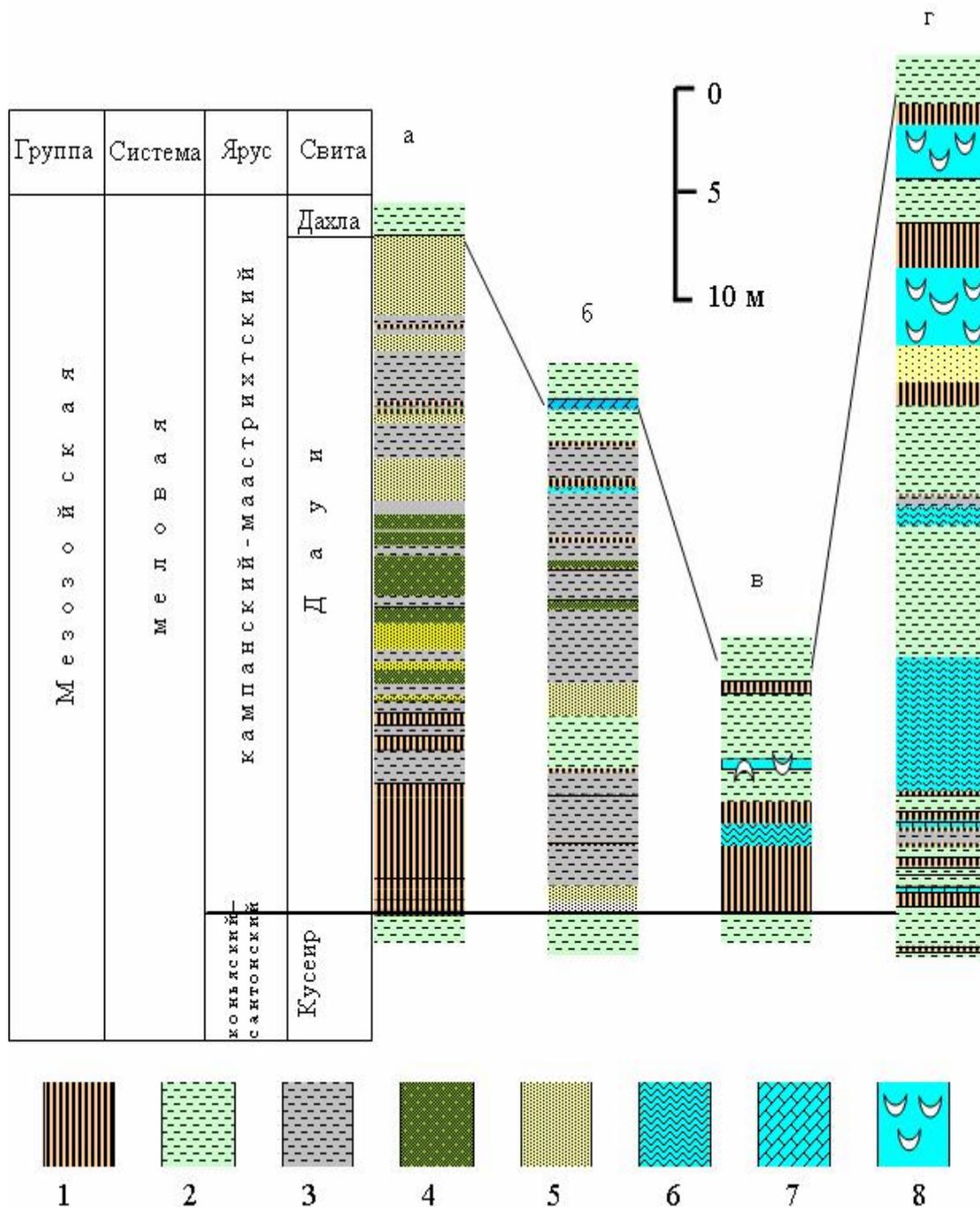
В разрезе Абу Тартур эта сланцевая литофация представлена черными, массивными и расщепляющимися сланцами (рис. 3.3), содержащими гипс и участками серу. Мощность сланцев колеблется от 5 до 10 м, иногда превышает 20 м, как в районе Айн Амур [80]. Эта литофация является эквивалентом фаций, образующихся во время трансгрессии. Присутствие органического вещества, пирита, фосфатных конкреций и общее отсутствие структур биотурбации показывает, что породы этой литофации были образованы в восстановительных условиях по Гленну и Мансуру [94] с возможным сероводородным заражением.

Кремнистые сланцы представляют биокремнистые гемипелагические осадки, диагенетически измененные и превращенные в массивные, плотные, стекловидные, фарфоровидные, кремнистые, отражают спокойные гидродинамические условия осадконакопления, которые периодически сменялись активными в результате штормов и/или смещения осадков вниз по склону. Они локально содержат обильное органическое вещество, а также фосфатные зерна, которые морфологически и химически подобны зернам фосфоритов в верхней части свиты, а также, возможно, являются источником, из которого было получено фосфатное вещество.

Породы кремнистой литофации состоят из черных окаймлённых (ленточных) кремней, кремнистых тонкозернистых глин. В районе прибрежных частей Красного моря литофация кремнистых пород широко распространена во всех районах к северу от горы Дауи. Кремнистые породы присутствуют в верхней части свиты Дауи и иногда приурочены к слоям устричного известняка. Мощность прослоев их не превышает 20 см (рис. 3.4). Присутствие этой литофации свидетельствует о низкоэнергетической гемипелагической обстановке, в которой отлагались кремнистые породы. В районе долины Нила литофация кремнистых пород хорошо наблюдается. Они предста-

влены желто-коричневыми до темно-коричневыми микрозернистыми массивными кремнистыми сланцами и кремнистыми фосфатными известняками. Мощности прослоев

достигают 60 см. Над промышленным слоем фосфоритов залегают массивные кремнистые сланцы, которые играют важную роль в процессе добычи фосфатной руды, где они являются жёсткой кровлей над пластом фосфоритов. В месторождении Абу Тартур и оазиса Дахла кремнистые породы отсутствуют.



1- фосфорит, 2- пестроцветные сланец, 3- черные сланцы, 4- глауконитовые песчаники, 5- алевропесчаник, 6- кремнистые сланцы, 7- доломит, 8- устричный известняк

Рис. 3.1. Сопоставительные разрезы фосфоритовых месторождений Египта: а- Абу Тартур, б- оазис Дахла, в- Себаиа (долина Нила), г- Кусеир (Красное море)

3.1.2. Карбонатные породы (устричные известняки и доломиты)

Хотя фосфоритоносные отложения в разных месторождениях Египта относятся к свите Дауи (кампанский и маастрихтский ярусы), они нередко отличны друг от друга, и каждое месторождение характеризуется особыми условиями накопления и историей диагенеза. Например, в состав свиты Дауи месторождений Кусейр-Сафата и долины Нила входят устричные известняки значительной мощности (30 и 3 м соответственно), а в Западной пустыне они отсутствуют. Устричный известняк состоит из разных сборок остатков морских организмов, среди которых преобладают раковины устриц (особенно *Ostrea vitlie*) (рис. 3.5). Иногда в устричных известняках встречаются тонкие (10-20 см) глинистые и кремнистые прослои. В районе Кусейр-Сафага слои известняка утоняются к востоку и северо-западу [80]. В долине Нила их мощность достигает 3 м. Поскольку устричные известняки достаточно устойчивы к выветриванию, то бронируют нижележащие отложения свиты.

На всей изучаемой территории прибрежных частей Красного моря в слоях устричного известняка наблюдается косая слоистость, в остальных районах она имеет ограниченное распространение, и в изолированных местах. Большое накопление биокластических раковин, часто совершенно неразрушенных, формирующих известняк, а также наличие пологого угла кривой слоистости предполагает, что эти породы образовались в условиях относительно высокой гидродинамической активности, в зоне пляжа. Факторы, контролирующие вертикальное и горизонтальное распределение фаунистических остатков, вероятно, связаны, во-первых, с максимальными концентрациями кислорода в зоне осадконакопления, во-вторых, с обилием питательных веществ и, в третьих, с резко ограниченным привносом терригенного материала.

Доломиты характеризуются коричнево-желтыми цветовыми оттенками и массивной текстурой. В отобранных образцах они очень похожи на мергели. Микроскопическое исследование показывает, что эти породы состоят из мелкокристаллических ромбических зерен доломита, составляющих почти 100% общего объема. Кроме многочисленных конкреций доломита, найденных во всех исследованных разрезах района Кусейр - Сафага, слои данных пород наблюдаются в юго-восточной части территории. В отложениях Западной пустыни доломиты широко развиты, особенно во впадине Дахла, где они перекрывают другие породы свиты Дауи. Их мощность достигает 50 см (рис. 3.6). Во впадине Дахла они характеризуют верхние части разрезов. На склонах впадины доломитовые породы перекрываются глинистыми породами свиты Дахла. В районе Абу Тартур слои доломита приурочены к средней и верхней частям разрезов свиты Дауи и мощность их не превышает 1

м. Они состоят на 45-60% из ромбических кристаллов доломита, погруженных в глинистый матрикс (40-50 %), и фактически представляют доломитовый мергель.

В районе Сибайя долины Нила доломитовые слои отсутствуют, но иногда при петрографических исследованиях фосфоритов наблюдается микро-кристаллический доломит в виде цемента. Образование осадочных доломитов уже давно является предметом споров специалистов. Эти отложения могут дать ценную информацию о химии карбонатных осадков и их диагенезе. Кроме того, они могут также добавить информацию к нашему пониманию происхождения фосфоритоносных пород. Результаты экспериментов показали, что формирование апатита замедляется в присутствии ионов Mg^{+2} [120]. Образование доломита уменьшает количество ионов Mg^{+2} в водах [51], что создает благоприятное условие для формирования фосфатного материала.

3.1.3. Глауконит-кварцевые песчаники

Глауконитовые песчаники весьма распространены в верхних частях пестроцветных сланцев свиты Кусейр. В районах Абу Тартур и оазиса Дахла эти породы часто наблюдаются в свите Дауи, мощность которых варьирует от 0.8 до 6 м. Цвет их изменяется от светло- до темно-зеленого. Они состоят из кварца, глауконита и значительного количества конкреций железа, серы мелкозернистой размерности и гипса, развитого по трещинам (рис. 3.7).

В разрезах района Кусеир глауконит-кварцевые песчаники в некоторых случаях связаны с черными расслоенными сланцами. В разрезе горы Дауи песчаники представлены хорошо сортированными, рыхлыми и твердыми разностями, состоящими из темно-зеленых и желто-коричневых гранул. Мощность их превышает 0.9 м. Важно отметить, что глауконитовые зерна являются аллотигенными, т.е формируются в одних участках, а затем переносятся в другие. Глауконит типичный морской минерал, образуется в результате нескольких процессов. Непосредственно осаждением из морской воды, изменением оболочек слюдяных минералов (филлосиликат), но с участием органического вещества [110]. Формирование глауконита требует восстановительно-окислительных условий (слабо окислительных [60] и, следовательно, может быть связано с верхним или нижним уровнем минимальных концентраций кислорода зоны [94]).

3.2. Фосфориты

3.2.1. Фосфориты побережья Красного моря

Фосфоритовые слои района Кусиер-Сафага побережья Красного моря имеют среднюю мощность в десятки сантиметров, но она может варьировать от нескольких миллиметров до нескольких метров. Во многих слоях хорошо наблюдаются биотурбации. Они, возможно, сыграли важную роль в уничтожении первичной структуры отложений в место-

рождениях этого района [94]. В нескольких районах в образованиях свиты Дауи широко проявлена пологая косая слоистость. Эксплуатируемые фосфоритные слои могут быть в верхней части свиты (разрезы Бейда и Абу Шгили) (рис. 3.8), в средней части (горы Хамадат и Атшан на юге), а иногда и в нижней части разрезов Нахил и Насер. Следует отметить, что фосфатонакопление, часто очень быстрое, контролировалось палеогеографическими параметрами (рельеф дна бассейна, глубина и расстояние от береговой линии).

Фосфориты в нижней части формации состоят из более крупных фосфатных зерен, чем в средней и верхней. В общем, размер зерен фосфоритоносных пород варьирует от грубого гравия до мелкозернистого песка (в среднем - 0.75 мм). Фосфориты желтовато-коричневого до темно-коричневого цвета из-за присутствия в цементе оксида железа. Серый и светло-серый цвет наблюдается в фосфоритах в верхней части разрезов в связи с наличием карбонатных цементов (кальцит и/или доломит). В зависимости от цементирующих материалов в рассматриваемых фосфоритах твердость дифференцирована, фосфориты нижней части свиты более крепкие, чем фосфориты в других частях. Макрофоссилии представлены раковинами устриц, а также крупными фрагментами костей (> 5 см) (рис. 3.9), зубами рыб. Из микрофоссилий присутствуют остатки водорослей и фораминифер.

3.2.2. Фосфориты долины Нила

В районе исследования эксплуатируемых слоев фосфоритов чаще всего 3, иногда 2 и редко достигает 4. Обычно эксплуатируемый слой, имеющий наибольшую мощность и высокий процент содержания фосфата, отличается в разных месторождениях (рис. 3.10). Например, в месторождении Хауи это второй фосфатноносный слой или залежь «b» (так названная горными инженерами), представляет экономически значимый слой. В то же время в месторождении Гедеда большинство фосфоритов находится ниже, и здесь слой «a» является эксплуатируемым слоем мощностью 3 м, в то время, как слой «b» здесь едва достигает 35 см. Слой «с» во многих месторождениях является

непромышленным, однако по нему проводят верхнюю границу свиты Дауи. Содержание фосфоритов увеличиваются с юга на север района [30].

3.2.3. Фосфориты Абу Тартур

В Западной пустыне фосфориты встречаются в оазисах Дахла, Харга, Асуан, Дунгул и Куркур. Важное месторождение было обнаружено на плато Абу Тартур. Свита Дауи (16-40 м) здесь состоит в основном из фосфоритсодержащих пород, переслаивающихся с желтоватыми, сероватыми, светло-коричневыми, черными гипсоносными сланцами, аргиллитами, глауконитовыми алевролитами и песчаниками.

Основной фосфатный слой залегает в нижней части свиты и варьирует по мощности от 0.5 до 9 м в секторе Маграби - Лифия (рис. 3.11). Слой залегает под малым углом, иногда содержит крупнозернистые фосфоритовые конкреции. Нижняя поверхность основного фосфатного слоя отмечена размывом и интенсивной биотурбацией, вызванной деятельностью илоедов. В некоторых местах эти фосфориты трубчатые, выполняют каверны в сланцах (рис. 3.12). Фосфоритовая фация образована в мелководных гемипелагических условиях по [96], а другие авторы [81] считают, что она накопилась в среде защищённого внутреннего шельфа во время активного шторма. К основному фосфатному слою приурочены тонкие слои глин и алевролитов (рис. 3.11).

Неокисленные фосфориты состоят из мелкозернистых до крупнозернистых фосфоритных пеллет (0.25 - 1 мм), сцементированных карбонатным и фосфатным цементами. В окисленных фосфоритах цементом является, в основном, гипс, образовавшийся при разложении пирита при наличии карбонатов. Поэтому в окисленных разностях всегда имеются оксиды железа.

Цвет неокисленных фосфоритов в основном темно-серый и черный из-за обогащения органическим веществом и пиритом. Цвет окисленных разностей от желтовато-коричневого до темно-коричневого, из-за присутствия оксидов железа, увеличивающих массивность фосфоритов, большую, чем у неокисленных.

Основной слой фосфоритов сопровождается ряд непромышленных слоев, число которых может достигать 4. Эти непромышленные фосфатные слои содержат прослои доломита имеют среднюю мощность 10 см. Самый верхний фосфатный слой состоит из фосфатных гранул гравийных размеров (1-4 мм).

3.2.4. Оазис Дахла

Свита Дауи в области оазиса Дахла (7-22 м) состоит из фосфатных слоев, отделенных друг от друга серовато-коричневыми, желтовато-зелеными и зелено-желтыми гипсосодержащими сланцами, глауконит-содержащими алевролитами, глинами, мергелем и слоями песчаника.

В оазисе Дахла находятся два различных типа фосфоритов - окисленные и неокисленные. Все обнаженные фосфатные породы окислены, как в районе Рашда и Семент, но залегающие ниже дневной поверхности фосфаты являются не окисленными, как в области Западный Маухоп.

Количество слоев фосфоритов достигает 10, как в районе Рашда. Окисленные фосфаты являются доломитовыми, гипсосодержащими, включают макрофоссилии двустворчатых и акульи зубы. Размер фосфатных зерен варьирует от гравийного до мелкозернистого (0.125 мм – >2 мм) (рис. 3.13).

Из-за присутствия доломитового цемента эти фосфориты более тяжелые, чем в других исследованных месторождениях. Их цвет включает все оттенки коричневого. Серый цвет встречается редко, и только тогда, когда фосфориты цементируются гипсом.

Нижняя граница некоторых фосфатных слоев характеризуется наличием значительного количества трубообразных включений большой размерности. Кроме того, фосфатные осадки с копролитовыми структурами больших размеров встречаются в некоторых слоях мергеля (рис. 3.14). В некоторых случаях в фосфоритах наблюдаются небольшие конкреции оксидов железа в результате окисления пирита. Основной цвет неокисленных фосфоритов варьирует от черного до темно-серого, что связано с высокой концентрацией органических веществ и пирита.

Низкая экономическая ценность фосфоритов в оазисе Дахла, обусловлена высокими содержаниями доломита в породе, высокой твердостью, низкими содержаниями P_2O_5 и малыми мощностями фосфатных слоев.



Рис. 3.2. Кремнистые сланцы. Район Кусеир.



Рис. 3.3. Прослой черной глины на фосфоритах (светло-желтые). Район Абу-Тартур.



Рис. 3.4. Кремнистые сланцы (черт).



Рис. 3.5. Устричный известняк.



Рис. 3.6. Доломит (показан стрелкой).



Рис. 3.7. Глауконитовый песчаник.



Рис. 3.8. Контакт глины (вверху) и фосфоритов



Рис. 3.9. Фрагменты фауны устриц и костных остатков в фосфоритах.

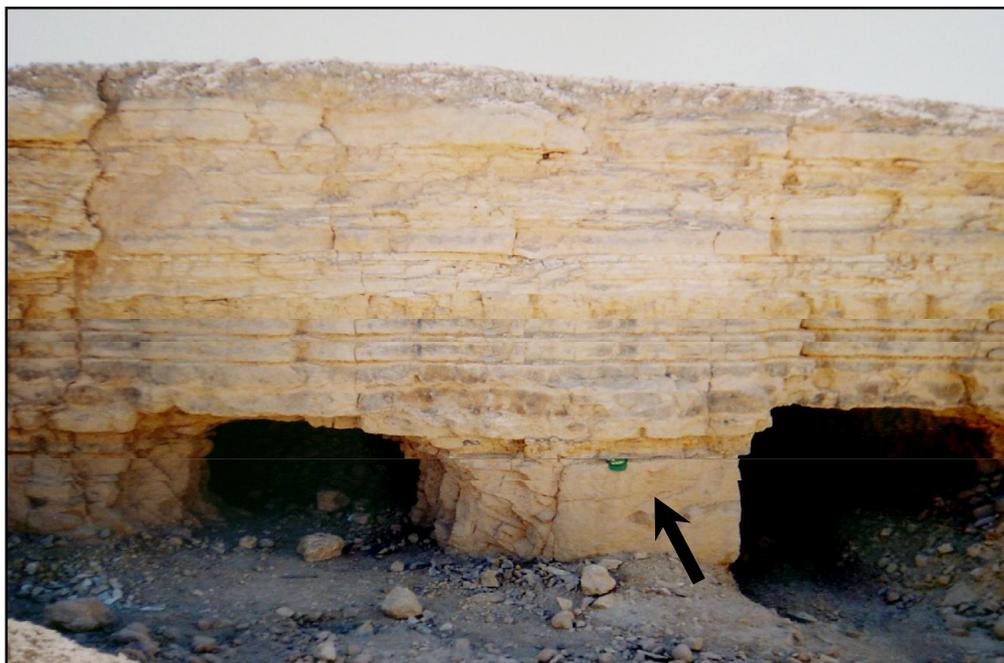


Рис. 3.10. Нижняя часть свиты Дауи (стрелка показывает фосфатный слой).



Рис. 3.11. Контакт (показан стрелкой) свиты Дауи (вверху) и свиты Кусейр (внизу).



Рис. 3.12. Трубчатые включения (показан стрелкой) фосфоритов в глинах.



Рис. 3.13. Фосфорит доломитизированный



Рис. 3.14. Копролитовые желваки фосфоритов в мергеле.

Глава 4. Петрографо-минералогическая характеристика фосфоритов

4.1. Классификация фосфоритов:

Различные классификации фосфатных пород, рассматриваемые многими исследователями, основаны на генезисе, минеральном составе и текстурно-структурных признаках. Исследователи [148, 169], считают, что фосфатные породы являются аналогами карбонатных пород и таким образом, исходя из карбонатной классификации Р. Л. Фолька (Folk [86]), а также по микроструктурам разделяются на две части, ортохимическую и аллохимическую (заключает литокласты, интракласты и оолиты).

Структурная классификация фосфоритов была предложена в 1993 В.Т. Фроловым [25]. В ней фосфориты представлены двумя крупными группами: 1) литоморфные; 2) фа-неромерные (яснозернистые). На основании генезиса фосфоритов, В.А. Полянин [21] разделяет фосфориты на три петрографических типа: органогенный, литогенный, зоофитогенный. Н.В. Логвиненко [19] предложил разделять фосфатные породы на основе их генезиса (на биогенные и хемогенные), минерального состава на гидроксил-апатитовые, даллитовые, коллофанитовые и штаффелитовые (франколитовые).

Фосфориты Египта рассмотрел А.М. Эль-Камар [75] и на основании их структур выделил три типа: 1) разноморфный, 2) органоморфный 3) неравномернозернистый [75]. Исследованные зернистые фосфориты - карбонатная или терригенная осадочная порода с многочисленными фосфатными стяжениями и органическими остатками (фосфатизированные обломки ихтиофауны, двустворчатых моллюсков, водоросли и фораминиферы), сцементированная карбонатными, кремнистыми и глинистыми материалами. По оптическим характеристикам, структурно-текстурным особенностям, количественным соотношениям фосфатного и нефосфатного материала, биогенной и биохимической природе фосфатной составляющей и согласно классификации В. А. Полянина нами для фосфоритов Египта выделяются органогенно-литогенный и литогенный петрографические типы.

Органогенно-литогенный тип. Фосфориты органогенно-литогенного типа широко отмечены во всех фосфатных отложениях разных месторождений. Размер фосфатных зерен колеблется от 0.06 до 2 мм, наблюдаются также фосфаные зерна большей размерности. В значительном количестве встречаются остатки организмов, которые включают костные остатки, зубы акул, копролитовые зерна и фосфатизированный детрит водорослей. Эти органические фрагменты сложены изотропным скрытокристаллическим фосфатом. Карбонатный органический материал предоставлен остатками раковин устриц и фораминифер. Нефосфатные примеси (до 1-20%), включают зерна кварца, глауконита с пелитовый материал, кристаллики пирита и оксиды железа. Фосфориты органогенно-литогенного типа цементируются карбонатом, кремнеземом, гипсом, иногда оксидами железа.

Литогенный тип. Этот тип фосфоритовых конкреций распространен в фосфатных отложениях оазиса Дахла. Фосфориты литогенного типа представлены округлыми и овальными фосфатными конкрециями различной размерности - от средне-крупнопесчаной (0.3 – 0.6 мм) до крупногравийной (4 мм). Содержание фосфатных конкреций литогенного типа достигает 40-80 % объема фосфатных пород. Конкреции имеют серый и светло-желтый цвет.

Для осадочных пород нередки диагенетические структуры и текстуры, возникшие в результате диагенетических изменений осадка. Одной из главных диагенетических особенностей является образование конкреций, формирующихся из аутигенных минералов (в основном карбоната, апатита или кремнезема). Они чаще всего образуются в сланцах, песчаниках и известняках путем заполнения между зернами пор или замены вмещающих пород [90].

Современные фосфоритовые конкреции формируются в бескислородных зонах в верхней части осадка примерно до 10-18 см ниже дна океанов. Слабощелочная среда, благоприятная для процессов фосфатизации с образованием конкреций создается в периоды морской трансгрессии [114, 158]. Концентрация фосфатных конкреций происходит при их перемыве на этапе морской регрессии с активным гидродинамическим режимом.

В незначительном количестве распространены органические остатки, предоставленные костными остатками и зубами акул (<15 %). Литогенные фосфориты, как правило, цементируются крупнокристаллическим доломитом. Доломитовый цемент наиболее распространен в фосфатных породах оазиса Дахла, в результате чего литогенные фосфориты очень массивные. Кристаллики доломита полностью или частично имеют ромбовидную форму с красными ядрами оксидов железа.

4.2. Петрография фосфоритов

Петрографические особенности и минеральный состав фосфатных пород свиты Дауи изучены рядом авторов [3, 5, 102, 160, 162]. К фосфатным породам относят различные осадочные образования морского и континентального происхождения, содержащие не менее 10% P_2O_5 [19]. Выделяют пластовые, конкреционно-желваковые фосфориты и костные брекчии. Фосфатная их часть состоит из минералов группы апатита, представленных франколитом (штаффелитом), курскитом и подолитом (даллитом), которые слагают пеллеты, зерна, гранулы, фосфатизированные костные остатки и детрит. К нефосфатным примесям относят карбонаты (кальцит и доломит), кварц, гипс, пирит, глауконит и глинистые минералы.

Фосфориты по слагающим их компонентам разделяются на две основные группы: ортогенные /микробные/ и оболочные (по Р. Л. Фолку [86] для карбонатов).

Ортогенные (ортохимические) фосфориты являются фосфатными продуктами, которые образуются *in situ* и механически не изменены. В результате формируются бесструктурные фосфатные аргиллиты [139], фосфатные строматолиты, микробные поверхностные микрослои на твердых поверхностях [120], импрегнированные литифицированные карбонаты [109], конкреции, линзы и слои [84], микробные слои и покрытия и/или образования внутри раковин организмов. При петрографических исследованиях фосфоритов свиты Дауи эти компоненты первой группы отмечаются редко и предоставлены только мелко диспергированными фосфатными зёрнами .

Основным компонентом рассматриваемых фосфоритов являются оболочные (аллохимические). Первичная структура прошлых фосфатных осадков разрушена процессами размыва, переноса и переотложения фосфатного вещества. Оболочные фосфатные зёрна представлены биокластами (костные остатки и зубы), литокластами (пеллетами) и фосфатизированным детритом (водоросли, устрицы и фораминиферы). Ниже приводится подробное описание каждого компонента обломочных фосфатных зёрен.

4.2.1. Биокласты (гранулы).

Достаточно распространены в рассматриваемых фосфоритах, на их долю приходится 20- 40% от объема всех фосфатных зёрен. Встречаются в фосфатных породах повсеместно с различным процентным содержанием. Они представлены фрагментами раковин беспозвоночных, костными остатками и зубами позвоночных. Фрагменты костей, иногда размером более 6 см, и зубов (до 1.2 см) доминируют во многих фосфатных породах разных исследуемых районов. По данным микроскопического изучения в шлифах количество костных остатков и зубов в фосфоритах района Кусейр - Сафага гораздо больше, чем в других районах долины Нила и Западной пустыни. Общее увеличение костных фрагментов коррелируется с увеличением размеров гранул коллофана и зёрен кварца [162].

В нижней части свиты Дауи количество костных остатков составляет от 5 до 30%, в средней части - 15%, в верхней части - от 3 до 10%, в среднем для свиты - 16% во всех исследованных образцах. Костные фрагменты обычно имеют больший размер, чем гранулы коллофана.

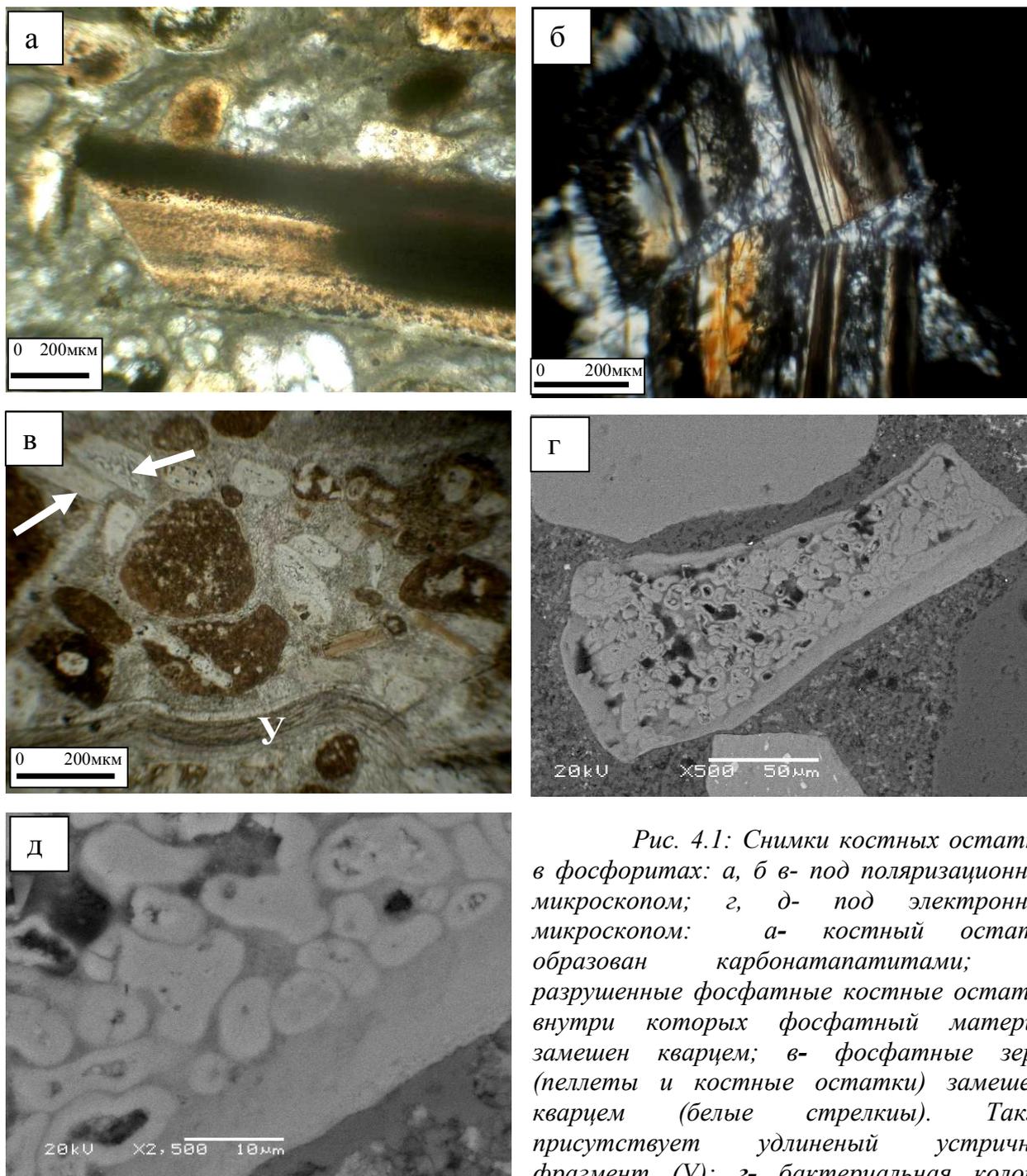


Рис. 4.1: Снимки костных остатков в фосфоритах: а, б в- под поляризационным микроскопом; г, д- под электронным микроскопом: а- костный остаток образован карбонатпатитами; б- разрушенные фосфатные костные остатки, внутри которых фосфатный материал замешен кварцем; в- фосфатные зерна (пеллеты и костные остатки) замешены кварцем (белые стрелки). Также присутствует удлиненный устричный фрагмент (У); г- бактериальная колония внутри костного остатка; д- то же. Больше увеличение.

Костные остатки светло-коричневые, красновато-коричневые, а также светло-желтые, как правило, удлинённые и угловатые, дислоцированы в результате уплотнения на постседиментационной стадии (рис. 4.1-а). Некоторые трещины залечены коллофаном или другими минералами, например кальцитом. Они имеют слоистое (ламинарное) погасание. Замещение фосфатных минералов другими минералами (кремнеземом и/или карбонатами) известно в фосфоритовых отложениях [20, 44]. В некоторых изучаемых образцах наблюдается замещение коллофана кварцем, в результате чего костные остатки становятся бесцветными, с частично сохранившимися внешними границами (рис. 4.1-б, в). В других случаях фрагменты костей замещены карбонатными минералами.

Следы активной микробактериальной деятельности наблюдаются в костных остатках благодаря их природной пористой структуре, способствующей развитию микроорганизмов. Бактериальная колония отмечается внутри костных остатков, где вторичный коллофан заполняет туннели (рис. 4.1- г, д). Микробактериальные формы широко распространены в костных остатках. Среди них различают бактерии и цианобионты, находящиеся внутри микробактериальных туннелей в морских захороненных костных остатках [33, 98]. Образование костных туннелей происходит в результате растворения минеральных и органических матрикс костей [141].

Зубы акул, часто имеющие острые зубчатые наружные края, отмечаются в фосфоритах разных месторождений, но их количество меньше, чем костных остатков. Окраска зубов темно-коричневая с значительным количеством оксидов железа на их поверхности (рис. 4.2-а, б).

Костные остатки позвоночных, в основном, плохой сохранности, что свидетельствует о фрагментации скелетов при активном гидродинамическом режиме волнами и течениями. Хорошо сохранившиеся костные остатки позвоночных могут отлагаться вблизи берега в спокойной среде в глинистом матриксе. Сравнительное обогащение фосфоритов зернами кварца и костными фрагментами свидетельствует об увеличении привноса обломочных компонентов и активизации гидродинамического режима при их накоплении.

4.2.2. Литокласты (гранулы)

Литокластые фосфатные компоненты представлены округлыми зернами. Они образуются в результате переотложения образовавшихся *in situ* бесструктурных фосфатных зерен. Литокластые фрагменты в исследованных фосфоритах включают копролитовые зерна, оолитовые и сложные пеллеты.

Копролитовые гранулы сложены обычно коллофаном. Их отличает широкий диапазон размерности – от пелитовой до галечной. Цвет гранул варьирует от одного образца к другому, а также в пределах одного и того же образца и зависит от типа пигмента, углеро-

дистого или железистого. Коллофан в копролитовых зернах представлен изотропным, скрытокристаллическим и реже микрокристаллическим фосфатом. Изучение в СЭМ показало, что количество копролитовых гранул достигает до 50% от общего числа фосфатных зерен (рис. 4.3-а). Копролитовые гранулы имеют различные внутренние структуры и текстуры. Округлые и овальные, а также удлиненные фосфатные зерна являются фекальными остатками (копролитами) морских организмов. На шельфе юго-западной Африки копролиты составляют до 50-70% объёма осадков [7], внутри них обнаружены округлые фосфатные зерна диаметром 0,03-0,13 мм [24].

Аутигенные пеллеты фосфорита имеют изоморфные округлые, угловато-округлые, угловатые, овальные, пластинчатые, червеобразные (рис. 4.3-б) или неправильные формы. Среди фосфоритовых пеллет преобладают по морфологии угловато-округлые и угловатые зерна с размерностью от алевритовой до гравийной (4 мм) (см. рис. 4.2-а). Всё это свидетельствует о частых сменах гидродинамического режима, преимущественно активного, вызывающего сильную волновую деятельность. Гидродинамический режим был не постоянным и в пределах одного стратиграфического уровня, о чем свидетельствует разнонаправленная косая слоистость. Иногда отмечается однонаправленная потокового типа ориентировка зерен. Расположение осей удлиненных зерен фосфорита определено юго-восточным направлением морских палеотечений [137].

Внешние границы зерен, как правило, четкие, но в ряде случаев разграничение их затруднено в результате частичного замещения коллофана карбонатами (кальцитом). Цвет пеллет колеблется от темно-желтого до желтого, но иногда они приобретают красновато-бурую окраску, связанную с процессами ожелезнения. Внутренняя структура пеллет весьма разнообразная - от бесструктурной их разновидности до пятнистой и точечной. Исследование под электронным микроскопом свидетельствует, что точечная структура во многих пеллетах обусловлена деятельностью микробиоса (бактерий) (рис. 4.3-в, г).

В некоторых копролитовых зернах, как и пеллетах, очевидно, наблюдается различные формы жизнедеятельности организмов. Иногда в результате бактериального воздействия образованы многочисленные тоннели в зернах копролита. Диаметр отверстий бактериальных тоннелей не превышает 2 мкм. Нередко отмечаются бактериальные колонии округлой и округло-удлиненной формы (рис. 4.3-г). Внешняя граница отдельных пеллет частично корродированна бактериями. Наличие микробактериальной деятельности в копролитовых гранулах, имеющих гладкую поверхность (рис. 4.4-а) свидетельствует об их перетолжении.

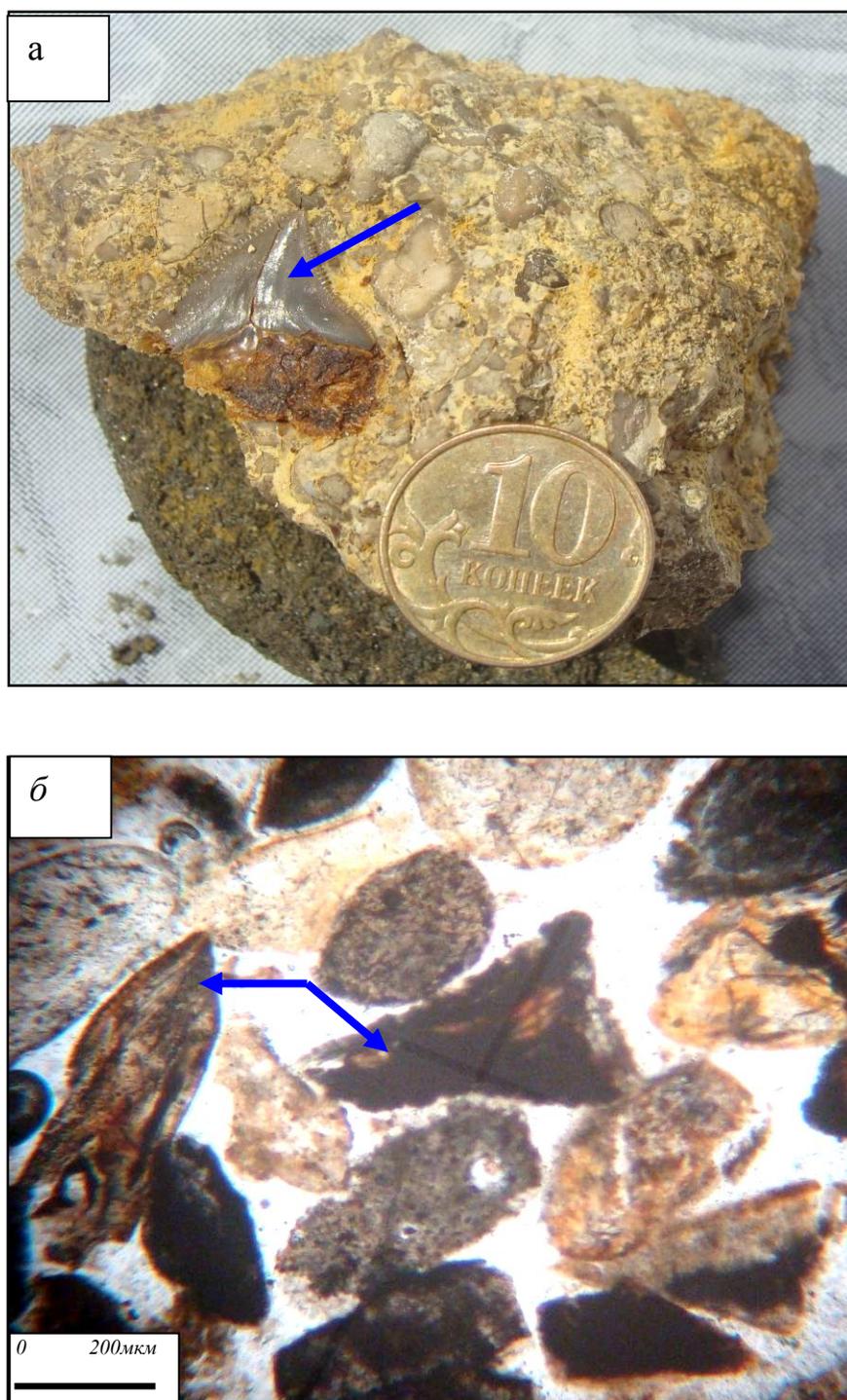


Рис. 4.2: Снимки зубов акул в фосфоритах: а- зуб акулы (выделен синими стрелками) и крупнозернистые фосфатные пеллеты; б- то же, под поляризационным микроскопом.

Полное и частичное замещение коллофана кварцем в пеллетах обусловлено появлением микросферических зерен аморфного кремнезема в порах, появляющихся при растворении фосфатных зерен (рис. 4.4-б). При изучении в шлифах устанавливаются псаммитовая, органогенно-псаммитовая, оолитовая структуры фосфоритов. Большая часть зерен с размером от 0,06 до 2 мм.

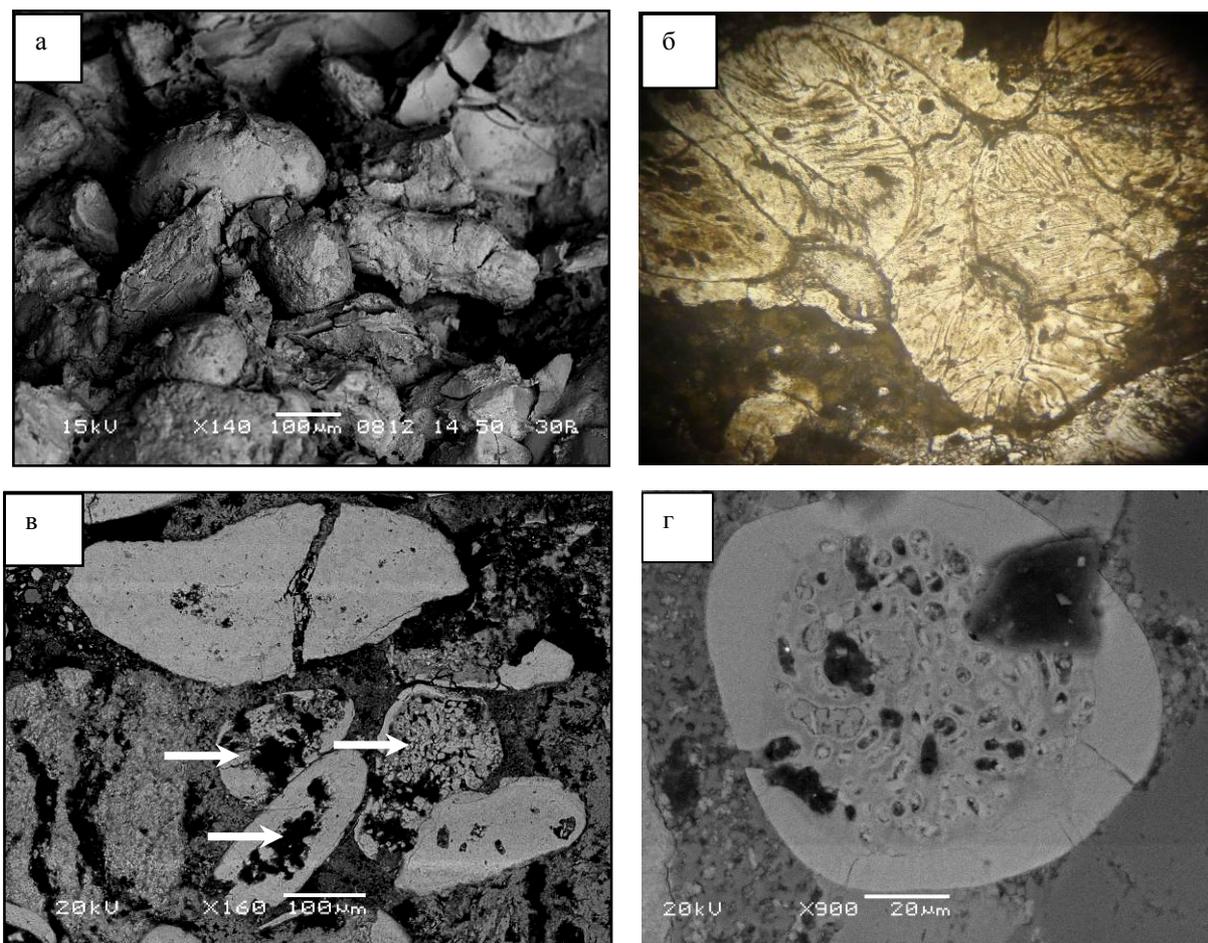


Рис. 4.3: Электронномикроскопические снимки фосфоритов. Фосфатизированные копролитовые фрагменты с разными биологическими структурами: а- фосфатные зерна копролитов представлены овальными, удлинёнными и неправильными, часто округлыми пеллетами; б- фосфатное червеобразное зерно; в- фосфатные пеллеты биологического мата, в разной степени затронутые бактериальной деятельностью (стрелки); г- то же, округлое фосфатное зерно.

Коллофановые оолитовые пеллеты зональны, что выражается в их блоковости и потемнении цвета в пределах или на краях пеллет. Также в изученных пеллетах с оолитовой структурой наблюдается, что в их краевых частях имеется несколько химически неоднородных оболочек толщиной от 5 до 25 мкм (рис. 4.4-в). Обычно пеллеты округлые, изометричные или удлинённые. Некоторые из них являются бесформенными из-за сжатия, происшедшего в результате неполного уплотнения осадка при диагенезе [162]. Оолитовые пеллеты отмечаются относительно редко. Коллофановые гранулы преимущественно простые. Иногда две или более пеллет объединяются вместе, формируя гранулы сложного строения. Они содержат зерна кварца и других минералов, по трещинам интенсивно дислоцированы и фрагментированы (рис. 4.4-г).

В целом, многочисленные пеллеты коллофана представляют фекальные гранулы. Некоторые из них окатаны, что свидетельствует об их переотложении.

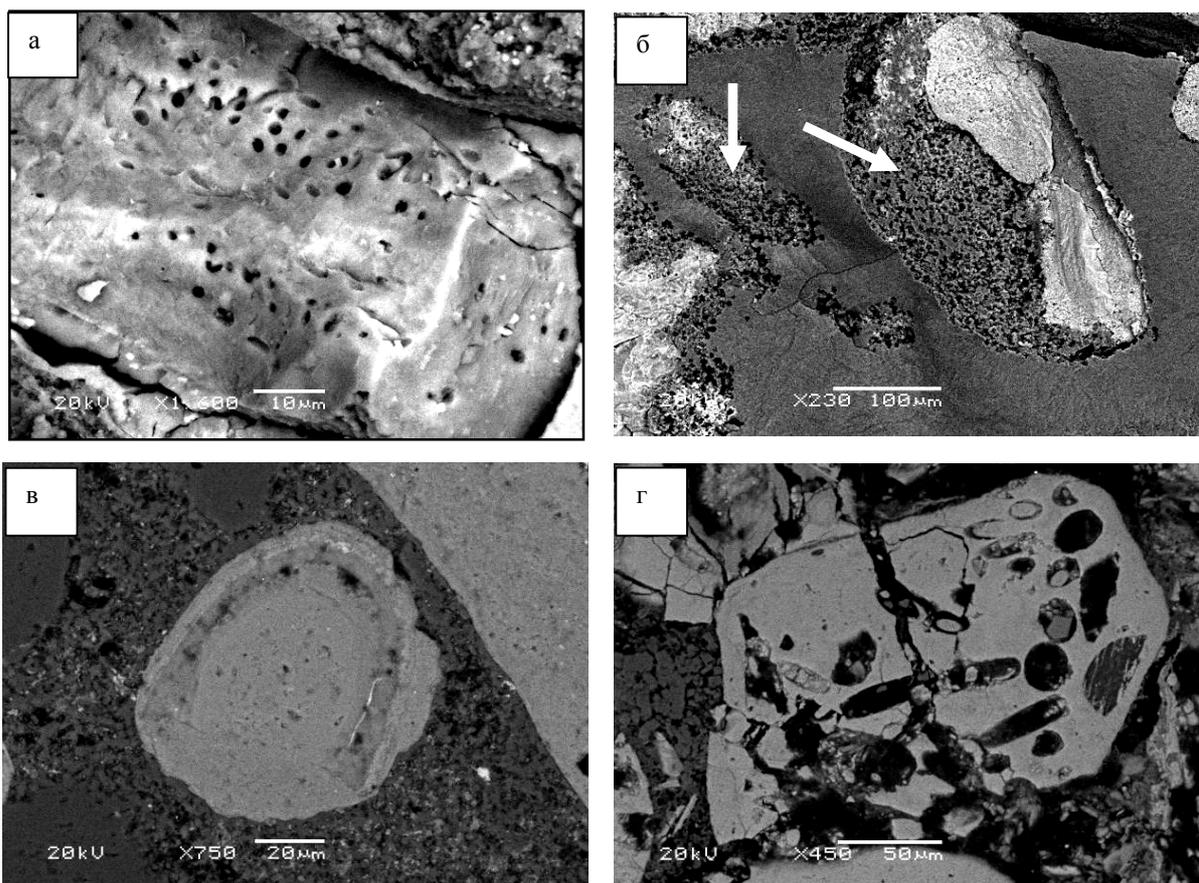


Рис. 4.4: Электронномикроскопические снимки фосфатизированных копролитовых фрагментов: а- удлиненное фосфатное зерно органического происхождения, подвергшееся бактериальной переработке с созданием тоннелей; б- округлые фосфатные пеллеты, замещающиеся шаровидными образованиями кварца. Степень замещения обычно частичная, реже полная (стрелки); в- округлое фосфатное зерно окружено несколькими тонкими фосфатными оболочками; г- сложное фосфатное зерно, содержащее различные фрагменты фосфоритов, возможно водорослей.

4.2.3. Фосфатизированные остатки водорослей.

Эпигенетическое замещение карбонатных биокластов фосфатными минералами довольно распространено. В таких случаях образуются фосфориты, где большое количество биокластных и литокластных карбонатных фрагментов полностью или частично фосфатизировано. Фосфатизированный детрит организмов в фосфоритах широко распространен и представлен фрагментами водорослей, устриц и фораминифер.

Фрагменты неламинированных матов сине-зеленых водорослей встречаются часто и, в принципе, в объеме фосфатных зерен Северо-Африканского- Ближневосточного фосфоритоносного бассейна составляют не менее 50-60% всех диагностированных компонентов [23]. Результаты изучения в СЭМ показали, что зерна фосфоритов оказались фрагментами фосфатизированных микробных матов. Последние могут слагать отдельные зерна, представленные фосфатизированными водорослями. Фосфатные макро- и микрофрагменты водорослей достаточно распространены в фосфоритах района Кусейр-Сафага, и они явля-

ются почти обязательным элементом как в составе микробиальных матов, так и в межзерновом пространстве.

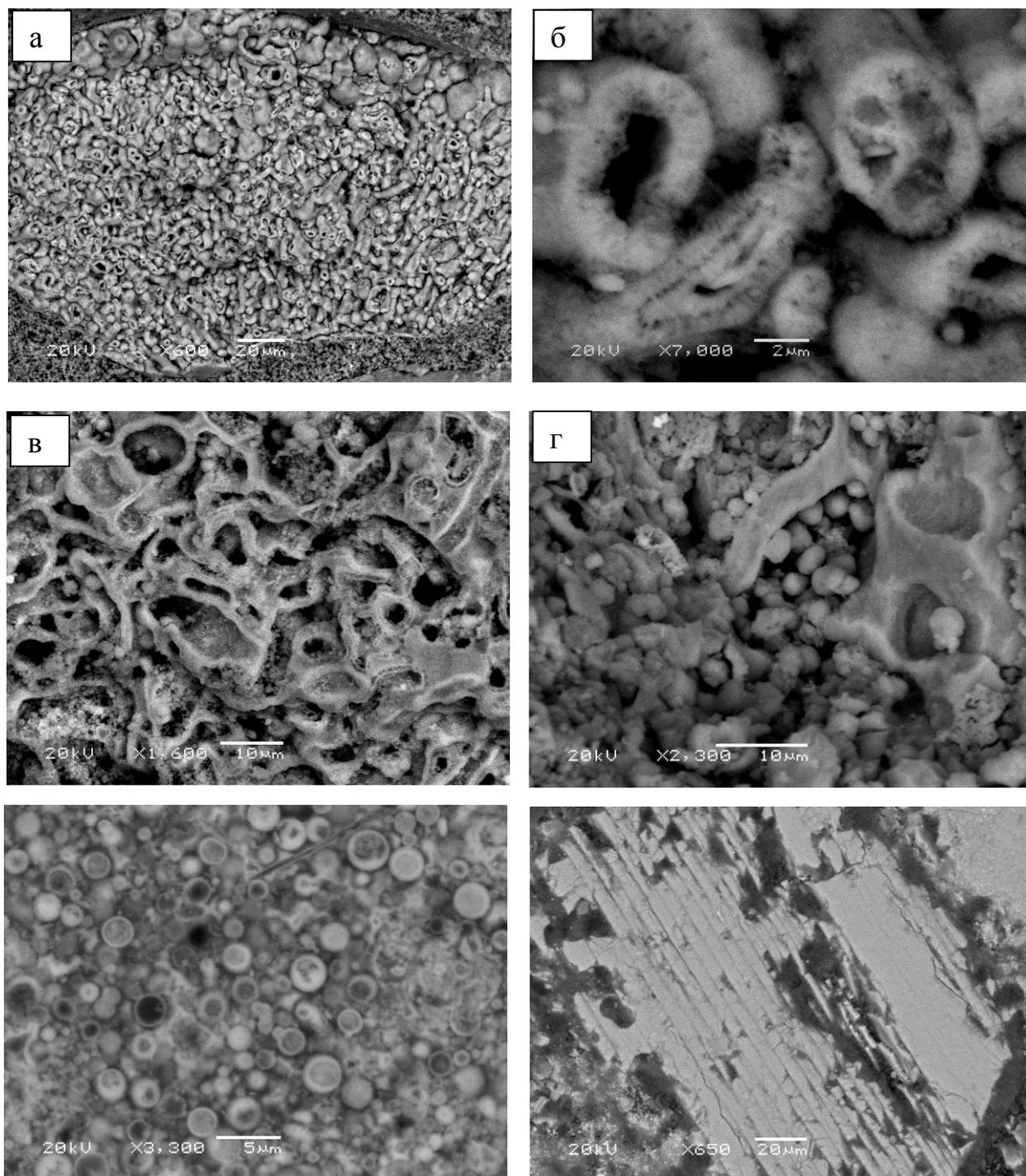


Рис. 4.5: Электронномикроскопические снимки фосфоритов: а- фосфатное зерно биологического мата переплетенной системы, сложено колонией водорослей с червеобразными или трубчатаями структурами; б- то же. Больше увеличение; в- фосфатные участки микробиального мата с разрушенными остатками водорослей; г- фосфатное зерно-фрагмент водорослей, с многими порами, выполненными шаровидными образованиями кремнезема; д- колония округлых водорослей; е-пластинчатая форма водорослей.

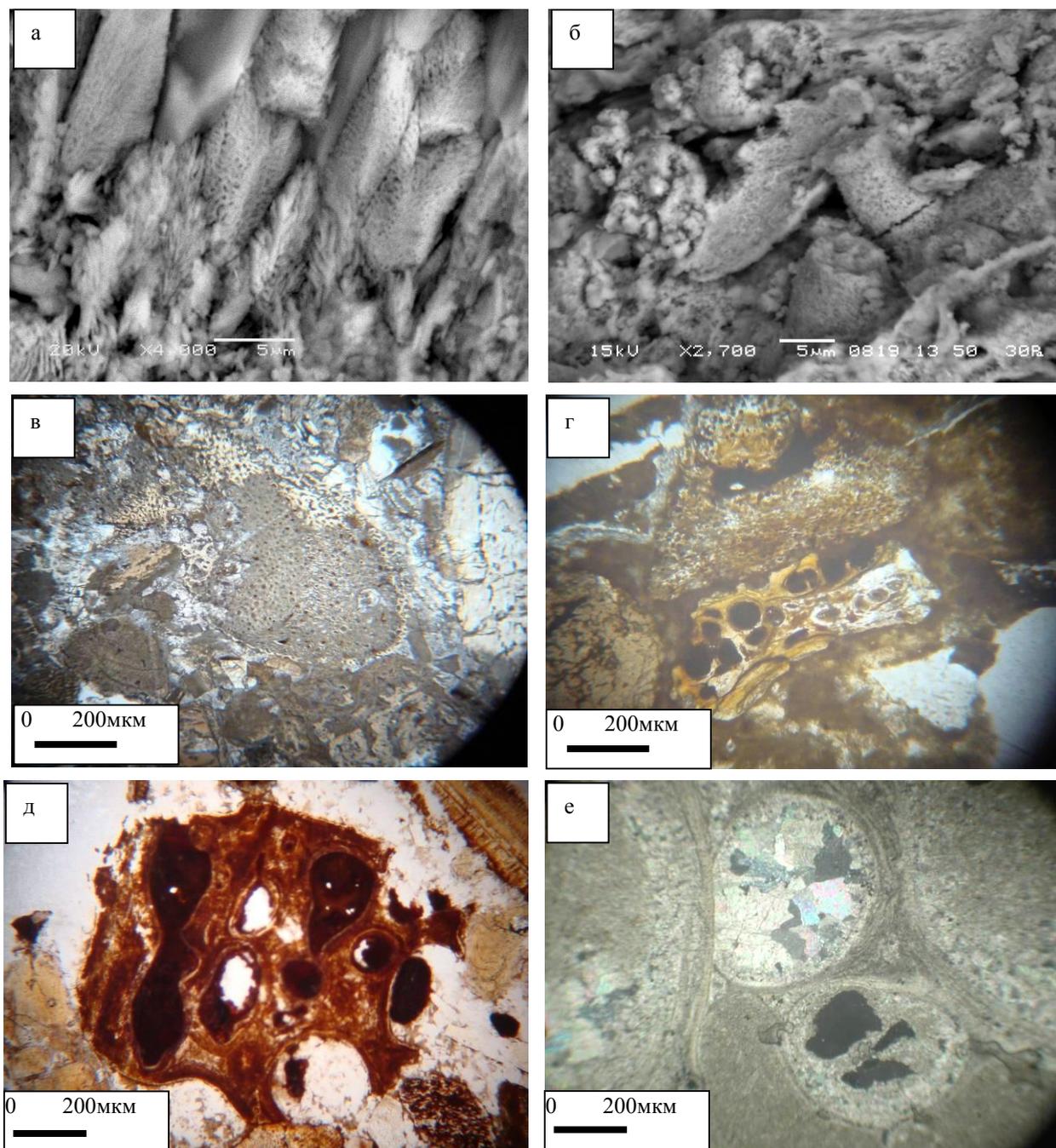


Рис. 4.6: Электронномикроскопические снимки фосфоритов, а, б под электронным микроскопом; в, г, д, е под поляризационным микроскопом: а- Фосфатная колония водорослей с первичной структурой; б- фосфатные зерна биологического мата, сложены полыми стеблями водорослей; в, г- разные формы пористых водорослей; д- остатки (диатомей) выполненные оксидами железа; е- округлые остатки (диатомей) полностью выполненные кальцитом разной степени кристаллизации. Внутри остатков присутствуют фосфатные пеллеты.

В некоторых образцах фосфоритов распространена система переплетенных пустых полостей, придающих породе червеобразную или трубчатую текстуру с диаметром отверстий до 6 мкм (рис. 4.5- а, б). Водоросли колониальные, диаметр их скоплений достигает 200 мкм, длина отдельной водоросли может достигать 60 мкм, толщина трубки – 1

мкм. Частично, а иногда полностью полости водорослей выполнены фосфатными минералами. Отмечаются сломанные фрагменты водорослей, что отражает активный гидродинамический режим.

Неоднократно наблюдались водоросли с хаотичной нитчатой структурой, в порах которой развиты микрозернистый шаровидный фосфорит и кремнезем (рис. 4.5-в, г). Различные фрагменты водорослей часто имеют первичную структуру. Она представлена колониями округлых и одиночных скорлупок, пластинчатыми остатками (рис. 4.5-д, е), колониями растений (рис. 4.6-а), полыми стебельками диатомей (рис. 4.6-б), пористыми разностями (рис. 4.6-в, г), которые иногда заполняются оксидами железа или кальцитом (рис. 4.6-д, е).

4.2.4. Устричные раковины и фораминиферы.

Самыми распространенными органическими остатками в отложениях свиты Дауи являются раковины пелеципод, отмечающиеся по всему разрезу. В нижней части они немногочисленны, а выше их содержания увеличивается, и раковины формируют массивные слои. По площади мощность слоев, содержащих остатки пелеципод, различаются. В районе побережья Красного моря она достигает 20 м на юге, а на севере такие отложения отсутствуют вообще.

По данным микроскопических исследований, остатки пелеципод представлены вытянутыми, иногда волнисто-вытянутыми фиброзными фрагментами. Размер их колеблется от 0.1 до 3 мм, изредка больше. Стенки раковин устриц состоят из небольших по размеру многочисленных агрегатов в удлинено-параллельных полостях, заполненных кальцитом, и формирующих субъединицы, расположенные в двух направлениях относительно к краям оболочек. Раковины сложены скрыто-кристаллическим, а также микрокристаллическим кальцитом (рис. 4.7-а, б).

В некоторых исследованных шлифах устричные раковины частично фосфатизированы и окварцованы. Кальцит замещен кварцем, причем кристаллы последнего растут в различных направлениях: от центра к краю раковины и наоборот. Иногда внешний край устричной раковины образован макрокристаллическом кальцитом, тогда, как внутренняя часть выполнена криптокристаллической разностью. Это свидетельствует о наличии разных стадий кристаллизации кальцита в раковинах, образовавшихся на различных стадиях литогенеза.

Фораминиферы являются одной из хорошо диагностируемых палеонтологических групп в фосфатносных породах свиты Дауи. Ряд исследователей [56, 142] ранее показали наличие планктонных зерен фораминифер в некоторых типах фосфоритов Северо-Африканского-Ближневосточного фосфатносного бассейна.

Сравнительный анализ количества остатков фораминифер из фосфатных пород свиты Дауи показал, что вертикальное распределение раковин достаточно неравномерное. В фосфатносных слоях нижней части разреза фрагменты и полные фоссилии фораминифер наблюдаются в небольшом количестве (<7 %). Раковины фораминифер сложены микрокристаллическом кальцитом, иногда замещенным фосфатом и реже кварцем. В верхней части свиты Дауи, в районе побережья Красного моря, количество и разнообразие форм раковин фораминифер увеличивается. Размер их иногда превышает 1 мм. Стенки раковин фораминифер состоят из кальцита, а иногда из фосфорита (рис. 4.7-в), полости выполнены макрокристаллическом кальцитом, в отдельных случаях остатки фораминифер полностью фосфатизированы (рис. 4.7-г). Изредка отмечаются постседиментационные частичные деформации на наружной стенке раковин, хотя их первичные структуры хорошо сохраняются. В некоторых сложных пеллетах присутствуют частично фосфатизированные раковины фораминифер, образующиеся в результате перераспределения фосфора в постседиментационных процессах.

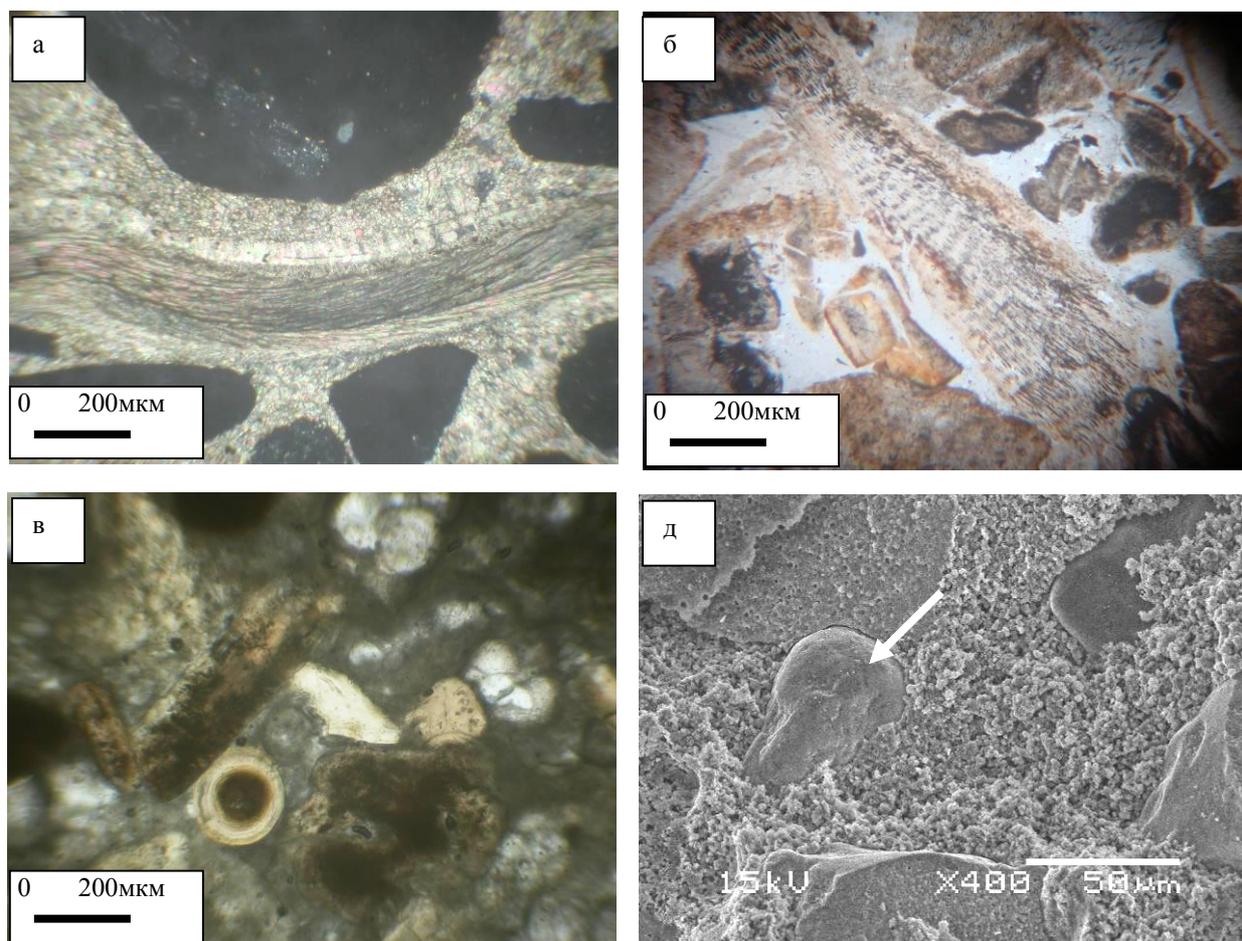


Рис. 4.7: Микроскопические снимки биологических матов в исследованных фосфоритах, а, б, в- под поляризационным микроскопом, г- под электронным микроскопом: а,б- остатки устриц, выполненных кальцитом; в- разные формы фораминифер, выполненных микрокристаллическим кальцитом. Шлиф, николи; г- фосфатизированный остаток фораминифер в глинистом матриксе.

4.2.5. Нефосфатные компоненты

Широко распространены в фосфоритах исследованных месторождений и представлены обломочными зернами и цементирующими минералами (карбонатные и кремнистые).

Среди обломочных фрагментов преобладают зерна кварца и глауконита, количество которых колеблется от 2 до 20% от объема фосфатных пород. При петрографических исследованиях хорошо наблюдается, что количество кварцевых зерен в фосфоритах района Сибаиа (до 17%) больше, чем в фосфоритах других месторождений (рис. 4.8-а). В фосфоритах нижней части свиты Дауи района Кусеир содержание кварцевых зерен высокое, а по направлению вверх оно постепенно уменьшается. Появление кварцевых зерен часто отражает усиление привноса обломочного материала в мелководный морской бассейн во время образования фосфатсодержащих осадков. В некоторых случаях наблюдаются глауконит-фосфатные песчано-алевритовые слои, в которых количество кварцевых зерен увеличивается до 40% от объема пород. Возрастание количества кварцевых зерен, уменьшение их размера, а также увеличение содержаний глауконита и падение количества фосфатных зерен отражает стадию морской трансгрессии. Для кварцевых зерен характерны различные формы окатанности: изомет-ричная, вытянутая и овальная от угловатных до окатанных. Редко встречаются дробленые зерна, имеющие по трещинам примазки гидроокислов железа. В общем, зерна сортированные и их размер колеблется в пределах от 0.1 до 0.5 мм, а цвет от серого до черного. В шлифах видно, что кварц имеет нормальное, в некоторых случаях волнистое погасание. Основная масса кварца из источников сноса поступала при выветривании и размыве магматических пород (зерна с нормальным угасанием) и реже из метаморфических (зерна с волнообразным угасанием) [135].

Зерна глауконита- бледно-зеленого до почти коричневого цвета с округлой или овальной формы (рис. 4.8-б,в). В значительном количестве они отмечаются в фосфоритах района Абу Тартур (до 15%), в фосфоритах других месторождений наблюдаются реже. Размер зерен минерала колеблется в пределах от 0.06 до 0.15 мм.

4.2.6. Цементирующая составляющая

В её состав входят четыре основных компонента – карбонат, халцедон, гипс и оксиды железа (гематит). Два или три типа цемента иногда встречаются в одном шлифе, образуя отдельные участки породы.

Карбонатный цемент представлен двумя карбонатными минералами: кальцитом и доломитом. Первый наиболее распространен в изученных фосфоритах. Он представлен крупно- среднекристаллической, реже мелкокристаллической разновидностями (рис. 4.8-г). Кальцитовый цемент широко развит (от 15 до 40%) в фосфоритах района Сибаиа и

верхней части свиты Дауи в районе Кусеир. На микрокристаллическом кальците иногда видны наростные кристаллы доломита ромбовидной формы.

Доломитовый цемент характерен для фосфоритов оазиса Дахла (от 10 до 35%), иногда района Абу Тартур (до 10- 25%). Размер кристаллов доломита достигают 0.1 мм в фосфоритах оазиса Дахла (рис. 4.9-а), а в районе Кусеир не превышают 0.005 мм. Обычно доломит представлен изометричными зернами, загрязненными пелитоморфными примесями, из которых главнейшими являются гидроокислы железа (рис. 4.9-б). Наличие доломита в фосфатных породах увеличивает их твердость, поэтому экономическое использование фосфоритов района оазиса Дахла в настоящее время не является актуальным.

Кремнистый цемент в основном представлен халцедоном, реже кварцем. Кварц образует мозаичные участки, а халцедон обычно мелкокристаллический, составляющий до 27%, иногда же образует веерообразные агрегаты, крустификационно обрастающие зерна и выполняющие все промежутки между ними (рис. 4.9-в).

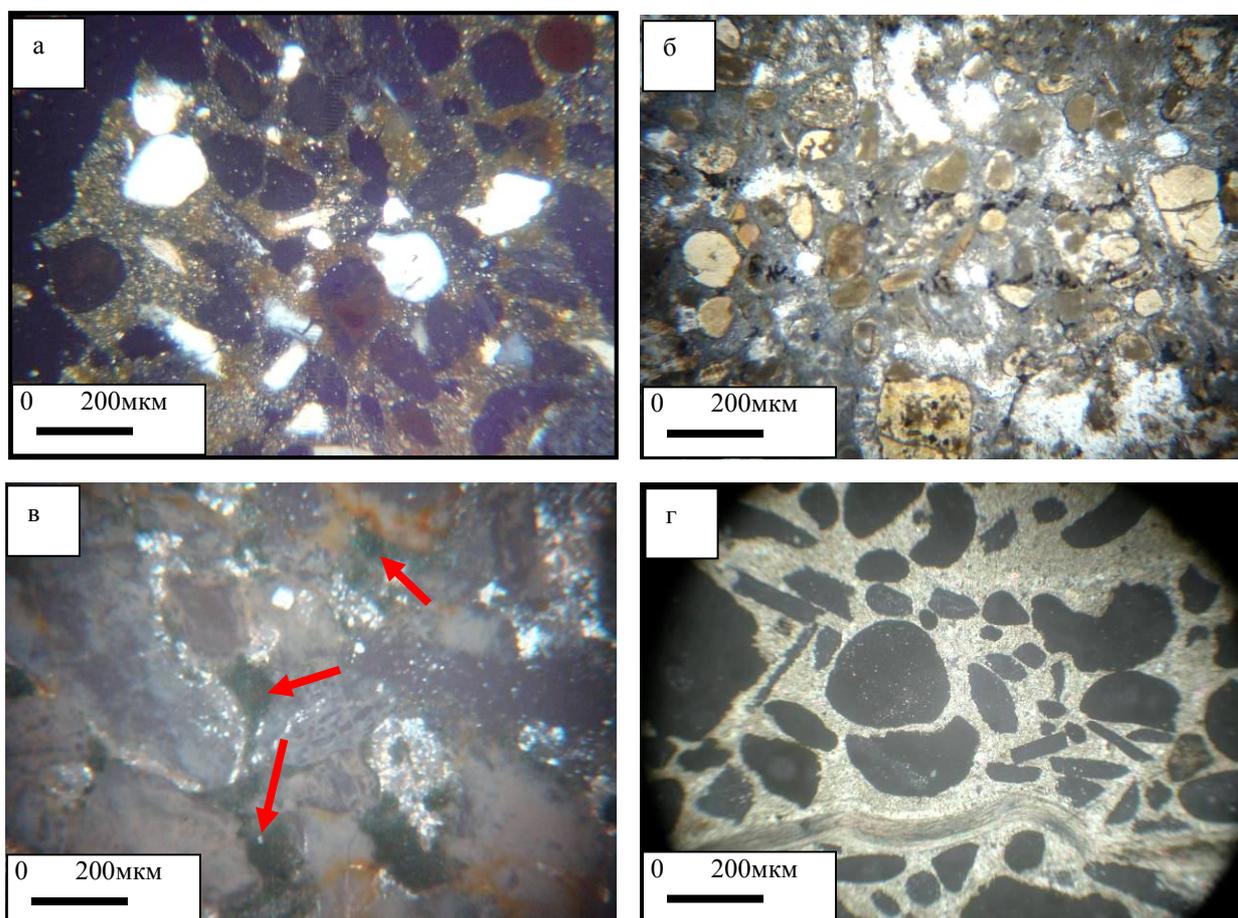


Рис. 4.8. Нефосфатные компоненты в фосфоритах: а- различные формы кварцевых зерен; б- глауконитовые зерна округлой и овальной формы; в- мелкозернистые глауконитовые зерна заполняющие поры; г- микрокристаллический кальцит, цементирующий фосфатные зерна.

Одним из самых распространенных цементирующих минералов в фосфоритах Египта является гипс, отмечающийся во всех месторождениях. Количество гипса в окисленных фосфоритах района Абу Тартур (до 33%) больше, чем в фосфоритах других месторождений. Отмечено, что этот минерал в фосфоритах связан с окислением пирита (рис. 4.9-г), который замещается гипсом и оксидами железа. Гипс встречается в форме чешуйчатых, волокнистых или плотных мелкозернистых масс; в виде бесцветных или белых кристаллов, заполняющих поры и полости между зернами (рис. 4.9-д, е).

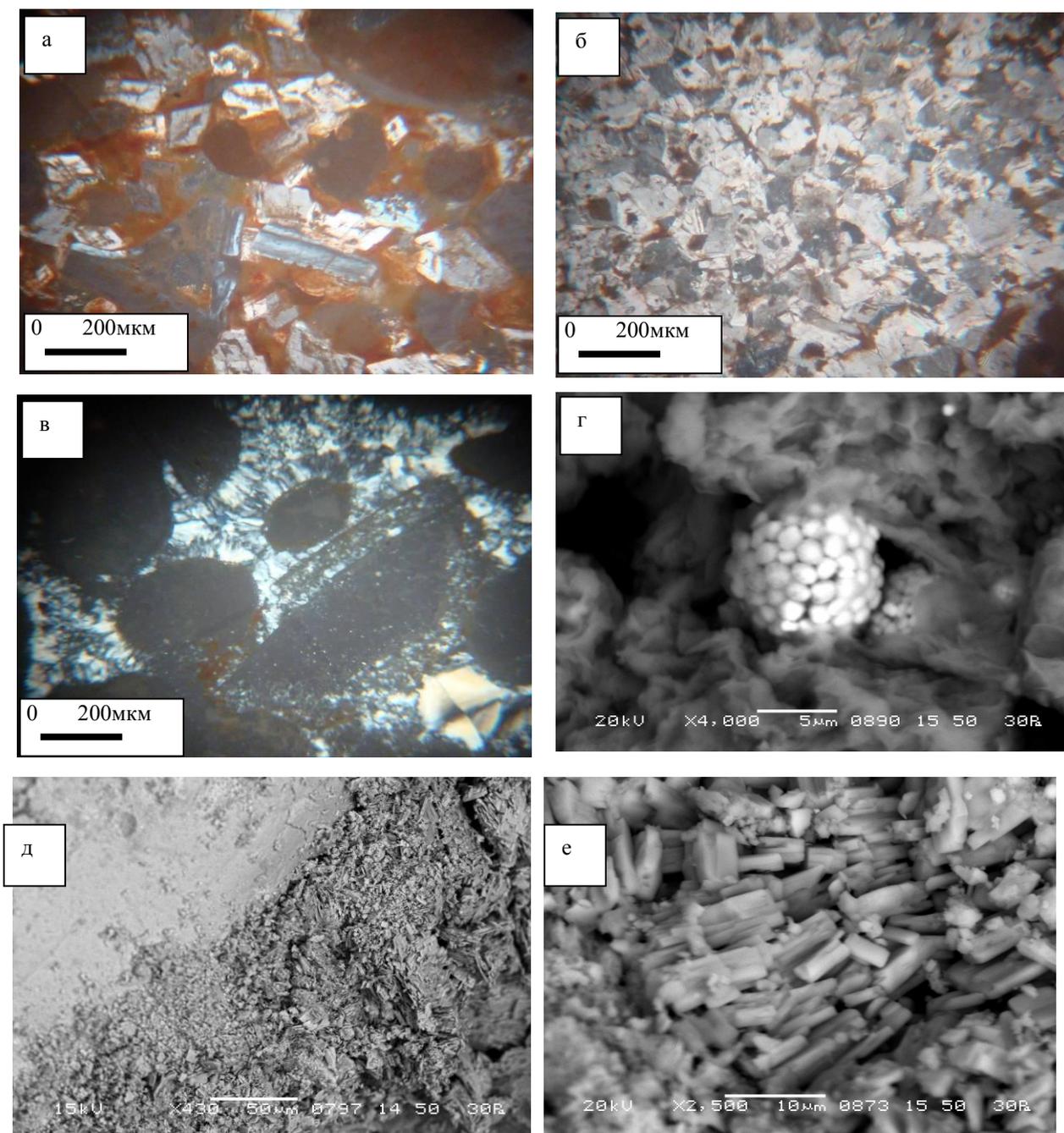


Рис. 4.9. Снимки разных типов цемента в фосфоритах: **а**- макрокристаллический доломит окружен оксидами железа; **б**- крупные кристаллы кальцита частично замещены доломитом; **в**- мелкокристаллический халцедон; **г**- октаэдрокристаллы пирита на фосфатных матах; **д**, **е**- микрозернистые пластинки кристаллического гипса.

4.3. Минералогические особенности фосфоритовых пород

В геологоразведочной практике к фосфоритам обычно относят породы, содержащие от 5 до 18% P_2O_5 . В исследованных фосфоритах оно составляет 18% и выше, достигая 34%. По Г. И. Бушинскому [12] среди фосфатов, слагающих фосфориты, различаются 5 разновидностей апатита: фторапатит, карбонатапатит, гидроксилapatит, франколит, курскит. В отличие от этого автора А. В. Казаков [17] считал, что фосфатное вещество состоит из высокодисперсного фторапатита, а различия химического состава объясняются наличием минеральных примесей. В составе фосфоритов почти всегда присутствует органическое вещество, карбонаты Ca, Mg и Fe, глинистые минералы, пирит, гидроокислы железа, кварц, халцедон.

Фосфориты сложены фосфатными минералами и нефосфатными их разновидностями. К последним относятся карбонатные, глинистые, сульфидные и обломочные минеральные виды. Их исследования проводились путем изучения шлифов, а так же рентгеновскими методами на дифрактометре ARLX' TRA и электронномикроскопическими на аппарате Jeol 6380 – LV.

4.3.1. Фосфатные минералы

Фосфор входит в состав более 200 минералов. Наиболее распространенными из них являются минералы группы апатита, содержащие кальций и фосфат в различных концентрациях. Апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 более 35% может быть получен практически из всех минеральных типов руд. Кристаллическая структура апатита имеет большое количество вакансий и позволяет легко присоединять различные ионы, влияющие на реакционные способности и биологические свойства минерала. Разнообразие апатитов связано с их структурой и режимом формирования [167]. Апатит был открыт как фтор- и хлор содержащий минерал. Потом в его составе обнаружили гидроксильную группу. По составу одновалентной группы апатит разделяется на фторапатит, хлорапатит и гидроксилapatит. Механизмы компенсации заряда позволяют заменять ионы PO_4^{3-} ионами OH^- , CO_3^{2-} , F^- .

В изверженных и метаморфических породах развит фторапатит. В осадочных породах франколит «карбонатфторапатит (CFA)», является доминирующей минеральной фазой. Чаще всего франколит в отложениях имеет скрытокристаллическое или микрокристаллическое строение. Благодаря этому, в течение долгого времени данная минеральная фаза считалась аморфной, содержащей фосфатный материал - фторкальциевый. Использование прецизионных методов позволяет определять характеристики скрытокристаллических или микрокристаллических минералов. Фторапатит и франколит схожи строению, но каждый из них со своими особенностями. Франколит - это карбонатфторапатит с более чем 1% F и

заметным количеством CO_2 . Но в некоторых осадочных франколитах содержание F достигает 3,77% [126].

В целом фосфатные минералы в фосфоритсодержащих породах представлены фторкарбонатапатитом (франколит), фторапатитом и гидроксилапатитом (даллит). Франколит является самым распространенным породообразующим фосфатным минералом, как в рассматриваемых отложениях фосфоритов свиты Дауи, так и в других осадочных фосфоритовых толщах.

Рентгеновские анализы показывают, что франколит и фторапатит широко распространены в фосфоритоносных породах и, очевидно, в фосфатных пеллетах. Сравнение дифракционных картин исследуемых фосфоритов с дифрактограммами франколита и фторапатита показывает, что характер расположения основных линий и их интенсивность ничем не отличаются от соответствующих линий франколита, т. е. фосфатное вещество имеет апатитоподобную структуру. На дифрактограммах фосфатноносных пород и фосфатных пеллет отмечается набор наиболее характерных рефлексов с межплоскостными расстояниями 2.78; 2.69; 1.93; 1.83; 3.05; 2.62; и иногда 2.76 Å. Отличительной особенностью дифрактограмм является четкая триада рефлексов 2.79; 2.69; 1.93 Å с интенсивностью соответственно 100, 60 и 40. Рефлекс 2.76 Å с остальными рефлексами позволяет судить о присутствии фторапатита (рис. 4.10, 4.11). Известно, что осадочные апатитовые минералы плохо окристаллизованы, а их химический состав варьирует от чистого фторапатита до других фосфатных минералов в результате замещения PO_4 карбонатом (CO_3) и кальция разными элементами. Как правило, франколит отмечается во всех неокисленных фосфоритах, а фторапатит в фосфоритсодержащих отложениях образуется в результате выветривания вмещающих пород [72].

Петрографические исследования фосфоритов разных месторождений Египта показывают, что большинство фосфатных пеллет и копролитовых зерен образованы изотропными скрытокристаллическими и микрокристаллическими апатитовыми минералами. В неокисленных фосфоритах апатитовые минералы серого до черного цветов, а в окисленных имеют желтые, коричневые до светло-красного оттенки. Степень выветривания влияет на химический состав, в результате чего изменяется и цвет фосфатных пород. Генезис карбонатфторапатита в рассмотренных породах связан с органическим веществом, а образование фторапатита - с растворенным в морской воде неорганическим фосфором.

Наиболее хорошо окристаллизованным фосфатным минералом в исследуемых фосфоритах является гидроксилапатит. Этот тип фосфата выполняет костные остатки и зубы акул и характеризуется чешуйчатым анизотропным строением. Под поляризационным микроскопом цвет гидроксилапатита часто черный до темно-серого. Рентгеновскими исследованиями зубов акул установлено, что карбонат-гидроксилапатит (даллит) идентифицируется рефлексами на дифрактограммах 2.81; 2.77; 2.72; 1.84; 1.94 Å. Отличительной

особенностью является четкая триада рефлексов 2.81, 2.77, 2.72 Å с интенсивностью соответственно 100, 60 и 60.

Химические исследования данного фосфатного материала показывают, что концентрация фтора в костных остатках достигает 8 %. Такое количество этого элемента характерно для фторапатита, но он здесь не отмечается. Вероятней всего накопление фтора в костных остатках происходит в постседиментационных стадиях литогенеза при участии бактерий.

Петрографическое изучение и химические анализы показывают, что в некоторых случаях фосфатные минералы в органических остатках замещены кварцем. Это, в свою очередь, подтверждается результатами рентгеновского анализа (рис. 4.12).

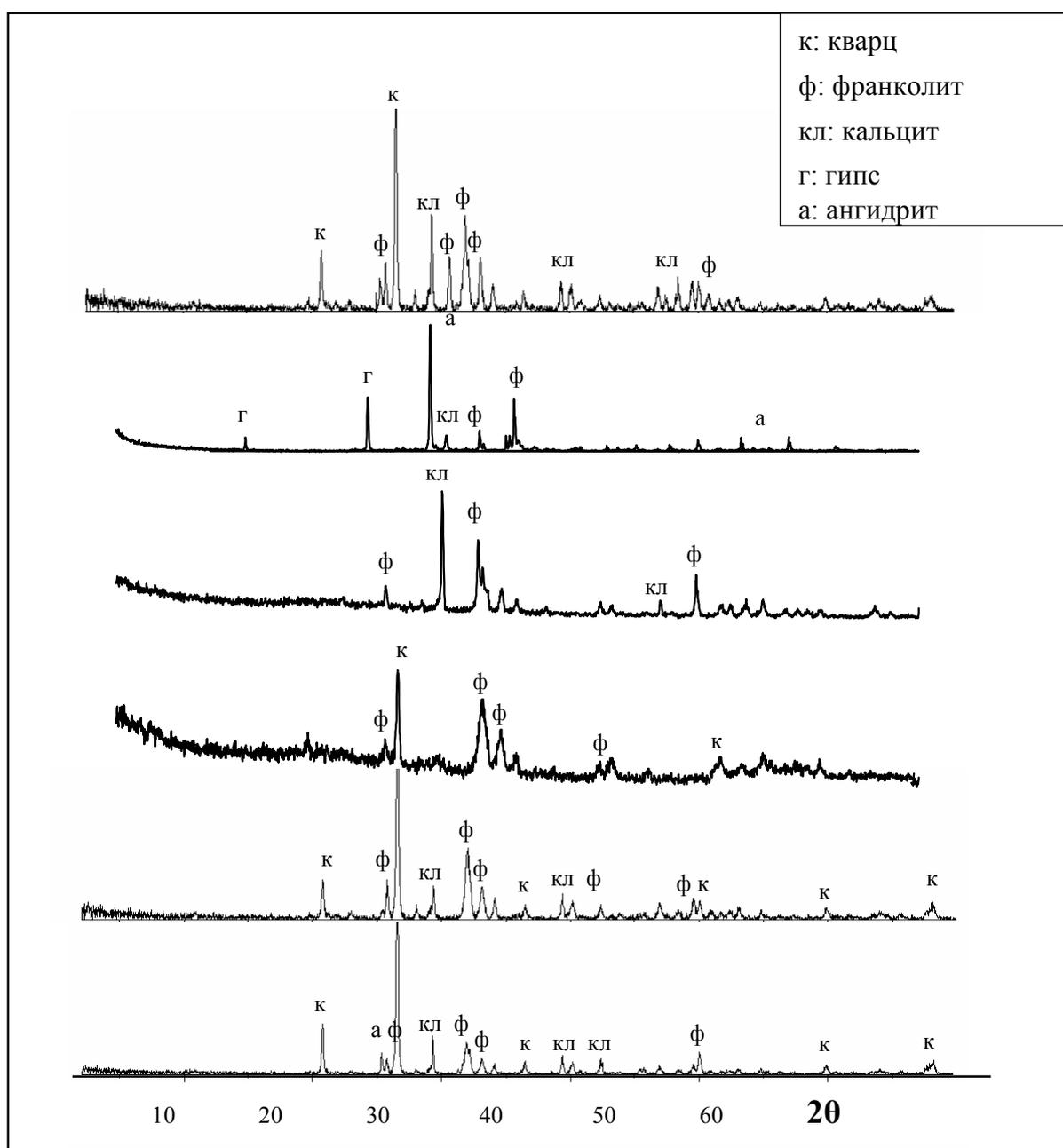


Рис. 4.10. Дифрактограммы фосфоритов месторождения Кузейр

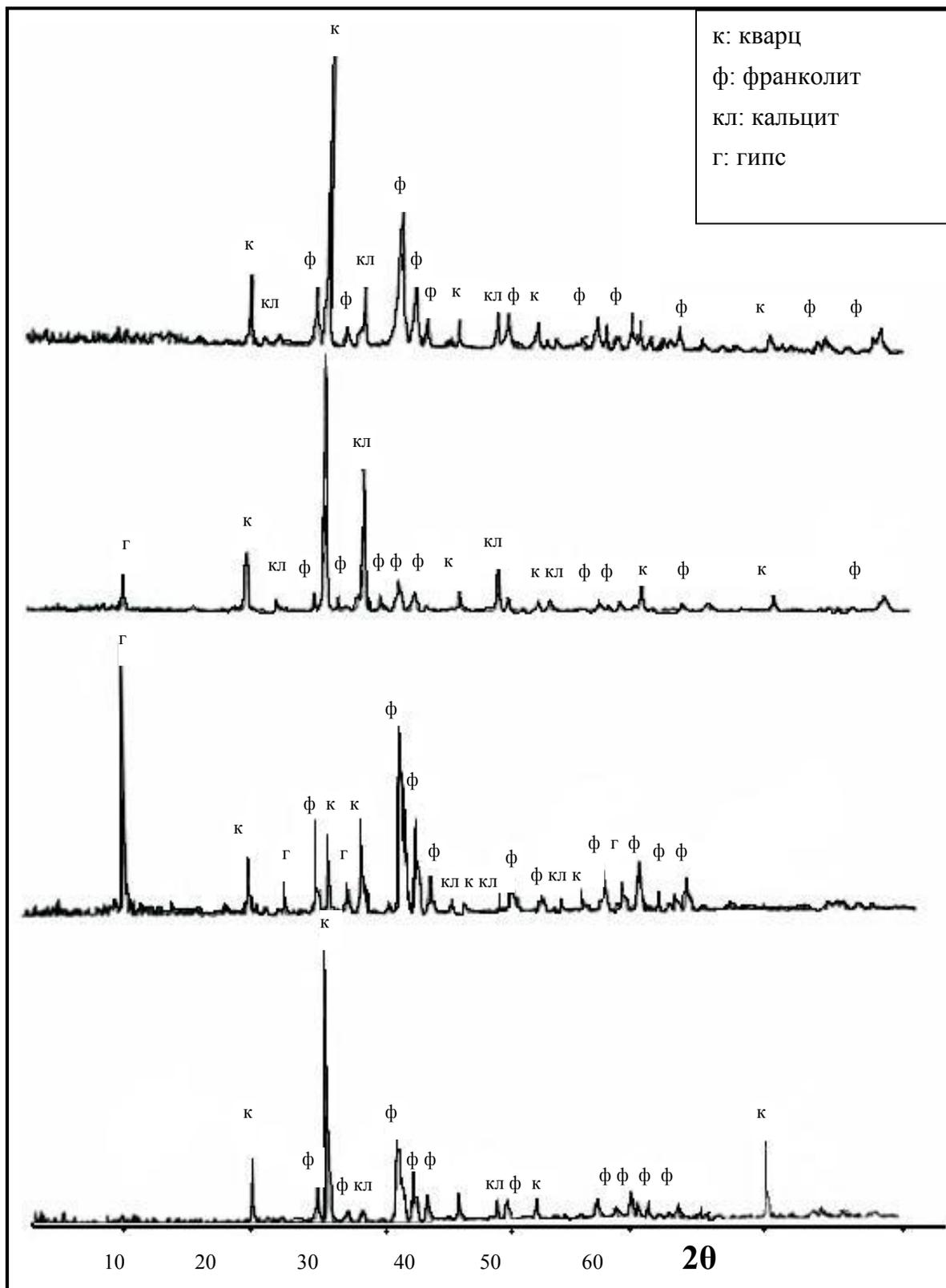


Рис. 4.11. Дифрактограммы фосфоритов месторождения Сибайя (долина Нила).

4.3.2. Нефосфатные минералы

Нефосфатные минералы, определенные в изученных фосфоритах, включают в себя карбонаты (кальцит, доломит), сульфиды и сульфаты (пирит, гипс и ангидрит), глинистые (монтмориллонит, каолинит, глауконит, иллит), силициты (кварц и халцедон) и гематит

Карбонатные минералы

Кальцит является самым распространенным нефосфатным минералом и обычно цементирует зерна фосфоритов месторождений Кусеир и Сибайя. Встречается, как в микрокристаллической, так и в макрокристаллической формах. Петрографическое изучение фосфоритов показывает, что в некоторых случаях кристаллический кальцит полностью заполняет поры и пустоты органических остатков (водоросли, устрицы и фораминиферы). Как правило, кальцит имеет разные цвета: белый до прозрачного, желтый, серый, иногда бурый, он покрыт оксидами железа. Кальцит идентифицируются по рефлексам 3.84, 3.035, 2.09 Å (рис. 4.13). В некоторых случаях, в образцах, обогащенных апатитами минералами, основной рефлекс кальцита 3.03 Å затушевывается рефлексом (3.05 Å) апатитовых минералов и трудно определяется.

Доломит. Фосфоритсодержащие породы месторождений Западной пустыни (Абу Тартур и оазис Дахла) характеризуются доломитовой цементацией. В них этот минерал встречается как в микрокристаллических, так и в макрокристаллических ромбовидных формах (рис. 4.14-а). Кристаллы доломита часто идиоморфные, реже гипидиморфные. В некоторых случаях кристаллы кальцита полностью или частично замещаются доломитом.

Микронзондовым исследованием (под электронным микроскопом) установлено, что некоторые кристаллы доломита развиты в глинистом веществе. Доломит в шлифах бесцветный, а в случаях увеличения количества оксидов железа, приобретает красный цвет. Он образуется в процессе диагенеза за счет преобразования известковых осадков и путем химического осаждения из выпаривающихся растворов. Судя по относительно низким и широкому диапазонам содержания изотопа $\sigma^{18}\text{O}$ (-0.87 до -4.15 ‰) доломитового цемента, уменьшению количества стронция (в среднем 0.187 ‰) и по высоким концентрациям железа и марганца (6.851 и 11.599 ‰, соответственно), можно считать, что эти доломиты образовались из насыщенных растворов в метеорных зонах при морской регрессивной стадии [147]. Доломит идентифицируется рефлексамми 2.89, 2.19, 1.79 Å.

Сульфиды и сульфаты

Сульфиды представлены пиритом, широко распространенным в неокисленных фосфоритах месторождений Западной пустыни. Он кристаллизуется в кубической сингонии, образуя кубические и пентагондодекаэдрические (рис. 4.14-б, в) (реже октаэдрические) кристаллы. Он распространён преимущественно в виде сплошных масс, мелкозернистых

агрегатов и желваков. Цвет на свежем сколе светлый, латунно-жёлтый, меняется до тёмно-жёлтого, часто с побежалостью, за счёт образования поверхностной окисной плёнки.

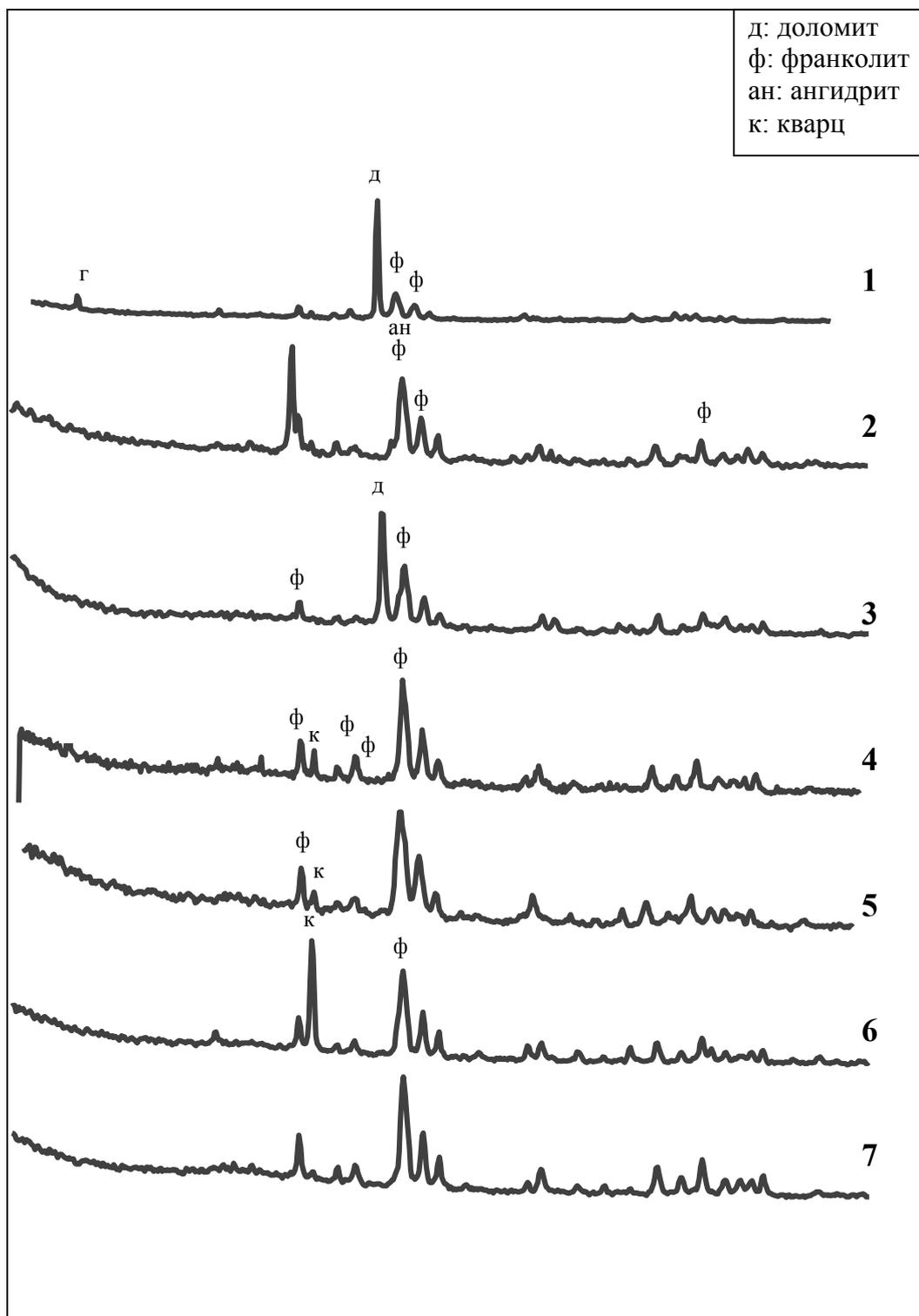


Рис. 4.12. Дифрактограммы фосфоритов: 1- окисленные фосфориты месторождения Абу Тартур; 2- неокисленные фосфориты месторождения Абу Тартур; 3- фосфориты оазиса Дахла; 4- фосфориты Сибая; 5- зубы акул; 6- фосфатные pellets фосфоритов оазиса Дахла; 7- фосфатные pellets фосфоритов Сибая.

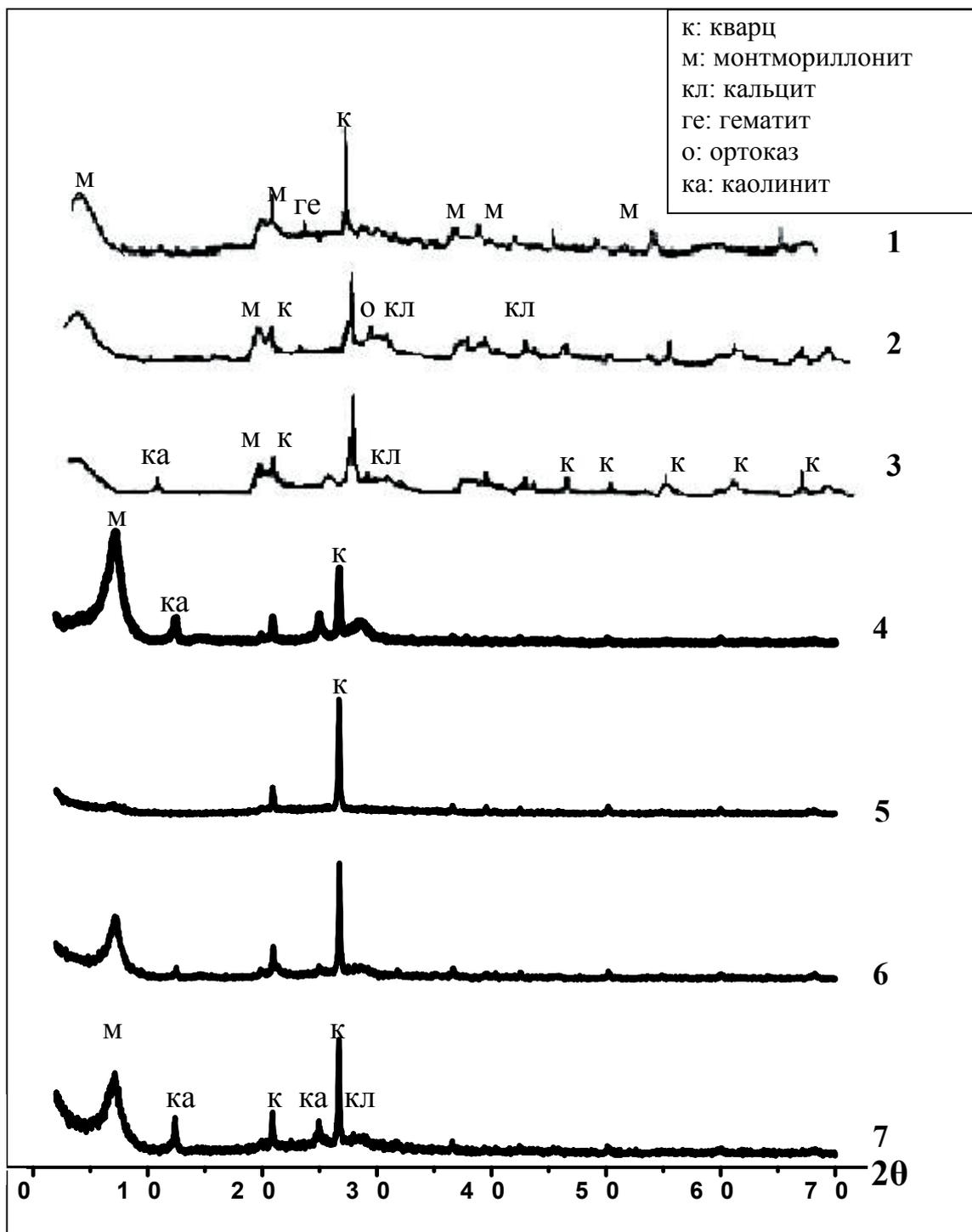


Рис. 4.13. Дифрактограммы глинистых пород: 1,2,3- глинистые прослои месторождения Сибайя; 4,5,6,7- глинистые породы месторождения Куσειр.

Микронзондовые исследования показывают, что кристаллы пирита сгруппированы вместе и присутствуют в виде мелких кристаллов между зернами или на их поверхности. Пирит является индикаторным минералом, наличие которого отражает восстановительные условия образования. Постоянное присутствие и формы нахождения пирита в исследованных фосфоритах свидетельствует о формировании последних в среде, слабо зараженной сероводородом [18]. В результате выветривания пирит трансформируется в другие мине-

ралы (возможно гематит), поэтому в окисленных фосфоритах количество пирита уменьшается. На дифрактограммах идентифицируется рефлексами 1,63, 2.70, 2,42 Å с интенсивностью соответственно 100, 85 и 65. Он самый распространенный осадочный сульфид, часто образующийся при диагенезе.

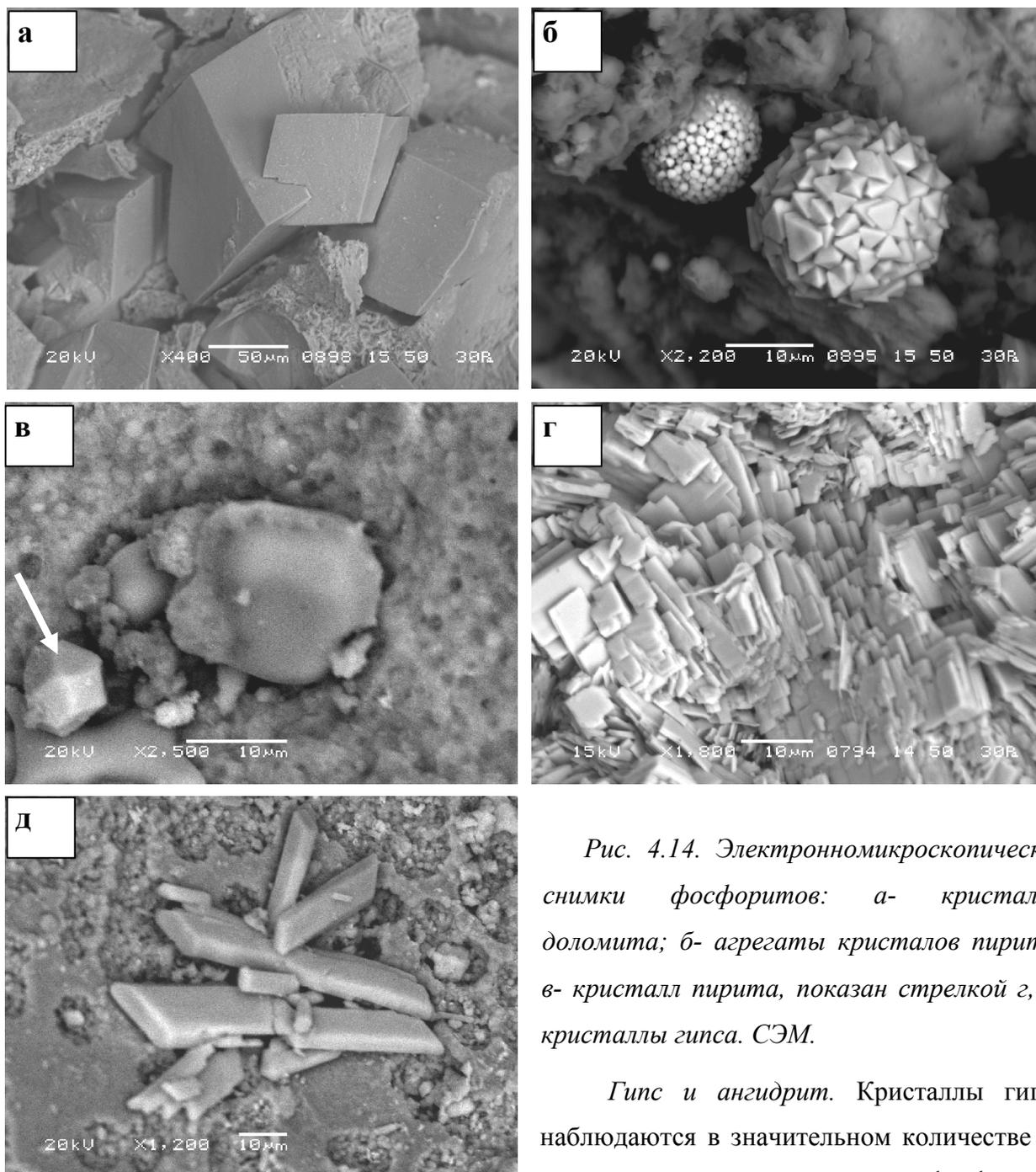


Рис. 4.14. Электронномикроскопические снимки фосфоритов: а- кристаллы доломита; б- агрегаты кристаллов пирита; в- кристалл пирита, показан стрелкой г, д- кристаллы гипса. СЭМ.

Гипс и ангидрит. Кристаллы гипса наблюдаются в значительном количестве во всех исследованных окисленных фосфоритах разных месторождений, а ангидрит отмечается только в неокисленных фосфоритах месторождения Абу Тартур. В результате выветривания и в поверхностных условиях ангидрит сравнительно легко гидратируется и переходит в гипс. Последний минерал встречается также в зоне окисления сульфидных минералов, особенно пирита. Кристаллы гипса таблитчатого, волокнистого и реже призматического облика. В нижней части фосфоритового

месторождения Абу Тартур доминируют кристаллы гипса таблитчатого облика, которые заполняют межзернистые поры (рис. 4.14-г, д).

При петрографическом изучении шлифов фосфоритов месторождения Сибайя наблюдаются хорошо выраженные волокнистые кристаллы гипса, цементирующие разные компоненты фосфатных пород. В шлифах гипс часто имеет серый цвет, а иногда, при значительном содержании железных пигментов, он приобретает красные и бурые оттенки. Этот минерал идентифицируется на дифрактограммах по характерным рефлексам 7.65, 3.06 и 4.27 Å, а ангидрит - по рефлексам 3.50 и 2.85 Å. Присутствие гипса в породах отражает увеличение сульфата в растворе во время седиментации.

Минералы кремнезема

Самый распространенный минерал кремнезема в изучаемых фосфоритах - кварц. К этой же группе относится волокнистый микрокристаллический халцедон.

Кварц регистрируется в заметном количестве в фосфоритах разных изученных месторождений. Его содержания варьируют, как по простиранию фосфоритовых слоев, так и в разрезах. Нижние фосфоритовые слои часто характеризуются высоким количеством кварца при уменьшении его содержания в верхних частях. В фосфоритах месторождения Абу Тартур отмечаются низкие концентрации кварца (от долей процента до 2%), в отличие от фосфоритовых пород других месторождений (до 17%). Он представлен, как обломочными зернами с размерностью от 0.1 до 0.5 мм, так и микрокристаллами, имеющими облик гексагональной дипирамиды (рис. 4.15-а, б). Рентгеновские анализы зубов акул показывают на значительные содержания в их составе кварца. Петрографические исследования, в свою очередь, подтверждают замещение кварцем фосфатных минералов, входящих в состав костных остатков и зубов акул. На дифрактограммах кварц идентифицируется рефлексамми 4.26, 3.34, 1.82 Å с интенсивностью соответственно 100, 35 и 17.

Халцедон - микрокристаллическая модификация кварца с примесью рентгеноаморфного кремнезема. Цвет минерала зависит от примесей. В шлифах халцедон имеет сходство с гипсом, от которого отличается большим светопреломлением. В исследованных фосфоритоносных отложениях халцедон представлен желтыми, серыми до черных микрокристаллами, цементирующими разные компоненты фосфоритовых пород. Генезис халцедона нередко связан с биохимическими процессами. В результате растворения скелетных остатков кремнеземистого состава и переотложения кремнезема (в виде комочков опала), происходит перекристаллизация, с образованием халцедона.

Глинистые минералы

Они широко распространены в меловых образованиях всех изученных месторождений, входят в состав, как глинистых слоев, приуроченных к разным частям свиты Дауи, так и фосфоритовых пород. Как правило, глинистые минералы отличаются чрезвычайно ма-

лыми размерами (часто доли микрона), поэтому при петрографическом исследовании они трудно определяются. Точная диагностика их возможна лишь при применении электронномикроскопического, рентгеноструктурного и химического методов. В отложениях свиты Дауи глинистые минералы представлены монтмориллонитом, каолинитом, глауконитом и иллитом.

Монтмориллонит - самый распространенный глинистый минерал в изученных фосфоритовых и глинистых прослоях. Он цементирует зерна в фосфоритах (рис. 4.15-в, г). Определяется в фосфоритоносных породах разных месторождений и составляет в среднем 92, 30 и 77 % объема глинистых минералов в районах Абу Тартур, Сибаяя и Кусеир, соответственно [157]. Монтмориллонит наблюдается в виде скрытокристаллических, чешуйчатых или спутанно-волоконистых мелких агрегатов. В фосфоритах свиты Дауи он имеет аутигенное происхождение и характеризуется обогащением железа, особенно в районе Абу Тартур [58, 173].

Смектиты, в том числе монтмориллонит, образуются при выветривании вулканического стекла, полевых шпатов, мафических и других алюмосиликатов. Они обычны в почвах, особенно в районах с умеренным, семиаридным климатом, малым количеством осадков, и щелочной средой [15, 54]. Слабое выщелачивание такими водами позволяет удерживать растворимые элементы (Na, Ca, Mg) и кремнезем, необходимые для формирования смектита. В современных океанах зона максимальной концентрации смектитов (40 - 60%) совпадает, в целом, с зоной высокого содержания каолинита, хотя она несколько шире.

Как правило, эти зональные концентрации смектитов связаны с высоким содержанием вулканогенного материала. Например, в Атлантическом океане наличие смектитов в южной и северной частях связано с развитием четвертичного вулканизма. В этих районах распределение глинистых минералов, по видимому, зависит от количества оболочечного минерала, поступающего в бассейн осадконакопления. Смектиты концентрируются в большей степени в южном полушарии, где шире развита вулканическая деятельность [72, 111].

Минералы группы смектита часто распространены в почве, а также в кайнозойских и мезозойских осадочных породах. Образование смектита в различных поверхностных средах, связано с водами, которые имеют относительно высокие концентрации катионов Na, Ca и SiO₂. Для образования монтмориллонита необходимы особые условия малого выноса элементов из разрушающихся пород, так как, в противном случае, возникает каолинит. Эти условия создаются в стекловатых породах, которые проницаемы для воды меньше, чем кристаллические, и изменение их происходит быстрее, чем вынос из них оснований. Этим объясняется преимущественное развитие монтмориллонитов за счет вулканических образований [28, 100].

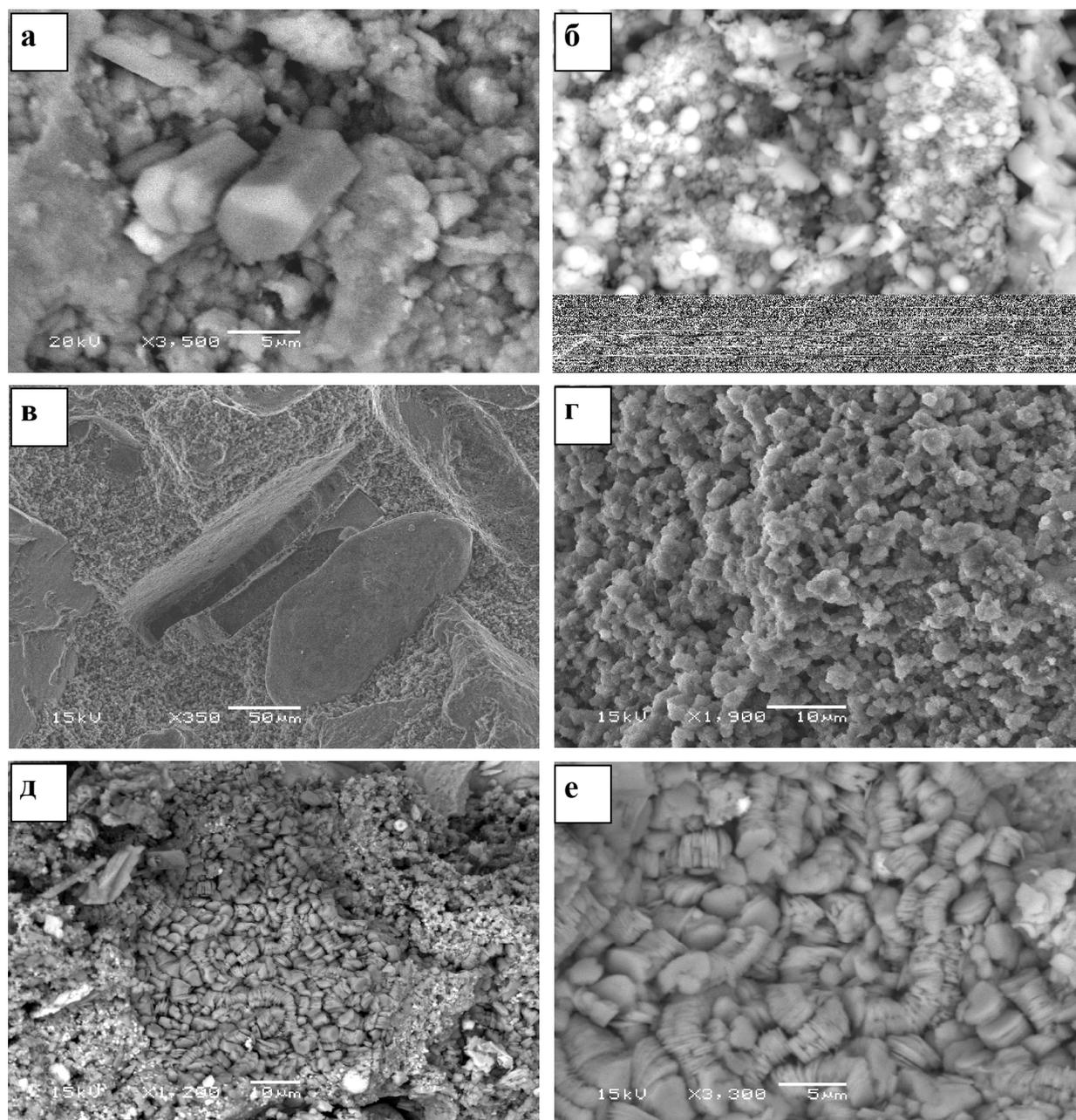


Рис. 4.15. Электронномикроскопические снимки фосфоритовых пород: а- гексагональные кристаллы кварца; б- округлые включения кремнезема; в, г- агрегаты монтмориллонита; д, е- пластинки каолинита. СЭМ.

Основными факторами, определяющими образование монтмориллонита, являются щелочные условия среды и отсутствие калия [13]. Термодинамически метастабильный смектит по сравнению с другими упорядоченными силикатами и образуется легко из-за быстрой кинетической реакции [83]. Смектиты, содержащиеся в почвенной среде, как известно, из-за своей неоднородности и присутствия других минералов в мелкозернистой фракции, трудно определимы по своим химическим характеристикам [90]. Смектиты обломочного происхождения отмечаются также в отложениях континентальных фаций – таких, как ледниковые, речные, пустынные, пресноводные озерные, дельтовые [57].

Смектит в фосфатной толще слагает мягкую, пластичную глину, залегающую в виде протяженных пластов мощностью до 5 м. Здесь следует отметить, что до наших исследований считалось, что данные глины отсутствуют в геологических разрезах Египта. Так что, по сути, мы являемся первыми, кто обратил внимание на их состав. Этот тип смектита формируется при разложении вулканических пеплов и иногда пемзовых туфов [16, 97].

Изучение рентгеновским методом минерального состава глинистых прослоев свиты Дауи разных исследованных месторождений позволило установить, что основным глинистым минералом является монтмориллонит, составляющий около 40-91 и 81.5% объема глинистых минералов в районах Абу Тартур и Сибайя соответственно [160].

Каолинит – $Al_4[Si_4O_{10}][OH_8]$ – встречается в виде землистых, тонкозернистых, мелкочешуйчатых агрегатов. Он наблюдается, главным образом, в рыхлых фосфоритах нижней части свиты Дауи месторождения Кусеир. Электронномикроскопическое изучение фосфоритоносных пород установило наличие агрегатов каолинита, наблюдающихся в виде пластинок гексагональной формы (рис. 4.15-д,е). Этот минерал отмечается в незначительном количестве в фосфоритах, но он широко распространен в глинистых прослоях в месторождениях Сибайя и Кусеир, и реже в районе Абу Тартур. Каолинит идентифицируется на дифрактограммах рефлексами 7.14, 3.57, 2.34 Å с интенсивностью соответственно 100, 100 и 80 %.

В современных тропических зонах быстрое выщелачивание и интенсивное химическое выветривание способствуют накоплению значительных по мощности каолинитовых зон в корах выветривания. Максимальное содержание каолинита в отложениях отмечается в экваториальных зонах Индийского и Тихого океанов, с постепенным уменьшением его количеств по направлению к полюсам [61, 115]. В исследуемых породах содержание этого минерала колеблется от 10 до 60% общего количества глинистых минералов.

Выделяется два типа каолинов - первичный и вторичный. Первичный (аутигенный) каолинит образуется при выветривании полевых шпатов, особенно плагиоклазов (альбит-анортитовый ряд) [126, 172] и мусковита гранитных или риолитовых пород в условиях, характеризующихся высоким содержанием органического вещества, умеренной до высокой температурами и гумидным климатом [63]. Необходимо большое количество воды для удаления щелочных и щелочноземельных катионов. Их присутствие повышает щелочность среды, способствуя образованию других минералов: иллита, смектитов, вермикулита. Образованию каолинита способствует низкий pH с низкой концентрацией щелочных ионов [85]. Одним из решающих факторов в этом процессе является хорошая промываемость пород.

В исследованные фосфориты каолинит поступал при размыве кор выветривания и, следовательно, является вторичным. По данным электронномикроскопического анализа этот минерал наблюдается в виде пластинок гексагональной или псевдогексагональной

форм, что может свидетельствовать о близости источников сноса, поскольку не происходило измельчения кристаллов при их переносе.

Глауконит обнаружен в незначительном количестве в изучаемых шлифах фосфоритовых образований разрезов Западной пустыни (Абу Тартур и оазис Дахла). Он встречается в форме кристаллических агрегатов, окружающих зерна фосфоритовых пород. Окраска глауконита зеленого цвета различных оттенков – от желтовато- до темно-зеленых. В результате выветривания глауконит становится бурым.

В разрезе Абу Тартур развиты глауконитовые алевропесчаные отложения, приуроченные к средней и верхней частям свиты. По физико-химическим признакам Л.И. Горбунова [14] выделила три типа глауконитов, локализующихся в бассейне в зависимости от глубины образования. К первому, относительно мелководному типу, отнесен темно-зеленый, наиболее железистый глауконит, ко второму, прибрежному – желто-зеленый, и, наконец, к третьему, относительно глубоководному – зеленовато-желтый маложелезистый глауконит. Присутствие железа в структуре глауконита позволило многим исследователям считать его минералом-индикатором окислительно-восстановительных условий седиментации. Возникновение этого минерала может идти тремя путями: 1) биохимическим, 2) в результате подводного выветривания терригенных пород, 3) путем осаждения из молекулярных и коллоидных систем. Последняя точка зрения разделяется большинством исследователей [18, 82, 115].

А.М. Даминова [15] считает, что глауконит входит в состав морских осадков, образовавшихся в прибрежных участках, и он формируется в процессах диагенеза. Глауконитовые отложения месторождений Западной пустыни имеют высокое содержание железа, что отражает их мелководную среду образования. По рентгеновским анализам фосфоритовых пород глауконит не определяется, возможно, из-за его малого количества.

Гидролюда (иллит) в небольших количествах наблюдается в прослоях глинистых пород и реже в фосфоритовых породах нижней части свиты Дауи разреза горы Дауи, и, как правило, отсутствует в фосфоритах верхней части свиты. Гидролюда на дифрактограммах идентифицируется по слабым, широким рефлексам 10.0 и 3.33 Å. Её образование связано с выветриванием полевых шпатов и низкотемпературных вторичных слюд. И. Т. Дегенс (Degens E. T. [69]) доказал, что отношение иллита к каолиниту в сланцах морского генезиса больше, чем в сланцах континентальных фаций. Гидролюда, как глинистый минерал может указывать на среду, богатую калием. Присутствие CO₂ благоприятно для формирования этого минерала сравнительно с другими глинистыми минералами.

Изобилие карбонатных пород и высокое содержание CO₂ в древних морях, возможно, способствовало увеличению количества иллита [101]. Большее содержание данного минерала в современных осадках северного полушария по сравнению с южным отражает влияние большего континентального привноса терригенного материала.

Образование гидрослюды в морских отложениях во многом обусловлено речными стоками, содержащими высокие количества иллита. Самые широкие зоны распределения этого минерала в современных осадках наблюдается в Индийском, и, в меньшей степени, Тихом океанах. Некоторые участки с высоким содержанием иллита находятся в южной части Африканского континента, где представляют глинистые продукты выветривания засушливого климата, преобладающего там [72]. В современных морских осадках гидрослюда – наиболее обычный минерал глинистой фракции. Каолинит распространен в меньшей степени, а монтмориллонит – сравнительно редкое образование.

Оксиды железа (гематит)

Отмечается в фосфоритовых отложениях свиты Дауи. Микроскопические и петрографические исследования фосфоритов показывают, что желтые и красные оттенки пигментов этого минерала в значительном количестве покрывают зерна окисленных фосфоритов. Гематит в исследуемых фосфоритах образован в результате окисления сульфидных минералов, особенно пирита. Количество последнего, уменьшается в окисленных фосфоритах, а содержание гематита наоборот растет.

Акцессорные минералы развиты в небольшом количестве (не более 2-4%). Представлены они чаще всего тяжелыми минералами, в том числе гранатами, цирконом, баритом и монацитом. Размеры зерен менее 0.5 мм, редко достигают 1 мм. Кроме того, эпизодически отмечаются другие минералы, в частности полевые шпаты, гётит, сфалерит.

Таким образом, фосфатные минералы в фосфорсодержащих породах месторождений Египта представлены карбонатфторapatитом (франколитом), фторapatитом и гидроксилapatитом (даллитом). Самым распространенным породообразующим фосфатным минералом, в рассматриваемых отложениях фосфоритов является франколит. Генезис карбонатфторapatита связан с преобразованием биологического материала, а образование фторapatита с растворенным в морской воде неорганическим фосфором. В участках с сероводородным заражением формировался пирит. Генезис гипса и ангидрита, как и доломита, связан с выпадением их из пересыщенных растворов в аридных морских обстановках. Наблюдаются взаимные переходы этих минералов друг в друга в зонах гипергенеза.

Наряду с терригенным кварцем отмечается и аутигенная его разновидность, связанная с процессами фосфоритообразования. Образование халцедона проходит путем растворения кремневых скелетных остатков и последующей перекристаллизации аморфного кремнезема.

Нами, впервые за всю историю геологического изучения территории Египта, выявлены значительные по объему проявления бентонитов.

Глава 5. Геохимическая характеристика фосфоритов Египта

Важным методом при изучении условий осадконакопления является интерпретация химических характеристик пород, а именно pH, Eh, температура и т. д., которые наряду с петрографическими данными, хотя и не в полной мере, отражают также и постседиментационные изменения. Как закономерности, так и особенности распределения химических элементов в фосфоритовых образованиях различных петрографических типов изучались многими авторами [2, 77, 102, 160 и др.]. Большинство исследователей фосфоритоносных отложений Египта исследовали химические характеристики этих отложений с целью установления их особенностей локально, на отдельных месторождениях. Общее количество фосфатных руд в месторождениях Сибая и Кусеир достигает 500 млн *t*, в районе Абу Тартур превышает 990 млн *t* [91], а содержание P₂O₅ колеблется в пределах 19.5-30.5% (рис. 5.1).

В данной работе акцент делается на сравнении полученных разными исследователями показателей по различным месторождениям для выявления изменений в условиях осадконакопления фосфоритоносных отложений по латерали.

5.1. Фосфор

Сравнение данных по распределению концентраций P₂O₅ в фосфатоносных отложениях рассматриваемых месторождений (табл. 5.1, рис. 5.2), показало, что содержание его в месторождении Кусеир колеблется в пределах 21-36%, составляя в среднем 26.81%. Для большей части обработанных образцов количество P₂O₅ варьирует от 27 до 32%. Содержания P₂O₅, составляющие менее 21%, характерны и для фосфатоносных пород района. Например, к подобным образованиям могут быть отнесены фосфатные песчаники и устричные кремнистые фосфатные известняки. При этом первые из названных приурочены к нижним частям разрезов, вторые к их средним частям характеризуются большей мощностью (>20 м). Наиболее высокие концентрации P₂O₅ отмечаются в верхних частях разрезов, где толщина фосфатных пород достигает 1.7 м.

Фосфатные породы на месторождении Себая (долина Нила) характеризуются содержанием пентаоксида фосфора 21-33%. Для большей части рассмотренных образцов концентрации P₂O₅ варьирует в пределах 27-32%, изредка достигая более 32%. Как и для месторождения «Красное море», здесь присутствует устричный кремнистый фосфатный известняк, мощность которого не превышает 5 м, а среднее содержание P₂O₅ в нем менее 23%.

При анализе фосфатных пород Западной Пустыни был выявлен достаточно большой разброс значений содержаний P₂O₅, который составил 15-32%, среднее 21%. В различных районах этого месторождения фосфатные породы представлены как неокисленными (95%

фосфатных запасов), так и окисленными (5% запасов) разностями. Для неокисленного фосфата концентрации P_2O_5 могут достигать 32%, в среднем составляя 25.8%, а для окисленного - 16-24%.

Возможно, невысокие содержания P_2O_5 в окисленных породах обусловлены некоторым выносом этого оксида. Ж. Траппи (J. Trappé, [169]), указывает, что палеогеография и эвстатика определяют принципиальные различия в генетике путей фосфатогенеза, которые во многом контролируют степень концентрации фосфата (фосфатных частиц?) в гранулированных фосфоритах, а именно, процессами выветривания, привносом воды, обуславливающим растворение, миграцию и выщелачивание, а также тектоникой, действующей через рельеф. Концентрации фосфоритов связаны с конседиментационными поднятиями во время формирования отложений свиты Дауи. В осадочном апатите замена $[PO_4]$ карбонатом $[CO_3]$ достигает нескольких процентов. Сульфаты также могут заменять фосфат. В морской и речной водах концентрация фосфора контролируется очень низкой растворимостью апатита, которая увеличивается при наличии примеси CO_2 [118].

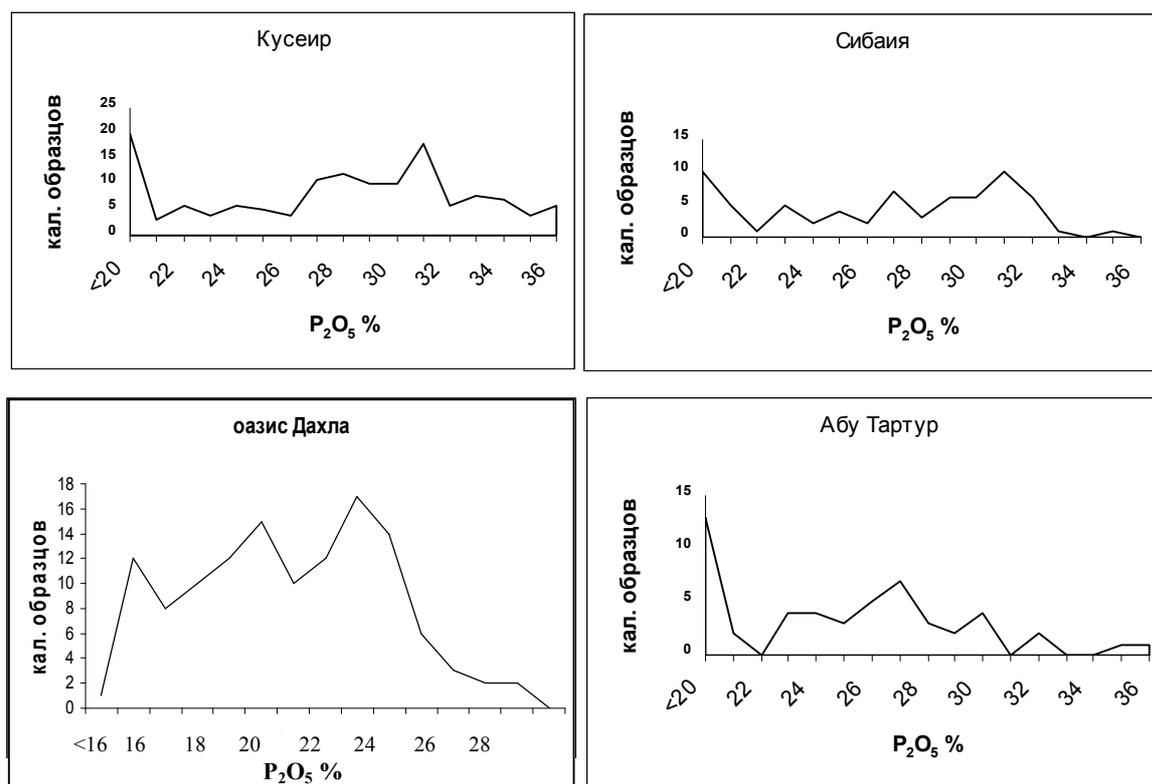


Рис. 5.1. Статические графики распределения содержаний P_2O_5 в анализированных фосфоритовых образцах из месторождений Египта.

Таблица 5.1.

Распределение оксидов в фосфоритовых месторождениях Египта.

Район	Красное Море			Долина Нила			оазис Дахла			Абу Тартур					
	от	до	Сред.	от	до	Сред.	от	до	Сред.	Окисленные			Неокисленные		
	от	до	Сред.	от	до	Сред.	от	до	Сред.	от	до	Сред.	от	до	Сред.
P ₂ O ₅	35.52	8.2	26.8	34.5	8.9	25.93	29.4	15.9	21.4	19.7	10.7	16.24	36.8	5.12	25.1
CaO	53.5	20.8	42.51	54	15.8	41.8	55.1	24.8	38.5	46.2	33.4	38.47	46	18	40.42
MgO	5.24	0	1.23	2.57	0	0.6	12.1	0.37	4.1	12.1	1.8	5.53	9.28	0.48	2.77
SiO ₂	34.3	0.72	8.42	42.7	1	12.52	27.6	0.37	8.98	11.6	8.2	10.12	9.8	1.7	5.14
Al ₂ O ₃	13.4	0	1.8	12.8	0.05	1.46	2.05	0.06	0.72	4.7	1.4	3.33	5	0.43	1.47
Fe ₂ O ₃	11.72	0	2.71	4.7	0.5	2.2	7.65	0.87	2.8	7.8	2.6	5	8.03	1.4	3.65
Na ₂ O	4.9	0.04	1.42	1.95	0.08	1.05	8.22	0.23	1.61	1.7	0.2	0.96	1.07	0.18	0.66
K ₂ O	2.65	0.02	0.4	1.8	0.01	0.13	1.22	0.01	0.15	0.6	0.1	0.23	1.48	0.02	0.14
F	3.1	0.7	2.53	3.5	0.02	1.98	1.9	1.2	1.3	-	-	2.27	-	-	2
CO ₂	16.37	5.16	12.1	20.2	3.6	10.02	10.3	3.2	5.7	-	-	6	12.1	1.1	5.04

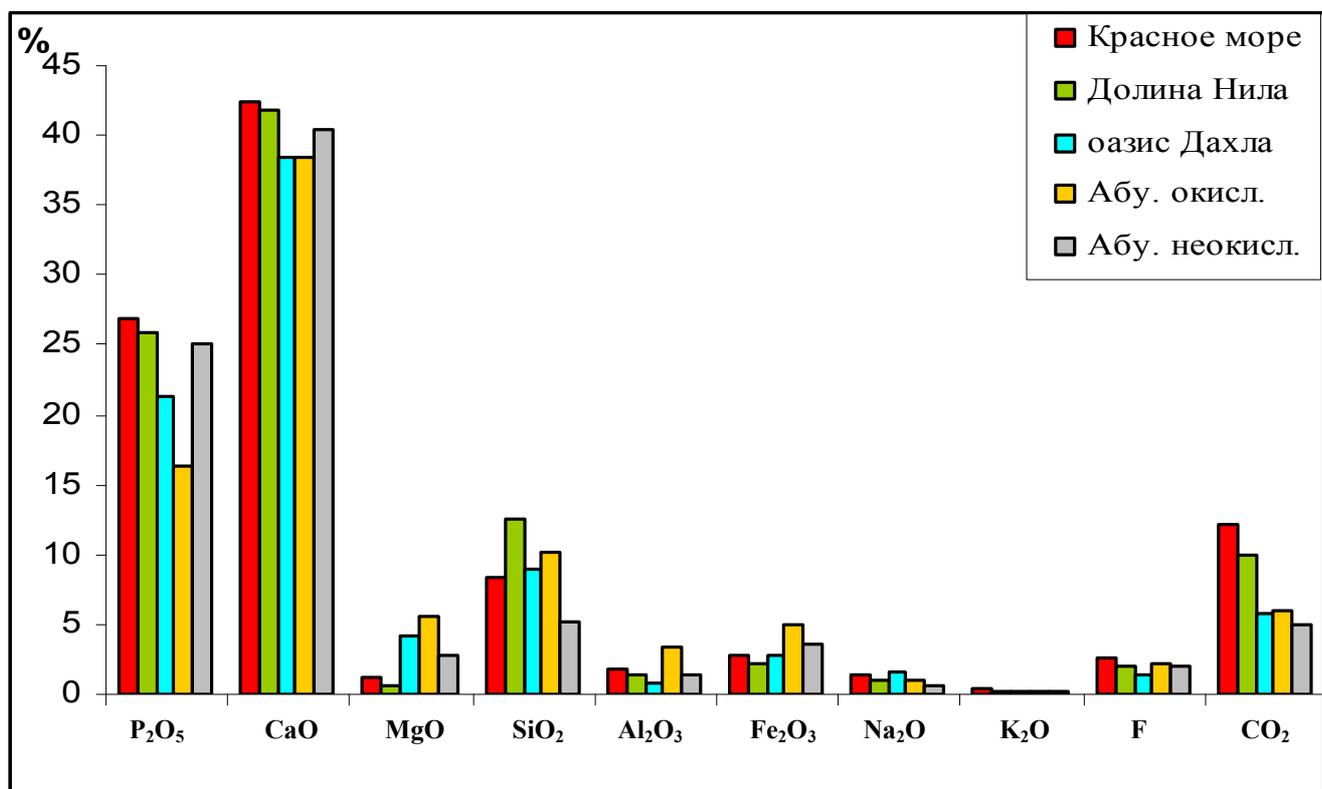


Рис. 5.2. Графики распределения содержаний оксидов в фосфоритовых породах.

5.2. Щелочные земли (CaO и MgO)

Важным компонентом, наряду с P_2O_5 , входящим в состав фосфоритов, является кальций, присутствующий в кристаллической решетке всех фосфатных минералов. Содержание CaO в исследованных фосфоритах колеблется в широком диапазоне: от 19.8 до 53.5%. Средние концентрации CaO в фосфатных породах района Абу Тартур составляют 38.44 и 40.42% в окисленных и неокисленных фосфатных образцах соответственно.

Изучение в шлифах и СЭМ фосфоритов различных месторождений показало, что большие концентрации CaO в образцах обусловлены присутствием в них макрокристаллического кальцита (в форме цемента), франколита, доломита и в незначительных количествах гипса и ангидрита. В фосфатных породах района Себаия CaO присутствует в составах кальцита и гипса, а в фосфоритах других месторождений он связан с кальцитом, доломитом, гипсом и ангидритом. Химические анализы фосфоритов разных месторождений обнаруживают MgO от 0 до 12.12% в окисленных фосфоритах. В неокисленных фосфатных образцах количество этого оксида в среднем составляет 2.77%. В фосфатных отложениях района Абу Тартур различия в содержаниях MgO составляют 2.77 и 5.53% в неокисленных и окисленных фосфоритах соответственно и связаны с наличием разных количеств доломита. Повышенное количество MgO (5.53%) в окисленных фосфатных породах возможно обусловлено аридизацией климата.

Фосфоритовые отложения Красного моря содержат MgO 1.23%. В результате петрографических исследований в фосфоритах были обнаружены диагенетические кристаллы доломита, погруженные в кремнистый матрикс. Некоторое количество MgO может быть связано с глинистыми минералами, в первую очередь с глауконитом.

Изученные фосфатные образцы района долина Нила характеризуются содержаниями MgO от 0 до 2.57%, в среднем составляющими 0.6%. Меньшие концентрации в них могут быть обусловлены присутствием массивных кремнистых сланцев, непосредственно приуроченных к фосфоритоносным отложениям. В процессах эпигенеза в результате слабой миграции MgO по направлению от залегающих сверху глинистых пород к фосфоритам для данных отложений естественны малые концентрации доломита, а, следовательно, и MgO. В целом же петрографические и электронно-микроскопические исследования фосфоритов, показали, что концентрации MgO обусловлены присутствием в фосфатном разрезе доломита.

5.3. Щелочи (NaO и KaO)

В кристаллических решетках апатита кальций может замещаться на натрий, магний и стронций [170]. Наибольшие концентрации Na_2O по сравнению с количеством этого оксида в фосфоритах других районов отмечаются в фосфоритах Кусеир - от 0.04 до 4.9% и в

среднем составляют 1.42%. СЭМ исследования фосфоритов Кусеир побережья Красного моря показали, что Na_2O представлен пятнами галита, который формируется в результате процесса испарения и является минералом-индикатором условий аридного климата. Реже натрий присутствует в фосфатных минералах при его замещении кальцием.

Калий входит в состав иллита и глауконита. В рассмотренных фосфоритах содержание этого элемента колеблется от 0.02 до 2.65%. Для фосфоритов Западной Пустыни эти концентрации несколько больше, чем для подобных им разностей других месторождений, что объясняется значительными содержаниями глауконита, подтверждёнными петрографическими и минералогическими данными.

5.4. Распределение железа

Железо играет огромную роль в формировании фосфоритов на дне океанов, где большое количество ионов неорганического осфора адсорбируются на частицах оксидов железа. В результате вхождения воды в решетку оксидов железа высвобождаются ионы фосфора для формирования карбонатфторapatита (КФА). При восстановлении окислов железа на глубине в осадках, а затем его окислении при переходе через границу осадок-вода вновь происходит захват частицами железа фосфора. При перемыве осадка процесс образования КФА возобновляется. В КФА количество фосфора, заимствованного из фосфо-железных частиц ограничено объёмом терригенных отложений, содержащих Fe.

Для латеральных или перекрывающих ассоциаций фосфоритовых отложений с аутигенными минералами, обогащенными железом (глауконит, пирит, и железистые корки), развитых на континентальных окраинах Перу и Чили [32 139] и на юго-западе Африки [47, 48] предполагается, что некоторое количество фосфора для карбонатфторapatита поставляется с континента в виде фосфо-железных частиц. Например, позднемеловые египетские фосфориты, возможно, сформировались, в основном, из демобилизованных фосфо-железных частиц, полученных из локальных рек при размыве кор выветривания [96]. Фосфоритовые породы, обогащенные глауконитом, отражают богатый источник фосфата и железа и значительное поступление терригенных осадков на континентальную окраину [149].

Высокая концентрация фосфатов в водах межзерновых пор, как и наличие аутигенного КФА в них, показывают, что значительное количество P освободилось из железистых частиц от фосфора с образованием КФА в терригенных осадках на полях Нью-Джерси [145]. Высокое содержание Fe отражает морскую вулканическую деятельность и/или значительный объём выноса терригенных осадков [171]. В общем, мел был периодом теплого и влажного климата, широкого распространения срединных океанических хребтов и высо-

кого стояния уровня моря. Теплый влажный климат способствовал химическому выветриванию и выносу фосфора реками.

В рассмотренных фосфатных породах железо входит в состав гематита, гетита и пирита. Эти минералы в значительных количествах присутствуют в изучаемых отложениях. Они сложены преимущественно разноминеральным веществом и характеризуются способностью к окрашиванию. Железо также может быть связано с различными глинистыми минералами, его сорбирующими. В исследованных фосфоритах Кусеир концентрации Fe_2O_3 варьирует в широких пределах: от 0 до 11.72% и в среднем составляют 2.71%.

Фосфатные породы района Абу Тартур характеризуются более высокими содержаниями Fe_2O_3 , которые в среднем составляют 5,0 и 3.65% для окисленных и неокисленных фосфоритов соответственно. Окисление происходило при выветривании, что сопровождалось увеличением количества этого оксида.

Петрографическое изучение фосфоритов района Абу Тартур показало, что количество пирита увеличивается в неокисленных фосфоритах, а количество красящих пигментов гематита больше в окисленных. Изменение окраски фосфоритов от темно-черной до желто-бурой обусловлено разложением пирита и переходом его в гипс и гематит в окисленных фосфоритах под действием процессов выветривания [36].

В результате окисления пирита при невысокой температуре образуются: 1). $FeSO_4$ и $Fe_2(SO_4)_2$; 2). FeO или Fe_2O_3 [163]. Также возможно, что Fe_2O_3 формируется при разложении сульфатов железа. Существует определенная зависимость между содержаниями P_2O_5 и Fe_2O_3 , которая отмечается Р. А. Бернером (Bernier R. A., [45]), предполагающим, что Fe_2O_3 , представленный в виде зернистых агрегатов или красящих пигментов, может быть образован при реакции P_2O_5 и скрытокристаллических водных окислов железа в морской воде.

Содержание Fe_2O_3 в фосфоритах Сибайя и Кусеир составляет 2.2 и 2.7% соответственно. Fe_2O_3 представлен темно-красными до коричневыми частицами, покрывающими другие фосфоритные компоненты и приурочены к выходам выветрелых пород. Высокие содержания железа и магния при относительно низком уровне значений δO^{18} (от 0.87 до 4.15‰ VpDB) и истощенном Sr ($187 \pm 26 \times 10^{-6}$) приводят к формированию доломита и смешанных гипсосолевых жидкостей, что происходит в перемешанной морской метеорной зоне, вероятно, во время низкого стояния (регрессии) времени маастрихта-раннего третичного несогласия [147].

Железо в фосфоритах может быть либо сорбированным глинистыми минералами, либо в диагенетических анкерите и пирите. Пирит в этом случае является основным минералом Fe и в виде цемента заполняет поры в породе, а иногда полностью замещает фосфатные зерна [37].

5.5. Фтор

По данным химических анализов фосфориты состоят преимущественно из водного трёхкальциевого фосфата, некоторого количества фторидов и карбоната кальция (CaCO_3). В строении фторапатита присутствует фтор, который иногда замещается различными элементами, например хлором и гидроксидом. В фосфоритах Египта содержание фтора колеблется от 0.02 до 3.5% и в среднем составляет 2.53, 1.98 и 2.4% для фосфатных отложений на месторождениях Красного моря, Себаия и Абу Тартур соответственно.

Концентрации F в фосфоритоносных породах связаны с содержанием фосфатных минералов, особенно, фторапатита и карбонат-фторапатита. При этом характерно, что последний из них зачастую является цементом для остальных фосфатных компонентов.

Высокие содержания F, CO_2 и SO_3 в рассмотренных фосфатных породах по сравнению с их содержаниями в исходном апатите и отрицательные значения δC_{13} и δO_{18} в структуре CO_2 показывают, что диагенез играет важную роль в изменении химического состава фосфатных зерен [87]. В этом процессе исследованный апатит был франколитизирован. Исследование под электронным микроскопом показывает, что микробные организмы, особенно бактерии, играют большую роль в увеличении концентрации фтора (до 6%) в фосфоритовых зернах. На дне современных океанов верхняя толща осадков (20 см) характеризуется низкими концентрациями растворенных фосфора и фтора в водах межзерновых пор и увеличенными в осадках. В них концентрация фтора и фосфора в осадках происходит в восстановительных условиях [168].

5.6. Кремнезем и глинозем (SiO_2 и Al_2O_3)

Их содержания зависят от количества терригенных минералов в изученных фосфоритах различных месторождений. Концентрации SiO_2 неравномерны и широко варьируют от 1 до 42.77%. Наибольшие его значения отмечаются в фосфатных отложениях месторождения Себаия (долина Нила) и приурочены к массивным кремнистым фосфоритам, широко распространенным в этом районе. Здесь, по результатам геохимических исследований, среднее содержание SiO_2 составляет 12.52%. Изучение шлифов по разрезам месторождения показало, что в составе фосфоритов присутствуют терригенные кварцевые зерна (2-15%) в скрытокристаллическом и мелкокристаллическом кварцевом цементе. Таким образом установлено, что связь SiO_2 с фосфатами в районе долины Нила осуществляется путем формирования матрикса одновременно с процессом накопления фосфатных компонентов и изредка в постседиментационный период при образовании цемента.

В изученных фосфоритах месторождения Кусеир содержание SiO_2 составляет от 0.72 до 34.3%, а в среднем 8.42%.

Для Al_2O_3 концентрации колеблются от 0 до 13.4% при среднем содержании 1.8%. Данные петрографического изучения и СЭМ показали, что в составе отложений данного месторождения, а именно в фосфатных породах нижних частей разреза, присутствуют мелко-среднезернистые кварцевые зерна. Глинистые минералы изучаемого участка представлены каолинитом пластинчатого строения, что может свидетельствовать о зависимости содержания кремнистых и глиноземистых компонентов фосфатных пород Красного моря от количества терригенных кварцевых и глинистых минералов.

Сравнение окисленных и неокисленных фосфоритов района Абу Тартур путем петрографических исследований показали, что матрикс данных отложений представлен глауконитом и скрытокристаллическим коллофаном, а концентрации SiO_2 и Al_2O_3 преимущественно обусловлены наличием в составе пород глауконита.

Тяжёлые минералы отложений долины Нила представлены гематитом, гранатом и апатитом, от содержаний которых также могут зависеть концентрации SiO_2 и Al_2O_3 .

5.7. Углекислота (CO_2)

Входит в состав карбонатов и иногда замещает PO_4 в апатите. Если в осадочных фосфоритах концентрации фтора более 1%, и имеется значительное содержание CO_2 , то основным минералом фосфоритов является франколит. В нем часть PO_4^{3-} замещается на CO_3^{2-} , что сбалансировано дополнениями ионного замещения.

Содержание CO_2 в фосфоритах Египта колеблется в широком диапазоне - от 1.1 до 20.2 %. В разных месторождениях оно в среднем составляют 12.1 и 10.02 % для фосфоритов районов Красного моря и долины Нила соответственно. Но в Абу Тартуре концентрации CO_2 равны 5.04 и 6% для неокисленных и окисленных фосфоритов соответственно.

Петрографическое и минералогическое изучение рассмотренных фосфоритов показали, что CO_2 связан с присутствиям в их составе карбонатных минералов (кальците и доломите) и франколита. Франколит и кальцит в больших количествах наблюдаются в фосфоритах районов Красного моря и долины Нила. Нахождение CO_2 в фосфоритах может быть: 1) в составе аморфного кальцита в незначительном количестве. 2) в карбонатных или бикарбонатных ионах, сорбированных на поверхности зерен апатита; 3) в замещённых PO_4 позициях в решётке апатита [150].

Содержание CO_2 в фосфоритах может отражать условия формирования и диагенеза фосфоритов. Увеличение концентрации CO_2 связано с высокой температурой [99]. Высокие содержания CO_2 в фосфоритах связаны с развитием их по карбонатным породам (наследование) [46]. При формировании аутигенных фосфоритов концентрации CO_2 понижены. Концентрация CO_2 зависит от вариации pH, температуры, солёности и глубины формирования пород [67]. Исследователи [31] отмечают, что высокие концентрации CO_2 в изуче-

ных фосфоритах возможно связаны с замещениями карбонатами вмещающих пород (кальцит и доломит).

Исходя из данных по изучению фосфоритов Египта, хорошо коррелируются между собой P_2O_5 , CaO, F, NaO, SO_3 , U и Sr. P_2O_5 дает умеренно положительную корреляцию ($r=0.27$, 0.3 и 0.42) с CaO в фосфоритах района Кусейр, Сибая и Абу Тартур и отражает собой тот факт, что содержание кальция обуславлены не только апатитом, но и карбонатными минералами, в том числе, кальцитом и доломитом. Первый представлен в виде цемента и остатков микроорганизмов, например фораминифер, а второй – в различных по размеру зернах.

Высокое положительное соотношение между P_2O_5 и F с U объясняет связь этих элементов с фосфатными минералами. Иногда F замещается на Cl, а U и другие элементы замещают кальций [135]. Слабая положительная корреляция между P_2O_5 и Na_2O ($r=0.2$) вызвана связью натрия со слабофосфатными минералами, а основные концентрации натрия приурочены к вкраплениям галита и скрытокристаллическим оболочкам, покрывающим фосфатные пеллеты. Na, как и U, может частично замещать Ca и занимать его место в структуре фосфатов.

Увеличение концентрации натрия играет важную роль при замещении PO_4^{3-} на CO_3^{2-} . Дисбаланс заряда, образующийся при замене CO_3^{2-} на PO_4^{3-} компенсируется за счет замены натрия на кальций и добавления F^{-1} [125] и OH^{-} [123]. В изученных фосфатных образцах некоторые элементы (Si, Al, K, Fe) отрицательно коррелируются с фосфором, что может указывать на их связь с глинистыми минералами (глауконит, монтмориллонит, каолинит) и присутствие свободного кварца. Mg, концентрации которого связаны с доломитом и меньше с глауконитом, имеет сильное значение отрицательной корреляции с фосфором. Фосфориты океана на континентальной периферии часто сложены микрокристаллическим франколитом (15-20 % P_2O_5) с ассоциацией глауконита ($X_2Y_4Z_8O_{20}(OH,F)$, где $X_2 = (K,Na)_{1.2-2}$, $Y_4 = (Fe(III), Al, Fe(II), Mg, Mn)$ и $Z_8 = Si_{7-7.6}Al_{1-0.4}$ [68].

CO_2 имеет умеренную отрицательную корреляцию с фосфором, что свидетельствует напрямую о его связи с карбонатными минералами, кальцитом и доломитом. Также этот оксид может быть связан с франколитом, который является продуктом твердого растворения, его CO_3^{2-} замещает PO_4^{3-} в решетке апатита. Вообще процесс замещения колеблется от 4 до 7 wt % CO_2 [113], но также может превышать 8.9 wt% [122] и иногда достигать 16.1% [79]. В структуре апатита CO_3^{2-} может замещать PO_4^{3-} и/или OH^{-} . Количество Ca и P уменьшается при увеличении концентрации углерода и не зависит от температуры осадко-накопления [38].

Таким образом, содержание различных основных элементов, и, в первую очередь, фосфора, определяются осаждаемым его количеством, наличием терригенной примеси, перераспределением его при диагенезе и эпигенезе, воздействием на породу процессов выветривания.

5.8. Микроэлементы

По результатам рентгенофлуоресцентного анализа было проведено геохимическое исследование фосфоритов свиты Дауи на присутствие микроэлементов. При анализе геохимических данных изучен характер их распределения. Как закономерности, так и особенности распределения этих элементов в фосфоритовых образованиях разных месторождений изучались многими исследователями. Геохимия микроэлементов представляет информацию не только о типах фациальной обстановки формирования фосфоритов [22], но и условиях их образования.

На основе гинезиса и минералогии фосфоритовых отложений, согласно А.Д. Савко и другим [22], весь этот комплекс элементов подразделяется на три группы: 1) элементы связанные с фосфатным веществом (Ba, Sr, Mn, Y); 2) элементы терригенных, вмещающих пород (Zr, Ti, V, Co, Pb, Sn, As, Cu, Mo); 3) элементы с невыясненными связями (Cr, Sc, Ni). Ниже приводятся результаты исследования геохимии микроэлементов в фосфоритах разных месторождений Египта. Часть элементов служат индикаторами условий осадконакопления.

5.8.1. Микроэлементы связанные с фосфатным веществом

В кристаллическую решетку осадочных фосфоритов в виде изоморфных примесей могут входить редкие земли, уран, стронций, свинец, ванадий, мышьяк и марганец, которые замещают в фосфоритах кальций, фосфор и углерод [27]. По нашим данным микроэлементами, связанными с фосфатными минералами, являются Ba, Sr, Mn и Y.

Барий. В фосфоритах района Кусеир количество Ba колеблется от $45 \times 10^{-4} \%$ до $530 \times 10^{-4} \%$, составляя в среднем $152 \times 10^{-4} \%$ (табл. 5.2, рис. 5.3), тогда как в фосфоритах района Сибаия (долина Нила) оно от $150 \times 10^{-4} \%$ до $650 \times 10^{-4} \%$, в среднем - $408 \times 10^{-4} \%$. В фосфоритах района Абу Тартур содержание этого элемента от $45 \times 10^{-4} \%$ до $190 \times 10^{-4} \%$, в среднем $120 \times 10^{-4} \%$. Очевидно, что его количество в фосфоритах района Сибаия наибольшее по сравнению с другими месторождениями.

В исследуемых фосфоритах барий имеет высокую положительную корреляцию с фосфором, поскольку, согласно многим авторам, Ba входит в состав фосфатных минералов. Положительная связь между Ba и P в фосфоритах отмечается для разных фосфоритовых месторождений Мира. Несмотря на больший размер ионного радиуса бария, чем каль-

ция, Ba входит в решетку карбонатфторапатита [142]. Вход Ba в структуры фосфатных минералов происходит в результате частичного замещения кальция барием.

Высокое содержание бария в морских отложениях возможно связано биологическим веществом [143]. В некоторых случаях в фосфоритах района Абу Тартур Ba имеет заметную корреляцию с магнием и натрием. Рассматриваемый элемент также может быть связан с глинистыми минералами [160]. Как правило, неокисленные фосфориты района Абу Тартур содержат Ba (в среднем $220 \times 10^{-4} \%$) больше, чем окисленные фосфориты ($100 \times 10^{-4} \%$) [77]. В целом по нашим данным и согласно Л. Превоту (Prevot L. [142]) барий в исследуемых фосфоритах соотносится по большей части с фосфатными минералами, а также органическим веществом и редко с глинистыми минералами. Количество Ba в нашем случае может свидетельствовать о прибрежных мелководных условиях образования рассматриваемых пород.

Стронций. Очень распространенной изморфной примесью в апатитах является стронций. Хорошо известно, что в осадчных породах Sr обычно связан с карбонатами. Он, как и барий, замещает кальций в структурах фосфатных минералов. В фосфоритах района Сибаия содержание стронция колеблется в пределах от $860 \times 10^{-4} \%$ до $1740 \times 10^{-4} \%$, в среднем - $1467 \times 10^{-4} \%$, в районе Кусеир – от $740 \times 10^{-4} \%$ до $1880 \times 10^{-4} \%$, в среднем $1250 \times 10^{-4} \%$, а в районе Абу Тартур - от $311 \times 10^{-4} \%$ до $1739 \times 10^{-4} \%$, в среднем $1423 \times 10^{-4} \%$. Химические анализы разных типов фосфоритов района Абу Тартур показали, что содержания этого элемента в неокисленных и окисленных фосфоритах ($1402 \times 10^{-4} \%$ и $1522 \times 10^{-4} \%$, соответственно) различается ненамного [77]. Окисление фосфоритов приводит к некоторому увеличению его концентраций.

Самое высокое содержание стронция отмечается в фосфоритах района Сибаия (см.табл. 5.2, рис. 5.3). Геохимическая корреляция между элементами показала, что стронций имеет высокое положительную связь с фосфором, поскольку Sr связан с фосфатными минералами, входя в их структуру. В фосфатных пеллетах фосфоритов разных месторождений Египта стронция больше, чем во вмещающих породах, свидетельствует о присутствии элемента в решетке фосфатных минералов. В некоторых случаях Sr имеет положительные связи с Ca и Mg, замещая их в карбонатах. Содержание Sr, равное $800 \times 10^{-4} \%$ и выше, в фосфоритах отражает принадлежность последних к образованиям морского происхождения [10].

Магнeц. Содержание этого микроэлемента в фосфоритах Египта варьирует в пределах $50-3791 \times 10^{-4} \%$. В фосфоритах района Абу Тартур содержание элемента колеблется от 510 до $3790 \times 10^{-4} \%$, в среднем $788 \times 10^{-4} \%$. В неокисленных фосфоритах Mn в среднем $600 \times 10^{-4} \%$, а в окисленных - $900 \times 10^{-4} \%$. Фосфориты района Сибаия содержат Mn от 252 до

$1000 \times 10^{-4} \%$ (среднее $492 \times 10^{-4} \%$). С большим диапазоном количество марганца варьирует от 50 до $2950 \times 10^{-4} \%$ в фосфоритах района Кусеир (среднее $338 \times 10^{-4} \%$). Высокое содержание этого микроэлемента отмечается в неокисленных фосфоритах района Абу Тартур. Mn транспортируется из кор выветривания континентов, но не и входит в структуру фосфатных минералов [66].

Фосфатные пеллеты районов Абу Тартур и Сибаия характеризуются высоким содержанием марганца (см. рис. 5.3), свидетельствует, а связи между этим элементом и фосфатными отложениями, основными источниками фосфора для которых были коры выветривания. Фосфориты района Абу Тартур и впадины Дахла часто цементируются доломитом с высоким содержанием марганца, имеющем положительную корреляцию с Fe [34]. Иногда месторождения фосфоритов совмещаются с железорудными и железо-марганцевыми фациями. В этих случаях, как это имеет место в Карату (Казахстан), в Алтае-Саянских месторождениях (Россия), а также в Алжире, Тунисе и Марокко, фосфоритоносные отложения обогащаются Mn [27]. По нашим результатам Mn имеет положительную корреляцию с оксидами железа и согласно данным многих исследователей [22, 91, 129, 160], поступал в морской бассейн при размыве кор выветривания на континенте. При окислении фосфоритов они обогащаются марганцем.

Иттрий рассеян во всех исследуемых фосфоритах и только в районе Абу Тартур его содержания возрастают почти в три раза (см. табл. 5.2). Концентрации элемента в неокисленных и окисленных фосфоритах близкие. Некоторые авторы считают, что фосфориты района Абу Тартур могут быть источником для получения иттрия [75]. Он, как и Sr, замещает Ca в структуре апатита [66]. Согласно представлениям Н. В. Белова и И. Д. Борнеман-Старынкевич, иттрий и TR входят в кристаллическую решетку апатита. При этом образуются изоморфные ряды минералов апатитовой группы от обычного апатита с повышенным содержанием иттрия до редкоземельных минералов-бритолита и абакумалита. В изучаемых фосфоритах иттрий имеет положительные связи с фосфором, подтверждающие представления выше упомянутых авторов.

Уран. Поведение урана в фосфоритах Египта ранее рассматривалось в работах [102, 160]. Средняя концентрация урана в меловых фосфоритах Египта колеблется от 0.002 до 0.012 %. Химические элементы группы урана-редких земель являются типичными *сингенетическими* образованиями, т.е. возникли одновременно с фосфоритами, и именно поэтому они контролируются напластованием фосфатных пород. В современных мелководных осадках уран и торий обычно локализуются в фосфоритах, где уран преобладает над торием [27].

Степень накопления урана и тория в современных фосфоритах шельфов Намибии, Перу и Чили весьма изменчива, но этих элементов всегда больше, чем во вмещающих осадках [6]. Характер распределения урана в фосфатных осадках приводит к выводу, что он поступает в них путем диффузии из придонной воды в результате диагенетических преобразований органического вещества и восстановления шествалентного урана до четырехвалентного состояния. Этот процесс протекает после формирования фосфатных стяжений.

Уран имеет высокую положительную корреляцию с фосфором, входя в кристаллические структуры его минералов. Согласно В. Н. Холодову [27], при окислении и выветривании фосфоритов содержание урана катастрофически уменьшаются.

Таблица 5.2

Распределение микроэлементов в фосфоритовых месторождениях Египта ($10^{-4}\%$)

Мик- роэлемент \ Район	Красное море	Долина Нила	Абу Гартур		
			окисленные	неокисленные	среднее
Ba	125	408	100	200	120
Sr	1250	1467	1522	1402	1423
Mn	338	492	900	600	788
Y	91	65	254	208	245
Zr	41	32	7	8	8
Ti	200	250	300	400	300
V	115	90	62	56	52
Co	8	9	3	21	6
Cu	17	17	13	12	13
Pb	13	8	14	18	18
Mo	16	5	3	9	6
As	15	9	12	16	16
Cr	109	42	95	96	95
Ni	25	28	10	50	30
Sc	3	3	15	10	11
U	76	98.5	25.43	80	54

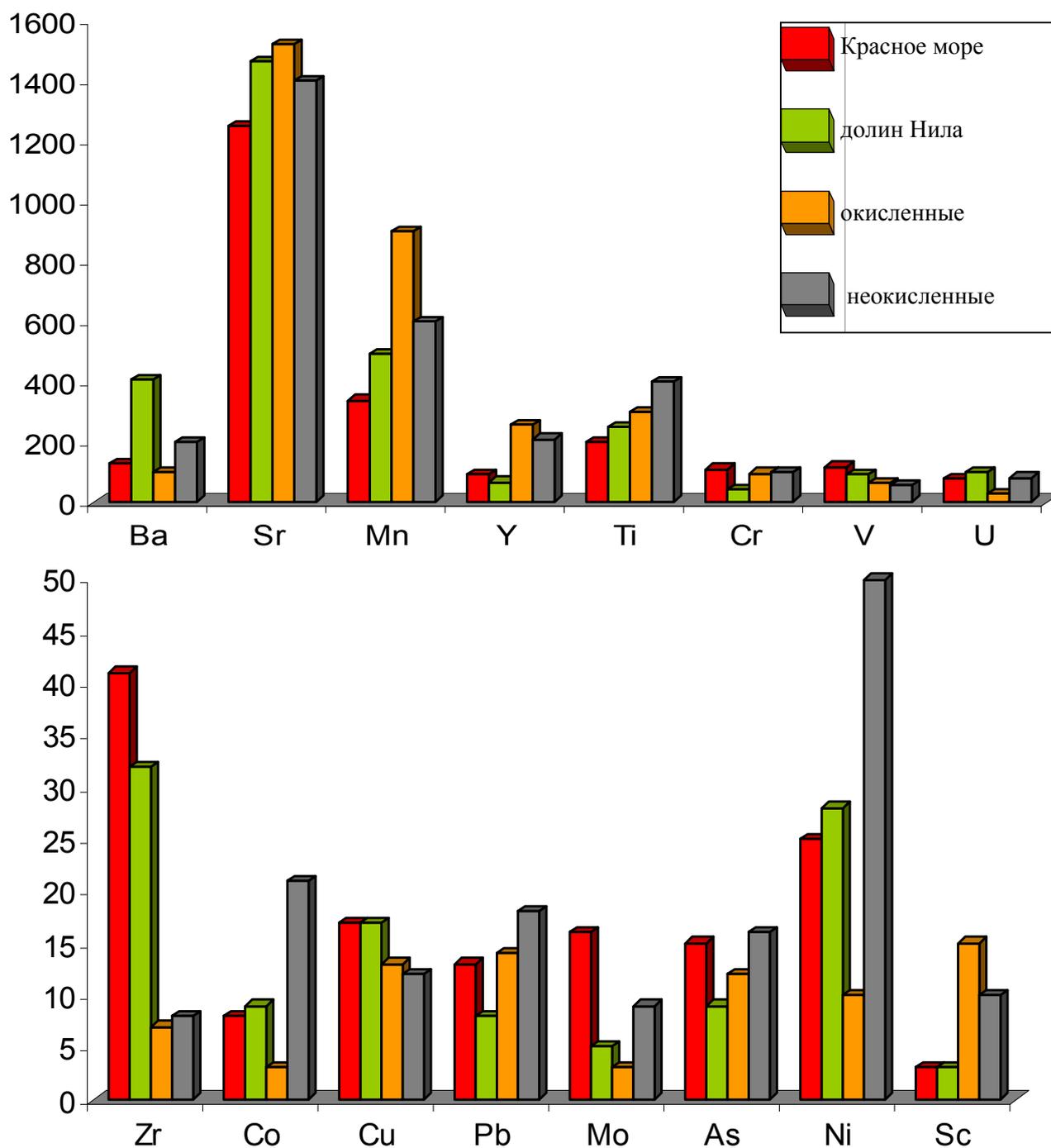


Рис. 5.3. Графики распределения содержаний микроэлементов в месторождениях Египта

5.8.2. Микроэлементы, связанные с вмещающими породами

Носителями многих элементов-примесей в фосфоритах являются тяжелые минералы-рутил, циркон, турмалин, гранат, пирит, ильменит и т. д. [22]. Они отмечены авторами и другими исследователями в незначительных количествах [102].

Содержание *циркония* изменяется от 21 до 60, в среднем составляя $8, 32$ и $41 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритах районов Абу Тартур, Сибайя и Кусеир соответственно. Zr имеет положитель-

ную связь с входящим в его решетку кремнезёмом. Коэффициент парной корреляции Zr и P имеет высокое отрицательное значение в связи с накоплением Zr в терригенной части породыобразованной и тяготеет в мелководных микрофациях шельфа.

Титан. Его распределение в фосфоритах разных месторождений меняется незначительно, средние содержания составляют 300, 250 и $200 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритах Абу Тартур, Сибайя и Кусеир соответственно. Ti имеет положительные связи с Si, Al и Fe. Наличие этого микроэлемента связано как с тяжелыми (ильменит), так и глинистыми минералами. Положительные связи между Ti и Al в фосфоритах отражает континентальный источник их поступления [73].

Ванадий. Его содержание колеблется от 32 до $249 \times 10^{-4}\%$, в среднем 52, 90 и $115 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритах Абу Тартур, Сибайя и Кусеир соответственно. Ванадий многими исследователями относится к элементам-антагонисам фосфора [8, 11, 18, 26]. В рассматриваемых фосфоритах V имеет положительное отношение с органическим веществом и слабый коэффициент корреляции с Al. Следует отметить, что распределение микроэлемента связано органическим веществом, иногда глинистыми минералами, которые сорбируют рассматриваемый элемент. Органическое вещество и глинистые минералы считаются [18, 29] источниками ванадия.

Кобальт в фосфоритах Египта содержится в небольших количествах. Он составляет в среднем 9, 6 и $8 \times 10^{-4}\%$ в районах Абу Тартур, Сибайя и Кусеир соответственно, положительно связан с Al и Si, что свидетельствует о связи элемента с глинистыми минералами. Co сорбируется глинистыми минералами, обычно монтмориллонитом [142]. В некоторых случаях он связан с органическим веществом [55], как Cr и Ni в фосфоритах района Кусеир. В проанализированных фосфоритах кобальт имеет слабую связь с органикой, поэтому можно утверждать, что в фосфоритах месторождений Египта он, в первую очередь, связан с глинистыми минералами.

Медь относительно распространена в фосфоритах и составляет в среднем 13, 17 и $17 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритах районов Абу Тартур, Сибайя и Кусеир соответственно. Содержание элемента почти не отличается в неокисленных (среднее $12 \times 10^{-4}\%$) и окисленных фосфоритах (среднее $13 \times 10^{-4}\%$) и выветривание практически не изменяет концентраций меди. Она положительно соотносится с Fe и органическим веществом. Многими исследователями распространение Cu связывается с сульфидными минералами (пирит) [9, 29]. Полученные нами данные позволяют присоединиться к этой точке зрения.

Свинец отмечается в фосфоритах районов Абу Тартур (среднее содержание $18 \times 10^{-4}\%$) и Кусеир района ($13 \times 10^{-4}\%$), а в некоторых образцах фосфоритовых пород района Сибайя этот микроэлемент отсутствует. По нашим результатам свинец имеет положительные связи с

Са и Fe концентрируется преимущественно органическим веществом [75, 76]. Этот элемент имеет повышенную способность к сорбции органомогенной и глинистой составляющими частями пород и накоплению в относительно глубоководных обстановках. В результате выветривания и разложения органического вещества микроэлементы высвобождаются и затем адсорбируются на глинистых минералах [67]. Помимо меди это Co, Ni, и Pb, которые часто концентрируются в углеродистом веществе [41]. Исследователи фосфоритов других месторождений Мира связывают распространение Pb с сульфидами [22, 26]. В наших же фосфоритах положительная корреляция между Pb и FeO позволяет предполагать связь свинца с сульфидами (пирит).

Молибден встречен в исследуемых фосфоритах и содержание его колеблется в пределах от 1 до $39 \times 10^{-4}\%$. Самые высокие концентрации микроэлемента отмечаются в фосфоритовых породах района Кусеир - от 2 до $39 \times 10^{-4}\%$, в среднем составляя $16 \times 10^{-4}\%$. Количество Mo уменьшается в 2 раза в фосфоритах других изученных месторождений (в среднем составляет $6,5 \times 10^{-4}\%$ в районах Абу Тартур и Сибаия, соответственно). Большинство исследователей соотносят молибден с сульфидными минералами, особенно пиритом, или гидроокислами железа [11, 18], а другие авторы показали, что Mo в фосфоритах Египта связан с органическим веществом. По нашим данным связь Mo и P и Ca обратная, но она положительная между Mo и Fe, свидетельствует об связи молибдена с сульфидами и гидроокислами железа.

Мышьяк. Среднее содержание As в характеризующих фосфоритах $13 \times 10^{-4}\%$ (от следов до $62 \times 10^{-4}\%$). В фосфоритах района Абу Тартур концентрация микроэлемента колеблется от 8 до $30 \times 10^{-4}\%$ (в среднем $16 \times 10^{-4}\%$). Его количества в среднем составляют $9,15 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритах месторождений Сибаия и Кусеир соответственно. As в рассматриваемых породах имеет положительную связь с Fe. Поэтому концентрации этого микроэлемента связаны с сульфидами и гидроокислами железа. Элементы As и Cu входят в пирит осадков озер и болот, а морской пирит отличается высоким содержанием Ti, Cr, Co и Ni [161]. В фосфоритах района Кусеир мышьяксодержащие минералы изредка встречаются в комплексе тяжелых минералов [74].

5.8.3. Микроэлементы проблематичного генезиса

Хром распространен в фосфоритах всех месторождений. Содержание микроэлемента составляет в среднем $95,42,109 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритовых породах районов Абу Тартур, Сибаия и Кусеир соответственно. Концентрация элемента не изменяется в окисленных и неокисленных фосфоритах, т.е. процесс выветривания не влияет на поведение элемента. В анализированных породах Cr имеет слабый положительный коэффициент корреляции с P и Ca, что может свидетельствовать о возможном вхождении Cr в структуру фосфатных ми-

нералов. Проблематичность связи элемента заключается в том, что по ряду признаков он геохимически тяготеет к глинистым [11, 18] или обломочным минералам [22]. Иногда в пеллетах фосфоритов Cr показывает положительные связи с Si, Al, Na, K, Ti и, вероятно, он тяготеет к глинистым минералам. Наличие Cr и Ni с соотношением содержаний 3:1 отражает значительное их фракционирование при осадконакоплении [89, 179].

Хром может адсорбироваться глинистыми минералами, апатитом, органическим веществом и гидроксидами железа. В исследуемых фосфоритах хром, вероятно, связан не только с франколитом, но и глинистыми минералами.

Никель, как правило, не имеет связи с фосфатными минералами и часто тяготеет к глинистым минералам [143]. Вопрос о генетической связи Ni многими авторами решался по-разному. Так, считается, что он связан с глауконитом, сульфидами [9] или органическим и глинистым веществами [18, 22]. В изучаемых месторождениях содержание никеля незначительно меняется. В среднем оно составляет 30, 28, $25 \times 10^{-4}\%$ в фосфоритовых породах районов Абу Тартур, Сибаия и Кусеир соответственно. Концентрация микроэлемента, очевидно, уменьшается в окисленных фосфоритах ($10 \times 10^{-4}\%$) по сравнению с неокисленными ($50 \times 10^{-4}\%$). Никель имеет положительную связь с Al и Fe и, вероятно, сорбируются глинистыми минералами и/или железными минералами. Пирит в наших фосфоритах также может содержать Ni, Cu, Fe [91].

Скандий. Количество элемента в рассматриваемых породах варьирует от следов до $35 \times 10^{-4}\%$, в среднем составляя 11, 3, $3 \times 10^{-4}\%$ соответственно в породах районов Абу Тартур, Сибаия и Кусеир. Содержание Sk увеличивается в окисленных фосфоритах ($15 \times 10^{-4}\%$) сравнительно с неокисленными ($10 \times 10^{-4}\%$). Отмечается связь между скандием и глинистым веществом [107]. По нашим данным он положительно соотносится с Fe, Si, Al, что свидетельствует о привносе Sk в морской бассейн терригенными частицами.

Таким образом, среди большого количества микроэлементов ни один из них имеет самостоятельного минералообразующего значения. Основным источником микроэлементов являются фосфатное вещество, глинистые минералы, сульфиды (преимущественно пирит), терригенные компоненты, гидрооксиды железа и органика. Группа элементов, включающих Ba, Sr, Mn, Y и U диагенетически связаны с фосфором и входят в кристаллическую решетку его минералов.

Распространение Si, Al, Zr, Ti, Sc связано с терригенной компонентой в фосфоритовых образованиях. Наиболее характерными микроэлементами фосфоритов, связанными глинистыми минералами, являются Co и Ni. Cu, Pb, Sn, Mo, As, содержащиеся в фосфоритах, концентрируются преимущественно в сульфидах, V – в органическом веществе.

Глава 6. Биогеохимические особенности фосфоритов

Одним из важнейших биогенных элементов является фосфор. В живом веществе апатит вместе с кальцитом формирует, в частности, кости. Среди организмов морского фитопланктона наиболее богаты фосфором зеленые, золотистые и диатомовые водоросли - до 2-3% на сухой вес [7]. Морские организмы играют большую роль в формировании изученных нами [3, 4] фосфоритов. Ранее химические характеристики органических остатков фосфоритов Египта практически не исследовались, а их роль в фосфоритообразовании была до конца не ясна. Поэтому в настоящей главе основное внимание уделяется химической характеристике фосфатных зерен органического происхождения.

В рассматриваемых фосфоритах преобладающими минералами являются апатит, кальцит и кварц. Апатит представлен франколитом (карбонат-фторapatит). Средние концентрации элементов в фосфоритовых породах, пеллетах и костных остатках приводятся в таблице 6.1 (как и рис. 6.1).

Участки обильного развития апатита в шлифах были проанализированы с помощью микронзондового анализатора Jeol-6380 LV (ВГУ) для определения химического состава разных типов фосфатных зерен, а также для получения более подробной информации об их минеральном составе и внутренних микроструктурах. Результаты химических анализов крупных и мелких элементов в фосфатах приведены в таблице 6.2.

Анализы с использованием SEM-EDS различных фосфатных зерен, в том числе, сложенных скрытокристаллическим апатитом, заполняющим пеллеты, их ядра и края, зубы рыб, кости и другие фосфатные фрагменты морских организмов, показывают химическое и минералогическое сходство указанных фоссилий. SEM анализы подтверждают, что фосфатные зерна состоят из P, Ca, F, Cl, S и частично Si и Na, которые входят в кристаллическую структуру апатита. Содержание элементов, входящих в кристаллы апатита показывает, что количество P колеблется от 11.8 до 17.08%, Ca с 20.15 до 39.27%, F от 2.23 до 8.4%, а Cl от 0 до 0.86% (таб. 6.2-а, б, в).

6.1. Копролитовые зерна и пеллеты

Широко распространенными компонентами в рассматриваемых фосфоритах являются фосфатные копролитовые зерна и пеллеты. Они составляют не менее 50% общего объема фосфатных зерен. Одним из самых важных элементов, входящих в состав фосфоритовых пород, является фосфор со значительным количеством кальция, фтора и кремния. Замещение фосфора кальцием, кремнием и натрием, а фтора в некоторых случаях хлором в фосфоритах известны ранее [59].

При исследовании концентраций фосфора в фосфоритовых копролитовых зернах и пеллетах очевидно, что содержание фосфора характеризуется большим диапазоном (9.13-

16.91%). Надо отметить, что количество фосфора в пеллетах фосфоритов района Кусеир-Сафага (среднее 16.54%) больше, чем в аналогичных фосфатных пеллетах района Абу Тартур (среднее 12.3%) (табл. 6.3, рис. 6.2). Также в изученных породах встречаются оолитовые текстуры, представленные фосфатными пеллетами зонального строения. Иногда они имеют три различных зоны с разными цветами. Содержание фосфора при зональном строении достигает 17.72%. По результатам химических анализов видно, что концентрации этого элемента связаны с содержанием в породах углерода. Фосфор обычно имеет биологическое происхождение, однако в некоторых случаях он химически перераспределен в зернах зонального строения.

Между Са и Р отмечается положительная корреляция, указывающая на совместное их нахождение в кристаллических решетках фосфатных минералов. СаО в пеллетах и биокластах имеет высокое содержание (53.98 и 53.44% соответственно) по сравнению с фосфатными породами, свидетельствующее в целом, об основной концентрации кальция в фосфатных минералах.

Пирит распространен во всех фосфоритовых породах исследуемых месторождений. При СЭМ исследовании фосфатных пород разных месторождений количество пирита увеличивается в фосфоритах района Абу Тартур. Поэтому возрастание концентраций серы и железа хорошо коррелируется в фосфоритах района Абу Тартур. Пирит представлен кубическими и октаэдрическими кристаллами. Он образуется в восстановительных условиях, а в окислительных средах замещается гипсом и гематитом.

Результаты изучения в СЭМ показывают заметные концентрации фтора, значительно варьирующие в исследованных зернах фосфоритов. Это указывает на участие этого элемента в формировании осадочного апатита и сохранении его в отложениях [112]. Идеальное содержание фтора в составе фторапатита колеблется от 1.2 до 3.7% [132]. Формирование апатита в основном происходит в зоне максимальных концентраций F и PO₄ в толще осадков, несколькими сантиметрами ниже границы раздела вода-дно [88, 108] за счет ресурсов фосфора, заключенных в поровых водах [7]. Вход фтора в состав апатита уменьшает его растворимость и количество дефектов кристаллической решетки и повышает устойчивость минерала [112]. Уменьшение растворимости F-обогащенного апатита вызвано образованием (ОН-F) связи, в результате чего мобильность анионов в каналах структуре апатита исчезает.

Содержание фтора в пеллетах фосфорита колеблется от 3.5 до 6.3%. Увеличение концентрации фтора происходит из-за батериального растворения и преобразования фторапатита. Иногда коллофановые пеллеты зональны, что выражается в их блоковости и потемнении цвета в пределах или на краях пеллет. В них цвет является продуктом разрушения

восстановленных Fe-компонентов (пирит) [109]. В этих зональных пеллетах в зонах различного содержания фтора (4.58 - 6.44%) и фосфора (до 17.72%), что, возможно, происходит из-за различной скорости осаждения апатита. Аналогичные микрослои могут быть интерпретированы, как результат вариации темпов роста апатита [49, 119], или развития микробактериальной обстановки, создающей субстрат для накопления франколита [138].

6.2. Фрагменты костей и зубов

Биокласты в фосфоритах представлены фрагментами раковин беспозвоночных, костными остатками и зубами позвоночных морских организмов. Костные остатки и зубы обычно фоссилизируются и фосфатизируются. Фосфатизация проявляется в заполнении фосфатом полостей костной ткани, кристаллизации волокнистого аморфного костного фосфата и преобразовании его в микрогранулярный тонкокристаллический фосфат с одновременным преобразованием гидроксилапатита во фторкарбонатапатит [7]. Современные фосфориты связаны с высокой биологической продуктивностью, и апатит образуется в результате деградации органических веществ.

Содержание фосфора в фрагментах костей и зубов колеблется от 12.54 до 16.7%. Современные костные остатки более обогащены фосфатом, чем древние раковины. Концентрация же карбонатов в древних костных остатках больше, чем в современных из-за замещения группы фосфата (PO_4) карбонатом [146]. Низкое содержание фосфора в костных фрагментах обусловлено не только заменой фосфата карбонатом, но и замещением фосфатных минералов кремнезёмом.

Содержание фтора в костных остатках колеблется от 2.23 до 7.27% и достигает 5.25% в фрагментах зубов. Фтор включается в костные ткани в результате замены ионов OH^- в кристаллах гидроксилапатита [127]. Большой диапазон содержания фтора в костных остатках зависит от доступности изменений в их пористых структурах. Метастабильный фосфатный кальций осаждается первым и впоследствии заменяется стабилизированным карбонат-фторапатитом (КФА) из-за повышенных концентраций CO_2 и F.

Аналогичным образом, сохранение биологического апатита в естественной среде предполагает быстрое поглощение F во время диагенеза. Остатки рыб в осадках шельфа Намибии имеют до 2% F [144], а геологически более древние костные остатки характеризуются его обогащением [99]. Cl может быть включен в кристаллическую решетку апатита наряду с фтором [42, 99]. В исследуемых биологических остатках содержание хлора колеблется от 0.05 до 0.86%. Наряду с этим содержание фтора уменьшается от 7.27 до 2.23% с увеличением количества Cl, что свидетельствует о переходе от фторапатита к хлорапатиту [93]. Современные фосфориты обогащены Cl по сравнению с древними. Его содержа-

ние в океанических и континентальных фосфоритах увеличивается со степенью литификации фосфоритов [42].

Примеси Fe, Mg, S, Si и Al в химическом составе биологических фрагментов встречаются в незначительном количестве. Они связаны с пиритом и глинистыми минералами, содержащимися в фосфоритовых породах.

6.3. Бактерии и содержание фтора

В числе известных минералов биологического происхождения, наряду с карбонатами и силикатами, важное место занимают фосфаты. При изучении микроструктур различных типов фосфоритов с помощью электронного микроскопа установлено, что ключевую роль в синтезе апатита из органических фосфорсодержащих соединений в морской среде играют бактерии [24]. Они же участвуют в растворении органических и минеральных соединений фосфора в морских осадках. Концентрации некоторых тяжелых металлов и редкоземельных элементов в фосфоритовых породах, вероятно, отражает интенсивность микробиальной деятельности и развитие бактерии на дне океанов в восстановительных условиях [119].

Бактериальные колонии отмечаются внутри фосфатных пеллет и костных остатков, где вторичный коллофан заполняет туннели (рис. 6.3, 6.4). Ламинированные текстуры фосфоритовых зерен отражают бакрерифльную и грибковую деятельность во время осадконакопления [119]. Микробактериальные формы широко распространены в костных остатках. Среди них различают бактерии и цианобактерии, находящиеся внутри микробиальных туннелей в морских захороненных костных остатках. Образование костных туннелей вызвано растворением минеральных и органических матриц костей.

Обогащение фтором (2.34-8.4%) в исследуемых зернах фосфоритов обусловлено микробной активностью. Оно органичено и тесно связано с местами микробного действия в костных тканях и пеллетах. Формирование современных фосфоритов связано с разрушением органических веществ. Образование апатита в осадках затруднено на большей глубине из-за увеличения концентрации карбоната [95] и сокращения количества фтора в воде.

Средние концентрации элементов в составе фосфоритовых пород, пеллетов и костных остатков

Компонент %	Фос. породы	пеллеты	костные остатки
P ₂ O ₅	24	38.08	37.6
CaO	41.83	53.98	53.44
Fe ₂ O ₃	2.62	0.23	0.22
MgO	3.61	0.27	0.16
SiO ₂	9.15	0.31	0.5
Al ₂ O ₃	1.88	0.1	0
Na ₂ O	0.96	0.82	0.78
K ₂ O	0.22	0.07	0
SO ₃	7.53	1.32	1.6
CO ₂	7.6	4.38	4.76

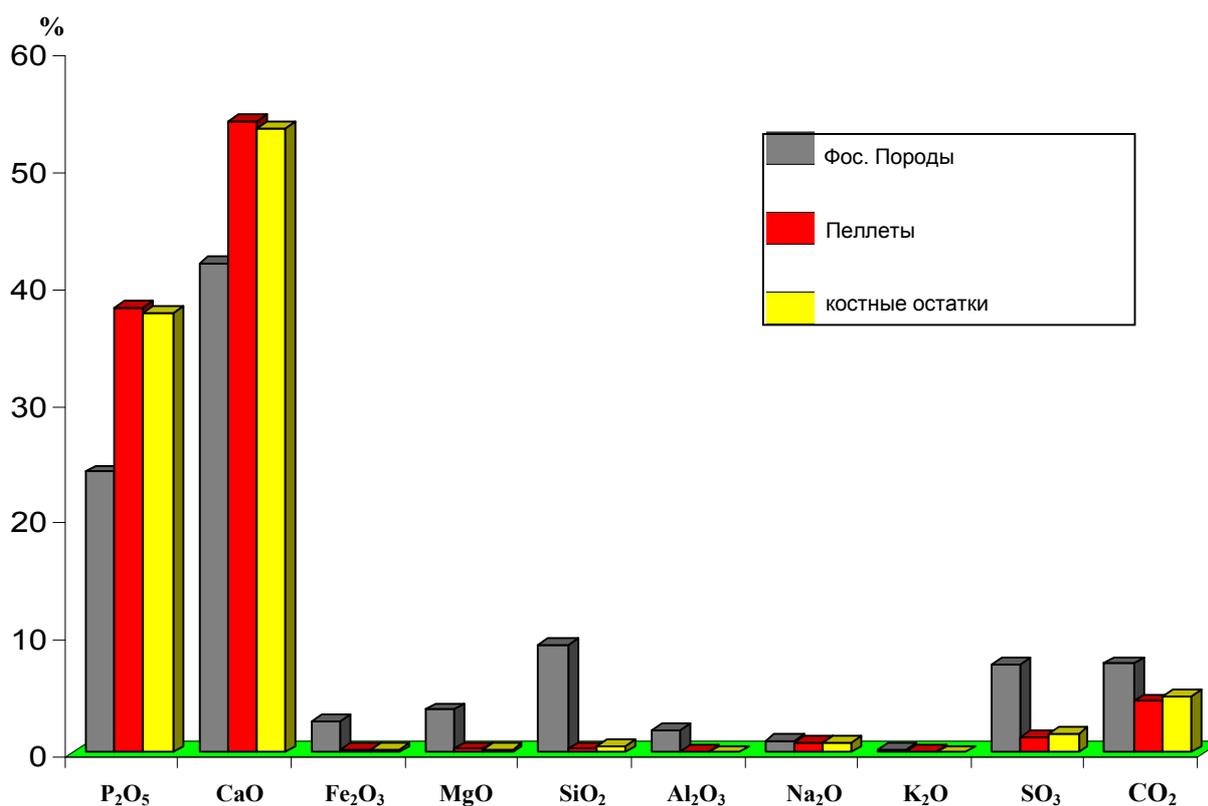


Рис. 6.1. Графики распределения содержаний оксидов в фосфоритосодержащих породах и фосфатных зернах.

Распределение элементов в разных фосфатных зернах по данным анализов СЭМ-EDX системы; а-пеллеты; б-костные остатки; в-водоросли. Аналитик С.М. Пилюгин

Компонент %	Пеллеты Кр. моря						Пеллеты Абу Тартур			Бактериальные туннели в пеллетах					
O	37.9	38.2	38.1	37.6	39.2	38.9	38.3	40.1	40.9	38.82	38.37	39.29	37.77	38.46	39.39
P	16.9	16.8	16.2	16.2	17.7	17.6	17	11.8	9.13	16.46	17.04	16.9	16.4	16.5	16.9
F	6.3	5.29	4.58	6.5	3.5	3.81	5.59	4.8	4.14	3.54	4.74	2.68	6.79	5.54	3.09
Ca	37.9	38.7	39.3	38.2	38.7	38.6	36.9	27	20.2	38.2	39.2	39.43	37.24	37.3	38.3
Cl	0.18	0.21	0.28	0.01	0.12	0.16	0.04	0.13	0	0.48	0.04	0	0.17	0.19	0.09
Si	0	0.28	0.19	0.5	0.06	0	0.26	7.17	0.63	0.69	0	0.56	0.51	1.11	0.7
Al	0	0	0	0.11	0.04	0.01	0.14	2.65	0.25	0.01	0	0.03	0.13	0.19	0.17
S	0.51	0.46	0.68	0.32	0.46	0.32	1.27	1.09	10.6	0.62	0.41	0.42	0.53	0.49	0.57
Fe	0.08	0.09	0.33	0.32	0	0.35	0.43	2.21	12.9	0.15	0.02	0	0.11	0.11	0.05
K	0	0.01	0.1	0.01	0	0	0	0.97	0.12	0.29	0.08	0.08	0	0	0.05
Mg	0.19	0.1	0.22	0.24	0.15	0.21	0.24	0.88	0.3	0.79	0.13	0.59	0.37	0.12	0.72

а-

б-

Компонент %	зубы	кости			Костный матрикс	Бактериальные туннели в костях		коллофан
O	38.2	29.9	37.4	38.2	38.6	37.5	36.8	38.94
P	12.1	12.5	16.1	16.7	16.5	16.2	16.7	16.27
F	5.25	2.23	7.27	5.29	4.36	6.36	8.4	4.42
Ca	33.8	30.6	37.9	38.6	39	38.7	37.7	36.2
Cl	0.42	0.86	0.22	0.15	0.05	0.13	0.23	0.07
Si	0.69	0.47	0.45	0	0.27	0	0.08	0.2
Al	0	0.35	0	0	0	0.06	0.09	0.3
S	0.62	0.18	0.56	0.73	0.83	0.48	0.06	1.52
Fe	1.06	0.13	0	0.35	0.28	0.15	0.08	0.87
K	0	-	0	0	0.01	0	0	0
Mg	0.01	-	0.17	0.03	0.05	0.41	0.03	0.15

в-

Компонент %	водоросли							
O	32.58	34.89	32.05	38.35	39.53	37.43	37.99	39.24
P	12.2	14.1	13.6	16.15	17.08	15.92	15.8	16.1
F	3.62	6.28	4.46	4.46	2.61	5.97	5.7	0
Ca	27.9	31.5	31.2	37.49	36.88	35.54	36.95	36.18
Cl	0.15	0.18	0.04	0.23	0.41	0.26	0.03	0.56
Si	0.36	0.1	0	0.19	0.17	0.31	0.28	0.12
Al	0.21	0.11	0	0	0.09	0.1	0.12	0.03
S	0.96	0.9	1.04	1.01	1.08	0.69	1.16	1.17
Fe	11.6	7.75	0.79	0.75	0.78	2.68	0.97	5.5
K	0.01	0	0	0.13	0.01	0.12	0.17	0
Mg	0.17	0.12	0.07	0.2	0.49	0.09	0.14	0.45

Распределение средних содержаний элементов в разных фосфатных зернах по данным анализов СЭМ-EDX системы. Аналитик С.М. Пилюгин

Элемент	Пеллеты	Зубы акул	Кости	Бактериальные туннели		Водоросли
				Костных остаток	Фосф. пеллет	
O	38.8	38.2	36.03	37.15	38.68	36.5
P	15.48	12.1	15.45	16.45	16.7	15.12
F	4.95	5.25	4.8	7.38	4.4	4.14
Ca	35.01	33.8	36.52	38.2	38.3	34.2
Cl	0.13	0.42	0.32	0.18	0.162	0.233
Si	1.01	0.69	0.3	0.04	0.6	0.19
Al	0.34	0	0.1	0.075	0.09	0.08
S	1.74	0.62	0.58	0.27	0.51	1
Fe	1.86	1.06	0.19	0.115	0.07	3.85
K	0.134	0	0.003	0	0.08	0.055
Mg	0.28	0.01	0.083	0.22	0.45	0.22

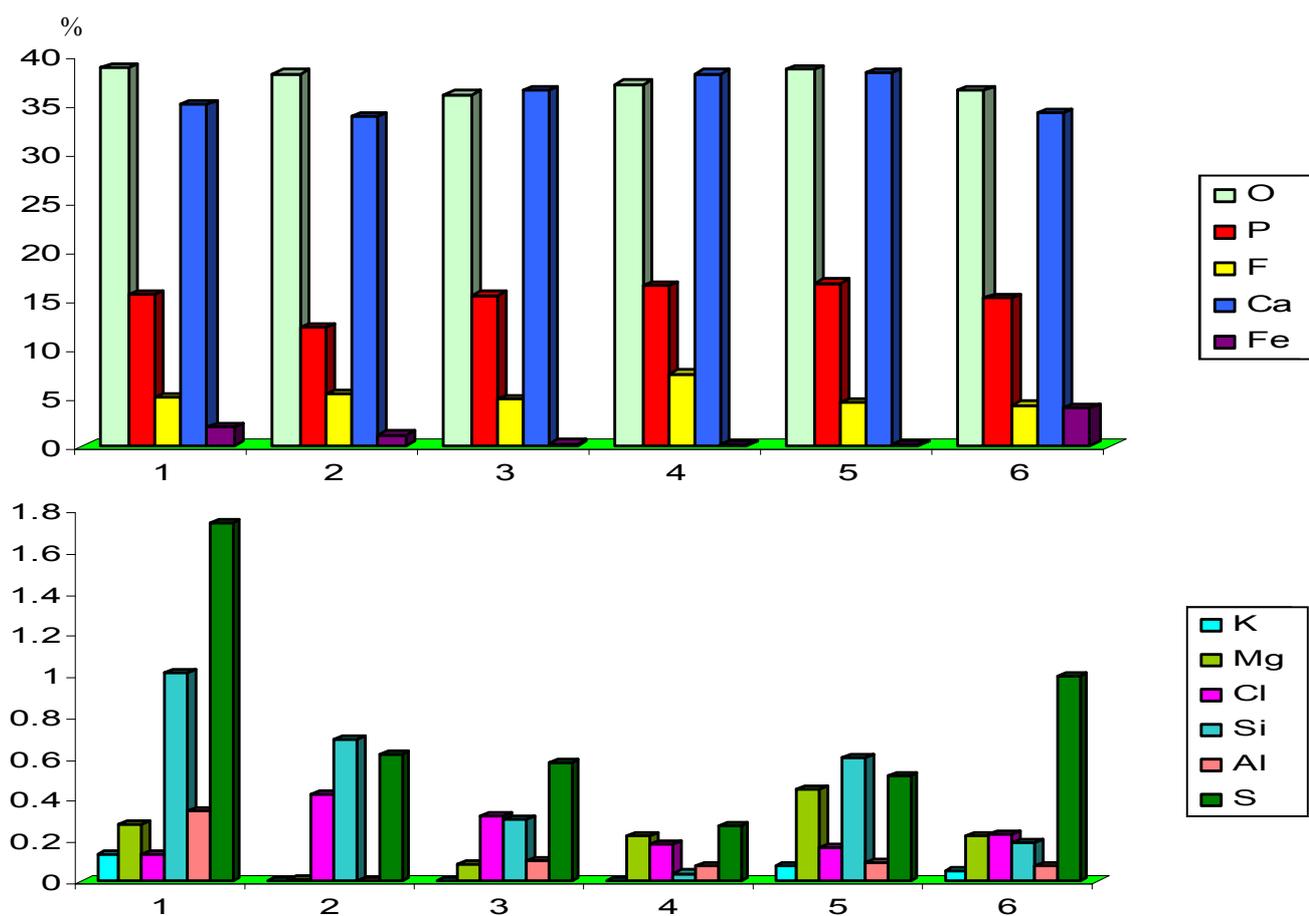


Рис. 6.2. Графики средних распределений содержаний элементов в фосфатных зернах: 1-фосфатные пеллеты; 2- зубы акул; 3- костные остатки; 4,5- бактериальные туннели в зубах и пеллетах, соответственно; 6- водоросли.

Как и во многих фосфоритовых пеллетах, активная микробактериальная деятельность наблюдается в костных остатках благодаря их первичной пористой структуре, способствующей развитию микроорганизмов. Бактериальная колония развивается внутри костных остатков, где вторичный коллофан заполняет туннели. Микробные туннели постепенно вытесняют костный матрикс. Как правило, края микробных тоннелей выполнены карбонатапатитом, светлее непористых участков костной ткани. Во всех случаях фосфат в бактериальных тоннелях значительно больше обогащен фтором, чем другие места фосфоритовых зерен. Анализы СЭМ показывают, что концентрация фтора в бактериальных тоннелях достигает 8.4%. Туннелирование костей и пеллет обычно производится путем растворения минеральных и органических матриц с помощью грибковых метаболических кислот [140]. В изученных фосфоритовых зернах образование бактериальных туннелей производится отложением скрытокристаллического карбонатфторапатита (КФА). Результаты наших исследований показывают, что эти образования КФА обогащены фтором, который иногда замещается хлором.

В фосфоритовых пеллетах и костных остатках хорошо видно, что отношение между оксидами кальция и фосфора в новом апатите, образующемся в бактериальных туннелях ($\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ – 1.38-1.42, и 1.38-1.45 соответственно) незначительно выше, чем в участках, где отсутствует бактериальная деятельность ($\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ – 1.34 апатита исходного и 1.41-1.44 апатита в тунелях). С другой стороны отношение $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ в бактериальных туннелях пеллет и костных остатках достигает 0.181 и 0.220 соответственно. В пеллетах оно колеблется от 0.086 до 0.173, в костных остатках – от 0.138 до 0.197. В фосфоритах месторождения Сибаия $\text{F}/\text{P}_2\text{O}_5$ соотношение практически постоянно 0.089-0.094 [128]. Новая генерация КФА образована переосаждением гидроксилapatита за счет разрушенного процессами бактериальной деятельности раннего апатита. Большая часть вторичного фтора в новообразованном апатите зависит от условий, в которых фосфатные зерна захоронены.

6.4. Водоросли

Фрагменты неламинируемых матов сине-зеленых водорослей встречаются часто и в объеме фосфатных зерен Северо-Африканского - Ближневосточного фосфоритоносного бассейна составляют не менее 50-60% всех диагностированных структур [7]. Результаты изучения в СЭМ показали, что зерна рассмотренных фосфоритов оказались фрагментами фосфатизированных микробиальных матов, которые развиты по фосфатизированным водорослям (рис. 6.5). Фосфатные фрагменты макро - и микроскелетов водорослей достаточно распространены в исследуемых фосфоритах, и они являются почти обязательным элементом, как в составе микробиальных матов, так и в межзерновом пространстве. Содержание P_2O_5 в остатках водорослей (среднее 37.14%) немного меньше, чем в

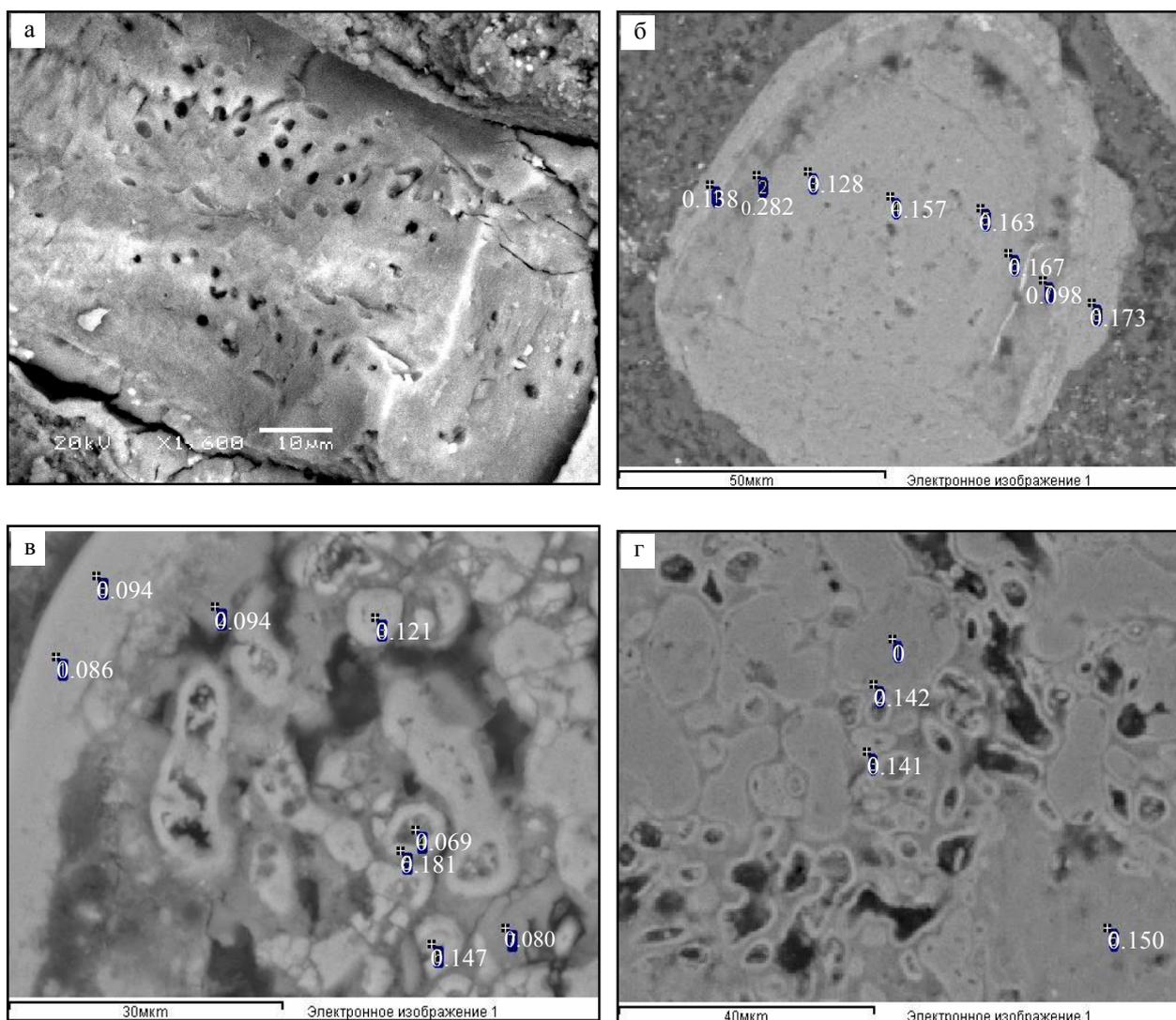


Рис. 6.3: Электронномикроскопические снимки фосфоритов. Фосфатизированные ко-пролитовые фрагменты с разными биологическими структурами в исследованных фосфоритах Египта: а- удлиненное фосфатное зерно органического происхождения, подвергшееся бактериальной переработке с созданием тоннелей; б- округлое фосфатное зерно окружено несколькими тонкими фосфатными оболочками; в, г- бактериальной деятельности с разными формами проводящих туннелей в фосфатных пеллетах биологического мата. Цифры указывают отношение между фтором и оксидом фосфора. пеллетах и костных остатках (38.08 и 37.6 соответственно) (таб.6.1, рис. 6.1). СаО в химическом составе водорослей колеблется от 49.72 до 52.46% (среднее 51.22%). Сходное отношение СаО/Р₂О₅ отмечается в остатках водорослей, (СаО/Р₂О₅ – 1.32-1.43), в пеллетах и костных остатках (1.34, и 1.41-1.44 соответственно). Следует отметить, что содержание СаО в фосфоритовых зернах связано фосфатными минералами. В значительном количестве фтор входит в химический состав водорослей (F-0-5.97%). Малое содержание фтора вызвано замещением его хлором (Cl- 0.03-0.56%). Значительное количество железа отмечается в химическом составе водорослей. Исследование в СЭМ показало, что пирит находится

в порах и на остатках водорослей. Железо входит в сульфиды (пирит) и оксидные минералы (гематит).

В результате эксперимента окисления пирита и перехода железа из двухвалентной формы в трехвалентную форму количество сульфата не меняется [121]. Он в незначительном количестве входит в состав апатита. Карбонат фторапатит (франколит) представлен общей формулой, $\text{Ca}_{10-a-b} \text{Na}_a \text{Mg}_b (\text{PO}_4)_{6-x} (\text{CO}_3)_{x-y-z} (\text{CO}_3 \cdot \text{F})_y (\text{SO}_4)_z \text{F}_2$, что определяет замену фосфора (PO_4) ионами сульфата в решетке минерала [124, 138].

Таким образом, изучение геохимии фосфоритов Египта показывает, что в осаждении фосфата, его перераспределении при диагенезе большую роль играло органическое

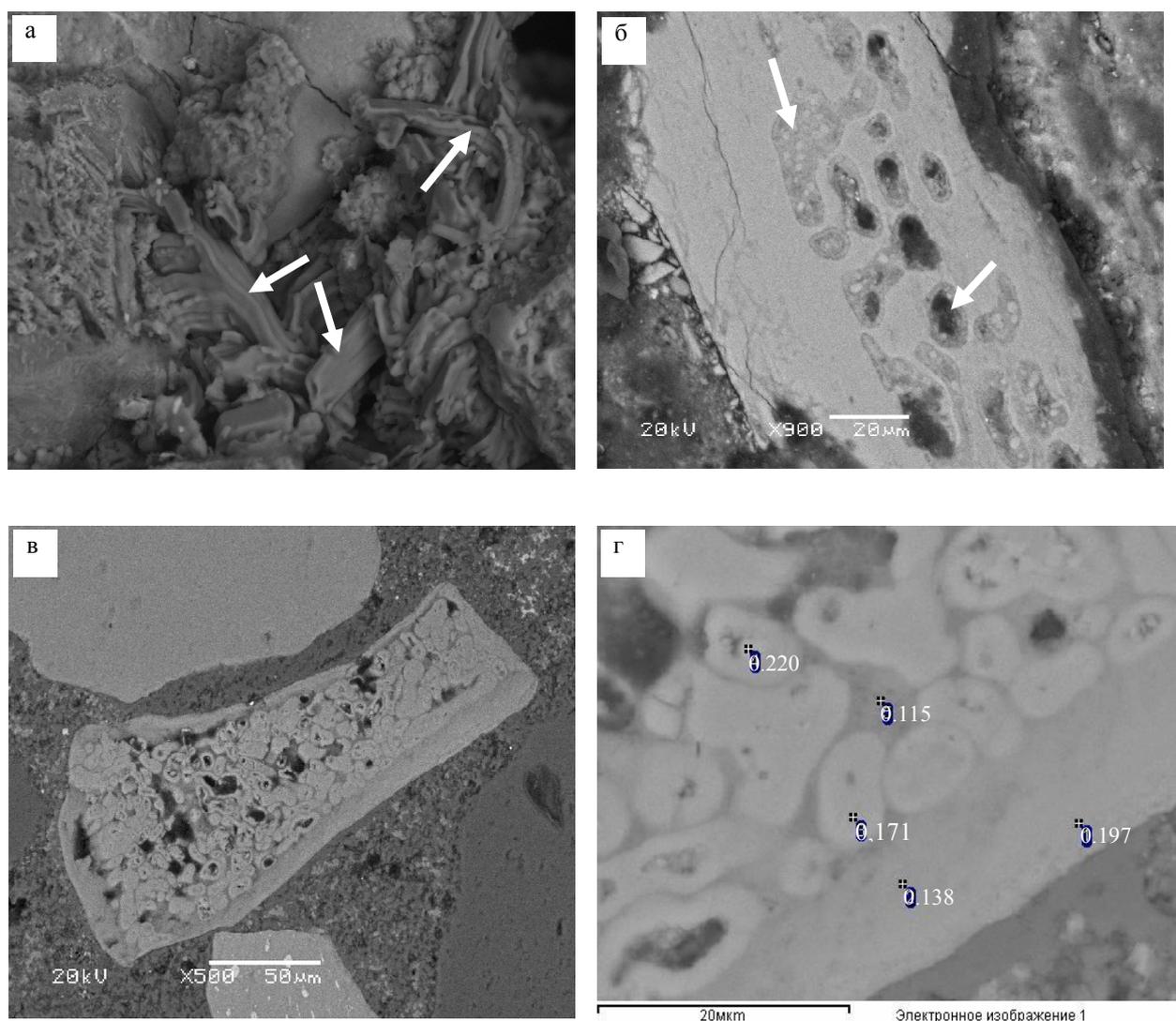


Рис. 6.4. Электронномикроскопические снимки различных форм бактериальной деятельности в фосфоритах: **а**- удлиненные микробальные трубчатые формы, растущие в разных направлениях, **б**- постепенная бактериальная активность в костном остатке, **в**- бактериальная колония внутри костного остатка, **г**- то же, большее увеличение. Цифры указывают отношение между фтором и оксидом фосфора.

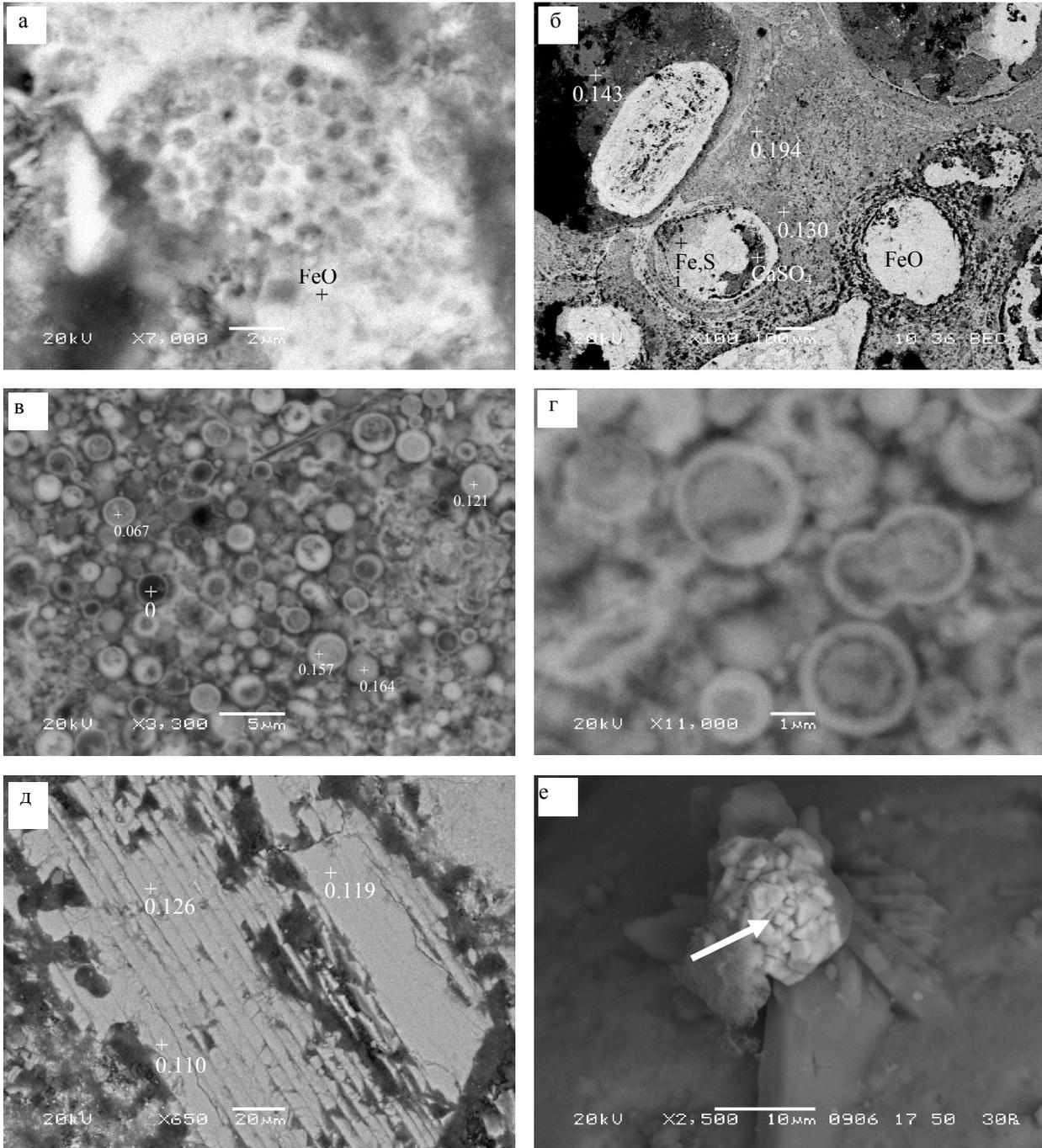


Рис. 6.5. Электронномикроскопические снимки разных видов водорослей в фосфоритах: а- фосфатное зерно биологического мата (водорослей), оксиды железа светлого цвета заполняют поры раковин; б- подобная форма водорослей; в- фосфатные участки микробактериального мата водорослей с равномерной округлой формой; г- то же, большего увеличения; д- фосфатное зерно-фрагмент водорослей; е- кристаллы пирита, развитые на фосфатном зерне.

вещество и бактериальная деятельность. Они обусловили поведение не только фосфора в литогенезе, но и сопутствующих ему элементов - Ca, сульфат-иона, F, Cl с образованием разных генераций апатита. Бактериальной деятельностью можно объяснить повышенное содержание фтора в фосфатном веществе, превышающее теоретически возможное для КФА. Этот факт требует дальнейшего изучения.

Глава 7. Генезис фосфоритовых месторождений Египта

Происхождение и распространение фосфоритов изучалось многими авторами. Согласно биогенной гипотезе Меррея, Кайе, Архангельского, образование фосфоритов происходит в морских водоемах в результате гибели и разложения организмов, освобождения P_2O_5 , накопленного в телах организмов, и выпадения его в осадок в виде фосфатных минералов. А.В. Казаков считал, что поверхностные воды морей и океанов бедны P_2O_5 (5 – 10 мг/м³). С глубиной содержание P_2O_5 заметно повышается, достигая на глубине 500 м около 300 мг/м³, с одновременным уменьшением температуры воды и увеличением парциального давления CO_2 , которое препятствует осаждению карбонатов и фосфоритов. При подъеме вод на шельф (глубина 50 – 250 м) парциальное давление углекислоты уменьшается и происходит осаждение сначала карбонатов, а затем фосфоритов.

Источником P_2O_5 в морской воде служат планктонные организмы. При разложении последних пополняется запас фосфора в морской воде, из которой фосфатные минералы осаждаются химическим путем (биохемогенная гипотеза). Осаждение фосфатных минералов происходит в раннем диагенезе из иловых растворов, где концентрация P_2O_5 в 4 - 5 раз выше, чем в морской воде (до 1000 -1200 мг/м³) [19].

Большинство гипотез образования фосфоритов основано на переносе фосфора течениями от берега в глубокие части морей и океанов, где его концентрация увеличивается и последующей транспортировкой апвеллингом в зону шельфа. Этими процессами объясняется генезис пермских фосфоритов формация Фосфория (США), верхнемеловых северо-западной части Азии (Сирия и Иордания) и нижнеэоценовых Марокко.

Тем не менее, в течение последних нескольких лет развивались другие взгляды, касающиеся формирования фосфоритов. В основе этих мнений лежат следующие положения. Во-первых, океанические апвеллинги не могут быть обязательными необходимыми условиями для получения огромного накопления фосфора в древних фосфоритовых породах. Во-вторых, континентальное выветривание может непосредственно контролировать фосфоритообразование на континентальных шельфах.

Во время увеличения температуры атмосферы Земли в гумидном климате, усиливается континентальное и подводное химическое выветривание фосфорсодержащих пород, что приводит к резкому увеличению содержания фосфора в морской воде с образованием фосфатных минералов на шельфах [39, 70, 96, 106]. Знание основных факторов образования фосфоритов помогает определению генезиса и условий формирования изучаемых фосфоритов.

Образование фосфоритовых месторождений происходит в результате благоприятного сочетания палеогеографических и тектонических обстановок.

7.1. Палеогеографические обстановки

Формирование фосфоритов тесно связано с деятельностью биоса, играющего определяющую роль для концентрации фосфора, который мог поставляться как с суши, так и из зон апвеллинга. Важную роль играли геохимические обстановки при концентрации фосфора, трансгрессии и регрессии морей при формировании отложений свиты Дауи, климаты и их смена во времени, гидродинамические режимы и так далее.

7.1.1. Органические продукты и концентрация фосфора

Связаны со снабжением питательными материалами из речных и/или морских источников, подтверждающими отложение органических веществ в мелководных и озерных условиях. Содержание фосфора в отложениях на дне океанов соотносится со скоростью и степенью разложения органических фрагментов. При разложении органических остатков концентрация кислорода уменьшается. Высокая интенсивность седиментации костных остатков и зубов рыб является основным ресурсом фосфора в районах апвеллинга [164].

Фосфатные органические элементы в исследованных фосфоритах представлены копролитовыми зёрнами, костными остатками, зубами рыб фосфатизированными раковинами водорослей и реже фораминифер. Содержание последних двух групп колеблется от 20 – 50% (в среднем 35%) объема фосфатных зёрен. Они характеризуются угловатой формой с первичными структурно-текстурными особенностями. Количество и размерность фосфатных зёрен в фосфоритосодержащих породах месторождений Кусеир и Сибайя большее, чем в регионах Западной пустыни (Абу Тартур и впадина Дахла), и отражает более мелководные условия формирования. Петрографические данные показывают, что количества костных остатков и зубов в фосфоритах Кусеир и Сибайя увеличиваются в верх по разрезу, а в фосфоритах месторождения Абу Тартур их содержание мало изменчиво. Копролитовые зёрна и фосфатные пеллеты, распространенные в фосфоритах Западной пустыни, более округлые. Химические анализы исследованных фосфоритосодержащих пород показывают, что концентрация P_2O_5 в фосфоритах месторождений Кусеир и Сибайя выше, чем в фосфоритах Западной пустыни.

В целом, процесс формирования фосфоритов контролируется освобождением фосфата из органических веществ в результате бактериальной деятельности, и затем образованием фторкарбонатапатита (франколит). На начальных стадиях седиментации бактерии играют большую роль в формировании фосфата. Содержания элементов (например U, F, и т.д) и замещение их в разных фосфатных минералах получается в результате нарушении P-O связи. Химические связи группы фосфата (PO_4) в радикальных фосфатных компонентах очень сильные и разрушение их посредством неорганических реакций очень трудно. Вполне вероятно, что все этапы этих процессов связаны с деятельностью бактерией.

Данные микрозональных анализов показывают увеличение фтор (до 8%) в бактериальных туннелях, что отражает роль микробиальных организмов в распределении элементов в фосфоритах.

7.1.2. Фактор апвелинга

Биохимический механизм накопления фосфоритов на дне океанов связан с концентрацией фосфора в морской воде [17]. Апвелинги вызваны значительными океаническими течениями в сторону берега и поставляют фосфор в морские зоны, богатые питательными веществами с высокой органической продуктивностью. В современных океанах апвелинг, как правило, приурочен к западным склонам материков, и полярной части северного полушария [84]. Фосфоритовые отложения могут формироваться благодаря апвелингам, исходящих из глубоководной части бассейна, где происходит интенсивное разложение органических веществ.

Течения движутся к берегу в зону фотосинтеза, где фосфор накапливается фитопланктоном. Холодные воды апвелинга богаты фосфором и другими питательными веществами и переносят большие количества растворенного кислорода. Таким образом, зоны апвелинга особенно благоприятны для популяций больших рыб. В результате уменьшения гидростатического давления и увеличения температуры воды в зоне шельфа увеличивается скорость выпадения фосфатных компонентов. Верхнемеловые океанические циркуляции Тетиса, вероятно, сходны с таковыми в современных океанах [53]. Низкое количество кислорода возможно привело к расширению зоны минимальной концентрации этого газа [165, 166]. В начале стадий трансгрессий, апвелинги играют основную роль в переотложении фосфоритовых пород. Поэтому можно сказать, что апвелинги являются важнейшим фактором при формировании фосфоритосодержащих пород.

7.1.3. Геохимический фактор

Образование фосфоритов контролируется физико-химическими факторами (например: pH, Eh, концентрации элементов, входящих в состав фосфатных минералов, температура морской воды и т. д.). Согласно А. В. Казакову, воды глубинных горизонтов морских бассейнов (свыше 200 м) являются основным растворенного фосфата. Эти воды характеризуются повышенным парциальным давлением CO_2 , а также пониженными значениями pH среды и температуры. Фосфор осаждается там, где насыщенные фосфатом воды подводятся глубинными течениями на мелководье в результате уменьшения парциального давления CO_2 и увеличения pH. При этом наиболее интенсивное сбрасывание фосфора в осадках происходит при pH 7.7 – 8.1, в молооокисленных и неокисленных морских зонах. Физико-химические условия ограничивали область фосфатонакопления глубинами 50-200 м [18].

Фосфор в наиболее крупных месторождениях освобождается микробными организмами из фосфоросодержащих органических веществ. Некоторые авторы продемонстрировали важность железа для образования фосфоритов [88, 133, 158]. Их модели (рис. 7.1) обеспечивают механизм обогащения Р в первых нескольких сантиметрах осадков на дне океанов. Фосфор, который освобождается от органических веществ близ поверхности осадков повторно используется морскими организмами. Комплексы оксидов и гидроксидов Fe циркулируют от окисленных к мало-окисленным слоям осадков. Они соединяются Р, освобождающимся из органических веществ, в результате чего железисто-фосфорные комплексы мигрируют к более глубоким частям осадка, где фосфор сохраняется.

Ассоциация минералов глауконита, пирита и апатита хорошо известна в исследованных древних отложениях. В свою очередь, эти минералы наблюдаются в современных океанах на континентальных окраинах Перу, Чили [139], и юго-западной Африки [134], что предполагает парагенитические отношения между Fe и Р при формировании фосфоритовых образований. Меловый период характеризуется теплым и влажным климатом и высоким уровнем моря. Теплый влажный климат способствовал химическому выветриванию и интенсивному выносу с континента фосфора и железа. Как на юге, так и на востоке Египта широко распространены комплексы гранитных и гранодиоритовых пород. Их выветривание, размыв и снос материала в море в течение мела увеличивало содержание фосфора и железа в морской воде. Исследователи доказали, что железо, необходимое для формирования фосфоритов Египта поступало из континентальных источников сноса [96, 139].

В свою очередь, высокие содержания пирита в меловых фосфоросодержащих породах также отражают важную роль железа в формировании фосфоритов.

7.1.4. Палеоландшафты и их смена во времени

Известно, что образование фосфоритов связано с ландшафтными обстановками континентов и морских бассейнов при слабой тектонической активности. Континенты должны иметь низкое стояние при широко развитой денудации поверхности, а океаны быть достаточных размеров. Необходимым условием для фосфоритообразования является активная гидродинамика либо в прибрежных областях, либо в зонах течений.

Период от мела до эоцена отличается значительными изменениями климата, тектонической и палеогеографической обстановок. Увеличение изотопа δNd^{133} в фосфоритовых породах верхнего сеномана – нижнего эоцена позволяет судить об изменениях в распределении осадков южной окраины Тетиса [84]. После позднеюрской трансгрессии, в меловой период произошло глобальное воздымание территории. Интенсивная эрозия поднятых

кратонных областей привела к формированию мощных континентальных отложений. Породы этого периода широко распространены в северной части Африки.

Середина мелового периода характеризуется теплым гумидным климатом с интенсивным химическим выветриванием. Предполагается, что высокие температуры в течение этого времени, связаны с интенсивным вулканизмом в срединной части Тихоокеанской плиты. Отложения нижнего и среднего мела представлены мощными толщами обломочных осадков, формирующих широко распространенные песчаники Нубия. Среднемеловые фосфоритосодержащие породы в незначительном количестве образовались на южной окраине Тетиса. Позднемеловое время характеризуется началом трансгрессивного этапа (поднятие уровня моря до +250 м). Воды Тетиса покрыли большую часть Африки, в том числе и Египет.

Моделирование на основании отношений между атмосферно-океаническими и палеогеографическими обстановками в маастрихтский век указывает на наличие сильного западного течения в Тетисе на протяжении всего позднего мела, за счет открытых связей между Тетисом, Индийским и Тихим океанами [40, 50, 53, 71]. Увеличение количества изотопа δNd^{133} во фторкарбонатапатитах среднего мела (10.9 - 12.8) по сравнению с фосфоритами верхнего мела (5.9 - 7.5) отражает смешивание Тетис-Тихоокеанических водных масс. Многие данные анализов палеотемпературы по δO^{18} указывают на потепление в течение апт-турона и охлаждения во время коньяк-маастрихта (рис.7.2).

Литологические исследования пород свиты Дауи показывают, что в состав свиты, входят разные типы морских отложений: фосфориты, бентонитовые глины, глауконит-кварцевые песчаники и алевропесчаники, карбонатные и кремнистые образования. По мнению многих авторов породы свиты Дауи образовались за время позднего кампана - раннего маастрихта. На основании вертикального распределения пород свиты [37] предположил 2 стадии трансгрессивно-регрессивного цикла (рис. 7.3).

Три значительных трансгрессии произошли в течение кампана- раннего маастрихта, 82 млн лет (нижний кампан), 78 млн лет (средний кампан) и 73 млн лет (нижний маастрихт), с поднятием уровня моря от 70 до 90 метров [62]. В свою очередь, по данным палеонтологических и литологических исследований отложений Синайского полуострова (северо-восток Египта), и там также предполагаются три трансгрессии в период от раннего кампана до маастрихта [117]. На нижней границе свиты Дауи широко отмечаются следы илоедов, отражающие мелководную среду образования с активным гидродинамическим режимом, представляющую начальную стадию трансгрессии [156].

Нижняя часть свиты относится к первому циклу трансгрессии. При этом в месторождениях Абу Тартур и Сибайя формировались толщи фосфоритов (9 и 3 м соответствен-

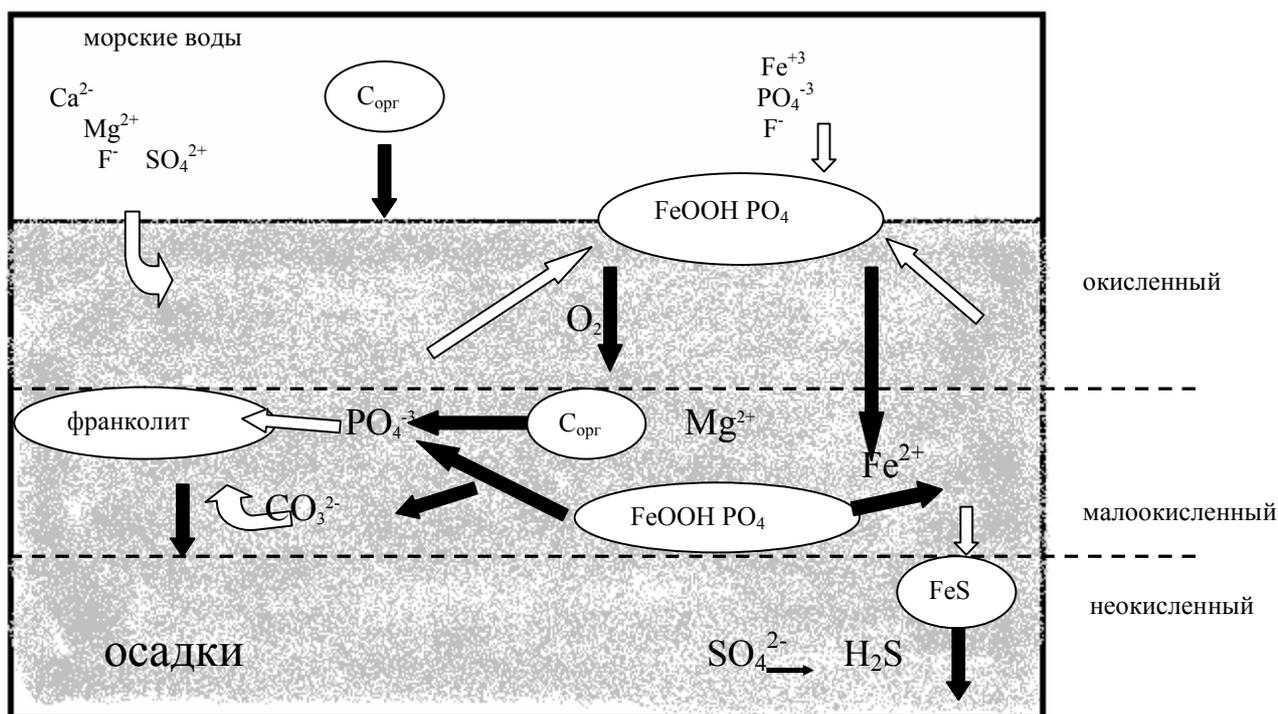


Рис. 7.1. Схема Fe-окислительно-восстановительного цикла. Черные стрелки указывают реакции, белые - направления диффузий. (от Jarvis и др..1994) [138].

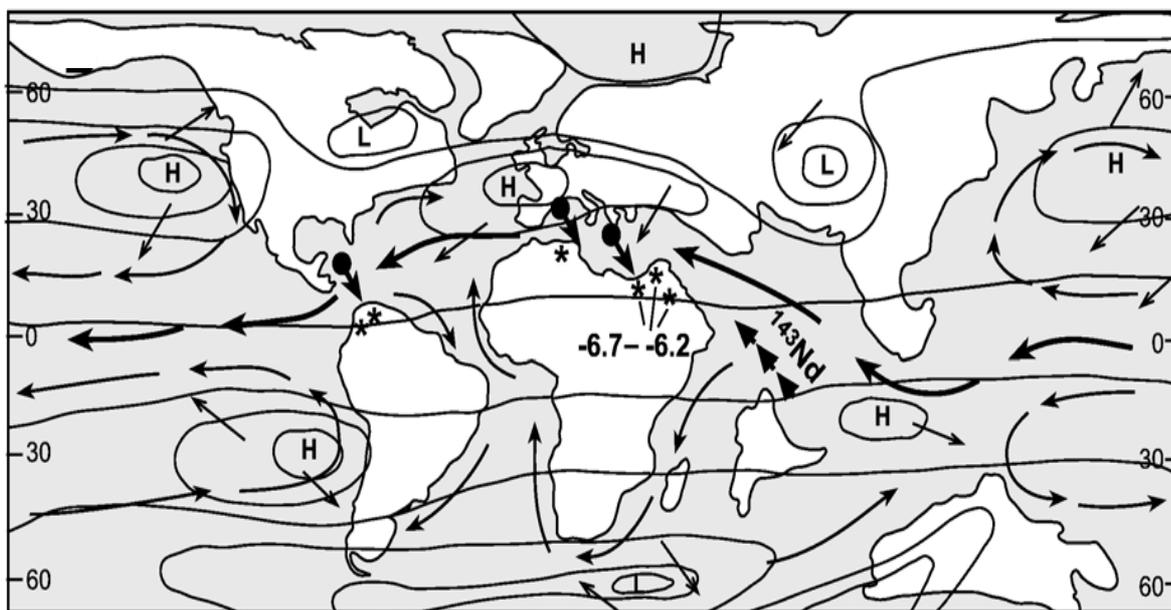


Рис. 7.2. Реконструкция тектонических плит, распространения атмосферного давления, доминирующих ветров (длинные тонкие стрелки) и палеотечений кампан-маастрихта: кружил хвост стрелки указывают апвеллинг обогащенного фосфором; звезды показывают крупные фосфоритосодержащие отложения; цифры отвечают содержанию изотопа δNd в фосфоритах кампана. Soudry et al. (2006) [84].

но), а в районе Кусеир - глинистые образования с несколькими фосфоритовыми прослоями (10-30 см). Дальнейшая трансгрессия приводила к отложению в разных изучаемых месторождениях или бентонитовых глин, или черных глинистых пород, обогащенных органическим веществом.

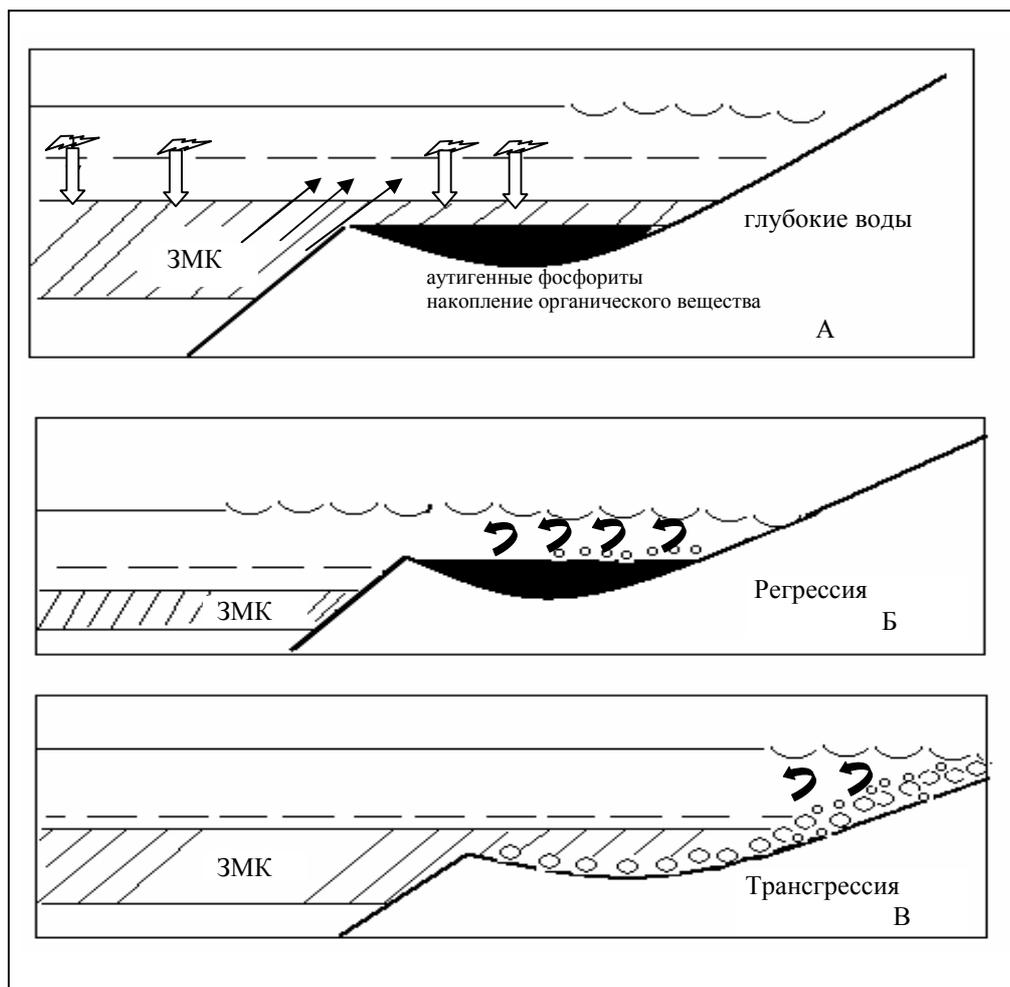


Рис. 7.3. Схема стадий образования фосфоритов. А – глубоководная. Белые стрелки показывают направление выпадения органического вещества. Черные – течения обогащенные фосфором. Б – регрессивная. Черные стрелки показывают направление выноса фосфора. В трансгрессивная. Стрелками показано перетложение фосфора. (ЗМК) зона минимального содержания кислорода.

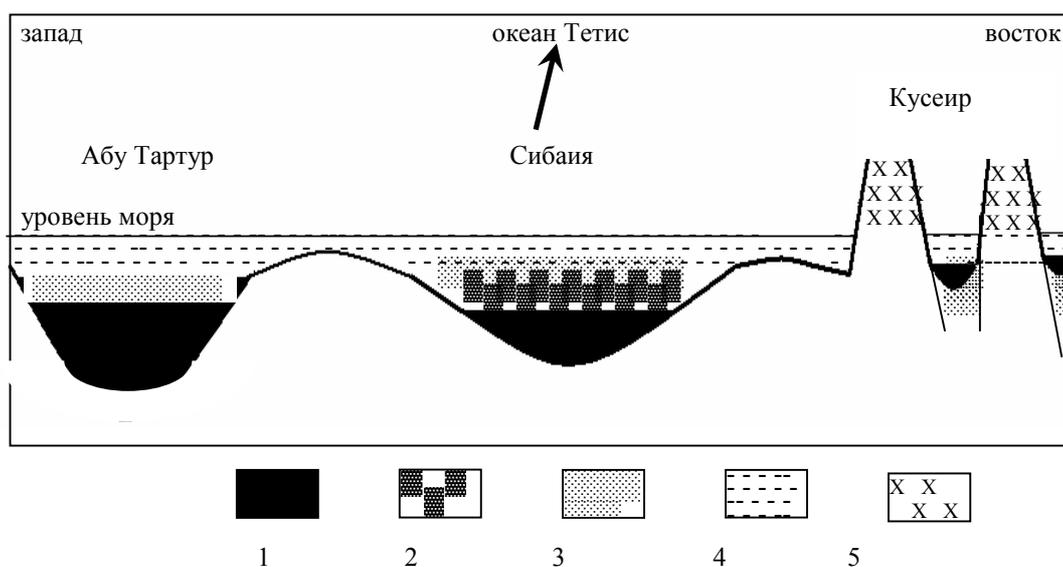


Рис. 7.4. Схема геологических обстановок при образовании фосфоритовых отложений изучаемых месторождений. 1- фосфориты; 2- карбонатные породы; 3- кремнистые и глинистые породы; 4- сланцы свиты Дахла; 5- комплекс пород фундамента.

Регрессивная стадия характеризуется формированием песчаников и линз конгломератов (10 - 20 см) в изучаемых районах. Во время второй трансгрессии в районе Абу Тартур отлагались глауконитовые пески (до 30 м), а в других месторождениях формировались устричные известняки и фосфориты. Латеральные литологические изменения в исследованных месторождениях позволяют выявить разные условия их образования. Концентрации изотопа δNd^{13} , определенные в фосфоритах Египта и ближнего востока (Сирия и Иордания), отражают различные источники фосфора на южной окраине Тетиса в течение кампана. Значительное количество пирита, глауконит-содержащих пород и черных сланцев в средней части разреза Абу Тартур указывает на восстановительные условия в бассейне образования, который формировался в течение сантона в результате тектонических движений Северо-Атлантического блока Евразии и Африки [37, 50].

В целом эксплуатируются фосфоритовые слои, распространенные, как в нижней (месторождений Абу Тартур и Сibaия), так и в верхней частях (месторождения Кусеир) разреза свиты Дауи. В средней части свиты доминируют монтмориллонитовые глинистые отложения и устричные известняки (рис. 7.4). Латеральные литологические отличия (изменчивость простираная) пород свиты Дауи изучаемых районов свидетельствует о разных фациальных условиях при формировании этих отложений. Большинство костных остатков характеризуется неровной формой, что отражает условия слабой гидродинамики накопления при образовании фосфоритовых отложений. Кроме того, значительное количество фосфатных органических зерен имеет округлую форму, свидетельствующих об их переотложении, как и вмещающих осадков. Изучаемые фосфориты формировались под влиянием морских апвелингов в бассейнах, находившихся на южном краю Тетиса в кампан-маастрихтское время. Аутигенные фосфориты образовались при трансгрессии в раннем кампане, а в результате регрессии среднего кампана произошло переотложение этих фосфоритов. При трансгрессии позднего кампана фосфоритовые осадки переносились к берегу с образованием фосфоритовых месторождений Абу Тартур и Сibaия. В глубоководных морских восстановительных условиях сформировались черные сланцы, обогащенные пиритом и органическим веществом. В конце кампанского века произошло падение уровня моря и фосфориты исследуемых месторождений подверглись выветриванию. Зона отложения продуктов выветривания отличается наличием крупных конкреций и гравия гематитового состава. Маастрихтский век начинался обширной трансгрессией с образованием фосфоритовых отложений верхней части свиты Дауи в месторождения Кусеир.

При образовании фосфоритов месторождения Абу Тартур частицы железа играли значительную роль, в результате чего формировались мощная толща фосфоритовых отло-

жений, включающих высокое содержание пирита. Кроме того, распределение и отложение изучаемых фосфоритосодержащих пород во многом контролируются палеогеографическими и тектоническими факторами, действующими в кампан-маастрихтское время.

7.2. Тектонические обстановки

Оптимальные геологические условия, благоприятные для фосфоритообразования при оптимальных физико-химических параметрах создаются на склонах поднятий стабильных платформ, характеризующихся низкой тектонической активностью и пассивными гидродинамическими режимами [148]. В тектонической истории территории Египта отмечаются пульсационные этапы трансгрессий и регрессий морских бассейнов, отражающиеся наличием стратиграфических несогласий в течение раннего и позднего мела. В результате вертикальных движений тектонических блоков по древним разломам, в восточной части Египта отложения верхнего мела смяты в складки [177].

Меловые песчаники Нубия формировали конусообразные поднятия, разделяющиеся желобами. В западной пустыне М.И. Юссоф [178] предполагал наличие двух широких поднятий, между которыми располагалась большая впадина площадью почти 1200 км². В последней и шло накопление фосфоритовых пород месторождения Абу Тартур. В свою очередь, в районе Сибая сформировалась широкая синклиналь (около 1400 км²), в которой фосфориты свиты Дауи образовались на склоне ее восточного края. В районе Кусеир широко распространены поднятия кристаллических комплексов, а на севере (район Сафага) они отсутствуют. Аналогично и распределение некоторых осадочных пород. Так устричные известняки большой мощности (20 м) входят в состав свиты в районе Кусеир, а в направлении на север они выклиниваются. Здесь следует отметить, что определяющим условием для жизни устриц является наличие поднятий. Верхнемеловые фосфориты северо-западной части Азии (Сирия) контролируются структурными ловушками [169]. Формирование и распределение отложений свиты Дауи в разных исследованных месторождениях контролируются распределением поднятий и депрессий, что отражает влияние структурного фактора на образование этих пород, в том числе и фосфоритов. Поэтому тектонический фактор является определяющим для локализации конкретных фосфоритовых месторождений в разных частях рассматриваемой территории на протяжении кампанского и маастрихтского веков.

Заключение

Фосфориты Египта развиты в виде протягивающейся с запада на восток полосы в его южной и средней частях, и приурочены к верхнемеловым отложениям свиты Дауи. В ней количество слоев фосфорита колеблется от 1 до 10-15, при их мощности от нескольких сантиметров до 1-2 м, редко 3-7 м. Фосфориты разделяются на органогенно-литогенный и литогенный типы, соотношения которых меняются в разных месторождениях Египта.

Фосфатные зерна представлены биокластами (костные остатки и зубы), литокластами (пеллетами) и фосфатизированным детритом (водоросли, устрицы и фораминиферы). Биокласты (гранулы) широко распространены в рассматриваемых фосфоритах, составляют 20-40% от объема всех фосфатных зерен. Литокластые фосфатные компоненты представлены округлыми фосфатными зернами, составляющими 10-60% от объема всех фосфатных зерен и включают копролитовые зерна, оолитовые и сложные пеллеты.

Фосфатизированный детрит организмов широко распространен и представлен фрагментами водорослей, устриц и фораминифер. Они составляют от 5 до 20% объема фосфатных зерен. Различные фрагменты водорослей достаточно часто имеют первичную структуру.

Нефосфатные примеси сложены меняющимися по площади и разрезу компонентами – кварцем, глауконитом, глинистым веществом, цементирующая составляющая – карбонатами, минералами кремнезема и сульфатами.

Самым распространенным порообразующим фосфатным минералом, в рассматриваемых отложениях фосфоритов является франколит. Генезис его связан с преобразованием биологического материала. При диагенезе фосфатных минералов большую роль играло органическое вещество и бактериальная деятельность. Они обусловили поведение не только фосфора в литогенезе, но и сопутствующих ему элементов - кальция, сульфат-иона, фтора, хлора с образованием разных генераций апатита.

Источниками накопления фосфора в морских бассейнах, используемого биосом, и микроэлементов являются размываемые коры выветривания на суше и холодные воды апвеллингов. Определяющая роль в поведении и накоплении фосфора принадлежит органическому веществу. Бактериальной деятельностью можно объяснить повышенное содержание фтора в фосфатном веществе, превышающее теоретически возможное для карбонат-фторапатита.

Содержание различных основных элементов, и, в первую очередь, фосфора, в фосфоритах определяются количеством осаждаемого полезного компонента, наличием терригенной примеси, перераспределением его при диагенезе и воздействием на породу процессов выветривания в случаях вывода фосфатноносных толщ на дневную поверхность

Образование фосфоритовых месторождений происходит в результате благоприятного сочетания ряда факторов, палеогеографического, тектонического, количества органической продукции и геохимических условий, в том числе концентрации катионов железа в морской воде, апвеллинга и других. Изученные фосфориты формировались под влиянием морских апвеллингов в бассейнах, находившихся на южном краю Тетиса в кампан-маастрихтское время.

Разные местоположения фосфоритовых пород изучаемых месторождений отражают различные условия их формирования и можно предполагать, что фосфориты района Абу Тартур образовались в опресненных лагонах, месторождений Кусеир- Сафага и Сибаия - в спокойных мельководных условиях, а оазиса Дахла – в зоне активного гидродинамического режима.

Список использованной литературы

1. Абдель Могхни М. В. Петрография и минералогия отложений свиты Дауи, район Себаиа, Египет / М. В. Абдель Могхни // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – 2009. - № 1. - С. 31-38.
2. Абдель Могхни М. В. Геохимические характеристики фосфоритов Египта / М. В. Абдель Могхни // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. – 2009. - № 2. - С. 41-49.
3. Абдель Могхни М. В. Роль биоса в формировании фосфоритов района Куеир-Сафага (побережье Красного моря, Египет) / М. В. Абдель Могхни, С. М. Пилогин // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. - 2010. - № 1. - С. 84-93.
4. Абдель Могхни М. В. Биогеохимические особенности фосфоритов Египта / М. В. Абдель Могхни // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. - 2010. - № 2. - С. 65-74.
5. Абдель Могхни М. В. Минералогические особенности фосфоритовых пород Египта / М. В. Абдель Могхни, А. В. Жабин // Вестник Воронежского государственного университета. Сер. Геология. - 2011. - № 1. (в печати).
6. Батулин Г. Н. Фосфатнакопление в океане / Г.Н. Батулин. – Б.: Наука, 2004. 464 с.
7. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океанов / Г.Н. Батулин / - М.: Наука, 1978. - 231с.
8. Бахтуров С. Ф. Горизонт желваковых фосфоритов в основании ленского яруса востока Сибирской платформы / С. Ф. Бахтуров, В. С. Переладов // Геология и геофизика. - 1985. №.1. - С. 33-39.
9. Беляев В. И. К вопросу о микроэлементах-индикаторах в фосфоритах северовосточного склона Воронежской антеклизы / В. И. Беляев // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж. - 1975. - Вып. 2. - С. 78-82.
10. Блисковский В. З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов / В. З. Блисковский // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск. - 1979. - С. 16 -36.
11. Блисковский В. З. Молибден. Хром, ванадий в фосфоритах / В. З. Блисковский // Геохимия. - 1969. - №.9. - С. 1082-1091.
12. Бушинский Г.И. Фосфаты кальция фосфоритов / Г.И. Бушинский // Вопросы геологии агроруд. - М.: Изд-во АН СССР. -1956.
13. Викулова М.Ф. Фациальные типы глинистых пород / М.Ф. Викулова, Ю.К. Бурков, А.В. Македонов // – Л.: Недра, - 1973. – 288 с.
14. Горбунова Л.И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы / Л.И. Горбунова // Труды ИГН АН СССР. Сер Геология.- 1950. - №. 40. – С. 114.
15. Даминова А.М. Породообразующие минералы / А.М. Даминова // М.: Высшая школа. - 1974. –205 с.
16. Жабин А. В. Эволюция ассоциаций глинистых минералов в фанерозойских (до-неогеновых) отложениях воронежской антеклизы: авт. Дис. Геол-мин. наук / А. В. Жабин. – Воронеж, - 2007. -24 с.
17. Казаков А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис / А.В. Казаков // Тр. НИУИФ. - 1937. - Вып. 139. –74 с.
18. Карпова М.И. Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы / М.И. Карпова. – М.: Наука, - 1982. – 128 с.
19. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород / Н. В. Логвиненко // издательство «высшая школа». – М. -1967. - 416 с.
20. Оя Т.В. Образование и размещение биокластических фосфоритов в мире / Т.В. Оя, И.В. Пуура // Проблемы геологии фосфоритов: тез. докл. и путеводитель всесоюз. совещания. – Таллин. - 1988. - С. 28-30.

21. Полянин В. А. Фосфориты Среднего Поволжья / В. А. Полянин. – Казань. – 1969. – 192 с.
22. Савко А. Д. Фосфориты центрально-черноземного района / А. Д. Савко, В. И. Беляев, С. В. Мануковский // ИВУ. - 1994. - 183 с.
23. Северо-Африканский-Блежневосточный фосфоритоносный бассейн (СБФБ) / Э.Л. Школьник [и др.] // Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира.- Владивосток- Дальнаука, 1999. С. 56 – 64.
24. Сенин Ю. М. Фосфор в донных осадках шельфа юго-западной Африки / Ю. М. Сенин // Литология и полезные ископаемые. -1970. - № 1. - С. 11–26.
25. Фролов В.Т. Литология / В.Т. Фролов. – Изд-во МГУ. – Москва. -1993. - 430 с.
26. Холодов В. Н. Редкие элементы в фосфоритах / В. Н. Холодов // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М. -1966. Т. 3. С. 685-704.
27. Холодов В. Н. Геохимия осадочного процесса / В. Н. Холодов // Москва. ГЕОС. - 2006. - V. 574. - 608 с.
28. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре / Ф.В. Чухров. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - 671 с.
29. Ясырев Л. Т. микроэлементы в пластовых и желваковых фосфоритах некоторых месторождений центральных районов РСФСР / Л. Т. Ясырев // Литология и полезные ископаемые. - 1964. - № 3. - С. 66-76.
30. Abd el Razik T. Geological and microfacies studies on the upper cretaceous – Lower – Eocene formations in East Qena area, Eastern Desert, U.A.R. / T. Abd el Razik // Cairo Univ. - 1970.
31. Abu El Enain F.M. Mineralogy and geochemistry of Red Sea phosphates, Safaga - Quseir area / F.M. Abu El Enain, A. Al-Afandy, D. El-Kholy // Al-Azhar Bull. Sci. Egypt. -1998. – V. 9, - №. 2. –P. 793-808.
32. Are modern and ancient phosphorites really so different? / C. R. Glenn [et al] // Iijima, A., Abed, A. M., and Garrison, R. E., eds., Siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the Tertiary and Mesozoic: Proceedings 29th International Geological Congress, Part C: Utrecht, Springer-Verlag. – 1994. - V. 87a. - P. 159-188.
33. Ascenzi A. Bone-boring marine microorganisms: an experimental investigation / A. Ascenzi, G. Silvestrini // J. Human Evol. –1984. – V. 7. – P. 409 – 420.
34. Amthor J. E. Diagenesis and related petrophysical characteristics of Ellendburger Group carbonate carbonates (Lower Ordovician). West Texas and Southeastern New Mexico. – 1990.
35. Awad G.H. & Ghobrial, M. G.): Zonal stratigraphy of Kharga Oasis / G.H. Awad, M. G. Ghobrial. - Geol. Surv. – 1965. - V. 34. 77 p.
36. Baioumy H. M. Forms of iron in the phosphorites of Abu-Tartur area Egypt / H. M. Baioumy // Chinese journal of geochemistry. – 2002. – V. 21, - № 3. – p. 215-226.
37. Baioumy H. Origin of Late Cretaceous phosphorites in Egypt / H. Baioumy, R. Tada // Cretaceous Research. – 2005. №. 26. – P. 261 – 275.
38. Barralet J. Carbonate substitution in precipitated hydroxyapatite: an investigation into the effects of reaction temperature and biocarbonate ion concentration / J. Barralet, S. Best, W. Bohfield // Journal of biochemical materials research. - 1998. –V. 41(1). – P. 79 - 86.
39. Barron E.J. Global Cretaceous paleogeography — International Geologic Correlation Program Project 191 / E.J. Barron // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. - 1987. № 59. – P. 207–214.
40. Barron E.J. Climate model evidence for variable continental precipitation and its significance for phosphorite formation / E.J. Barron, L.A. Frakes // In: Burnett, W.C., Riggs, S.R. (Eds.), Phosphate Deposits of the World. Neogene to Modern Phosphorites. Cambridge. - 1990. - V. 3. - P. 260–272.
41. Basta E.Z. Mineralogy and geochemistry of the phosphorites of Abu Tartur, Western Desert, Egypt / Basta, E.Z. and El- A.M. Kammar // 25th Int. Geol. Congr. Sydney, N.S.W. - 1976.

42. Baturin G. N. Chlorine in Phosphorites and Bone Phosphate from Oceanic and Marine Deposits/ G. N. Baturin // *Lithology and mineral resources*. - 2005. - V. 40, - № 1. – P. 56 – 67.
43. Beadnell J.L The relations of the Eocene and cretaceous systems in Esna – Aswan reach of the Nile Valley / J.L. Beadnell // *Quart. Hourn, Geol, Sec.*, London. – 1905. - V. 61. – P. 667 – 678.
44. Bell L.S. Diagenetic alteration to teeth in situ illustrated by backscattered electron imaging/ L.S. Bell, A. Boyde, S.J.Jones // *Scanning*. –1991. –V.13. – P. 173–199.
45. Berner R. A. Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides / A. R. Berner // *Earth Plant. Sci. Lett.* - 1973. №. 18. – P. 77-86.
46. Birch G.E. A modal of penecontemporaneous phosphatization by biogenesis and authigenic mechanism from the western margin of southern Africa / E. G. Birch // *SEPM Spec. Publ.* - 1980. №. 29. – P. 79-100.
47. Birch G. F. Pleistocene phosphorites off the west coast of South Africa / G. F. Birch // *Nature*. – 1983. - V. 302. – P. 601- 603.
48. Birch G. F. Phosphorite deposits on the South African continental margin and coastal terrace / Birch G. F. // Burnett, W. C. and Riggs, S. R., eds., *Phosphate deposits of the world. Genesis of Neogene to recent phosphorites*: Cambridge. – 1990. - V. 3. - P. 153-166.
49. Bitter M. R. Origin of the phosphatic nodules and cements in the Upper Cretaceous Fromiter Formation, Natona Country, Wyoming / M. R. Bitter // *Mountain Geology*. – 1986. - V. 23, - № 2. - P. 45-50.
50. Boswovrth W. Late Cretaceous (ca. 84 Ma) compressive deformation of the stable platform of northeast Africa (Egypt): far-field stress effects of the “ Santonian event “ and origin of the Syrian Arc deformation belt / W. Boswovrth, R. Guiraud, L. G. Kessler // *Geology*. – 1999. – №. – 27. – p. 633- 636.
51. Burnett W.C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits of Peru and Chile / W.C. Burnett // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – 1977. № 88. – P. 813–823.
52. Bush A.B.G. Numerical simulation of the Cretaceous Tethys circumglobal current / A. B. G. Bush // *Science*. - 1997. - V. 275. – P. 807 – 810.
53. Bush A. B. G. The late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model / A. B. G. Bush, S. G. H. Philander // *Paleoceanography*. - 1997. - V. 12. - P. 495-516.
54. Cairns-Smith, A.G. *Clay Minerals and the Origin of Life* / A.G. Cairns-Smith, H. Hartnan. - Cambridge. - 1986. - 89 p.
55. Carr M. H. The geochemistry of cobalt / M. H. Carr, K. K. Turkian // *Geochim. Cosmochim. Acta*. - 1961. V. 3. - P. 1-23.
56. Chabon-Mostefal S. The Paleocene-Eocene phosphate deposits of Djebel Onk, Algeria / S. Chabon-mostefal, R. Flicoteaux // *Phosphate deposits of the world*. Cambr.: CUP. - 1988. –V. 2. – P. 189–294.
57. Chamley H. *Clay Sedimentology* / H. Chamley. – Berlin, -1989. - 623 p.
58. Champertier Y. L' Environment margino-littoral et la valorization des substances unitels / Y. L'. Champertier // *Bull. Soc. Geol. France*. -1977. - №. 19. - P. 299 -305.
59. Cheny T. Sechura phosphate deposits / T. Cheny // *Economic Geology*. – 1979. - № 74. - P. 232-259.
60. Chilinger, G. V., Review of Soviet literature on petroleum source rocks / G. V. Chilinger // *Am. Asso. Petr. Geol, Bull.* – 1955. – V. 39. -P. 764 – 767.
61. Chmiel G. Control of ³⁶Cl production in carbonaceous shales by phosphate minerals / G. Chmiel // *Geochimica et Cosmochimica*. - 2003. - V. 67, № 13. - P. 2377–2395.
62. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic / B.U. Haq [et al] // *Science*. – 1987. - V. 235. – P. 1156–1167.
63. Clay mineralogical variations in the Paleocene of the Williston Basin / E.S. Belt [et al] // *SEPM. Annual Mid-Year Meeting, Boulder.- Colorado*. - 1985.- №. 2. – P. 1- 10.

64. Composition and origin of black shales from Quseir area, Red Sea, Egypt / A. M. El Kammar [et al] // Jour. Univ. Kuwait (Science), Kuwait. - 1990. - V. 17. - P. 177-190.
65. Contribution to the structure and phosphate deposits of Qusseir Area / Issawi, B. [et al] // Geol. Surv. Egypt. 1969. - №. 50. – P. 1-35.
66. Cook P.J. Repeated diagenetic calcitization, phosphatization and silicification in the Phosphoria Formation / J. P. Cook // Geol. Soc. Am. –Bull. - 1970. - № 81. – P. 2107-2116.
67. Cook P. J. Petrology and geochemistry of the phosphorite deposits of North West Queensland, Australia / P. J. Cook // Econ. Geol. - 1972. V. 67. – P. 1193-1213.
68. Deer W. A. An Introduction to the Rock Forming Minerals / A. W. Deer, A. R. Howie, J. Zussman. - Wiley, New York. -1992. – 643 p.
69. Degens E. T. Environmental studies of Carboniferous sediments / E. T. Degens, E. G. Williams, M. L. Keith // Geochemical criteria for differentiating marine from fresh-water shales. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1957. - V. 41, – №. 11. - P. 2427-2455.
70. Delaney L.M. An apparent contradiction in the role of phosphorus in Cenozoic chemical mass balances for the world ocean / L.M. Delaney, G.M. Filippelli // Paleooceanography. - 1994. – V. 9. – P. 513–527.
71. Depositinal conditions of Late Cretaceous phosphorites and black-shale in Egypt / K. Germann [et al] // Berl. Geowiss. Abh. A. – 1987. - V. 75, №. 3. – P. 629 - 668.
72. Different aspects of phosphorite weathering / Lucas, J. [et al] // Marine phosphorites. SEPM, Spec. Publ. - 1980. - №. – 29. – P. 41-51.
73. Distribution of major, trace and rare-earth elements in the surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean / J. N. G. Pattan // Chem. Geol. - 1995. V. 121. – P. 201- 215.
74. El Gemmzi M. A. Mode of occurrence of Arsenic in some Egyptian phosphorites / M. A. El Gemmzi // Al Azhar Univ. Bull. Sci., Egypt. - 1995. V. 6, - №. 2. – P. 1871-1877.
75. El Kammar A. M. Comparative mineralogical and geochemical study on some Egyptian phosphorites / A. M. El Kammar. - Egypt. Cairo. -1974. - 425 p.
76. El Kammar A. M. Petrography and mineralogy of phosphatic sediments / A. M. El Kammar, E. Nysaerther // Svalbard. Norsk Polarinstittut Skrifter. – 1980. - №. 172. – P. 169-181.
77. El Kammar A. M. Chemical weathering of the economic phosphates of Abu Tartur, Weastern desert, Egypt / A. M. El Kammar, E. Z. Basta // Chemical geology. – 1983. -V. 38. – P. 321-328.
78. El Naggar, Z. R. Stratigraphy and planktonic foraminifer of the upper Cretaceous – lower tertiary succession in the Esna – Idfu region, Nile valley, Egypt, U.A.R / Z. R. El Naggar // Bull. Br Mus. Nat. Hist. Ser., Geol. – 1966. V. 2 – P. 1 – 291.
79. Elderfield H. Enhanced CO₂ substitution in carbonate-apatite from the Moroccan continental margin / H. Elderfield, T. Holmefjord, P. C. Summerhayes // Inst. African Geol. Res. 16th Ann. Report (Univ. Leeds.). 1972. – P. 51-52.
80. El-Tarabili E. Paleogeography, paleoecology and genesis of the phosphatic sediments in the Qusseir-Safaga area, U.A.R / E. El-Tarabili // Economic Geology. – 1969. - V. 64. – P. 172-182.
81. El-younsy A. R. Facies changes and synsedimentary tectonism of the campanian sequence, Abu Tartur plateau, Western Desert, Egypt / A. R. El-younsy // Bull. Fac. Sci., Assiut Univ. 1992. - V. 21 (1-f). – P. 173-186.
82. Eslinger E. Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers / E. Eslinger, D. Pevear. - Society Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course. -1988. - №. 22. – 211 p.
83. Essene E.J. Clay mineral thermometry: a critical perspective / E.J.Essene, D.R. Peacor // Clays and Clay Minerals. -1995. - №. 43. – P. 540 - 553.
84. Evolution of Tethyan phosphogenesis along the northern edges of the Arabian–African shield during the Cretaceous–Eocene as deduced from temporal variations of Ca and Nd isotopes and rates of P accumulation / D. Soudry [et al] // Earth-Science Reviews. – 2006. - №. 78. – P. 27–57.

85. Faure G. Principles and Applications of Geochemistry/ G. Faure. - Prentice Hall. (2nd ed.) -1998. – 316 p.
86. Folk R. L. Spectral subdivision of limestone types / R. L. Folk // Classification of carbonate rock rocks. – AAPG, USA, 1962. – № 1. – P. 62–84.
87. Froelich P.N. Pore water fluoride in Peru continental margin sediments: uptake from seawater / P.N. Froelich // *Geochimica et Cosmochimica*. - 1983. - № 47. – P. 1605–1612.
88. Froelich P. N. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries: a primer on the phosphate buffer mechanism / P. N. Froelich // *Limnology and Oceanography*. - 1988. - V. 33. - P. 649 - 668.
89. Garver J. I. Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland; a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source / J. I. Garver, P. R. Royce, T. A. Smick // *Jour. Sedimentary Research*. -1996. - V. 66, - №. 1. - P. 100-106.
90. Gerard V. Middleton Encyclopedia of Sediments & Sedimentary Rocks (Encyclopedia of Earth Sciences) / V. Gerard. - Netherlands. - 2003. - 869 p.
91. Germann K., Bock W. D. And Schroter T. Facies development of upper cretaceous phosphorites in Egypt / K. Germann, W. D. Bock, T. Schroter // *Sedimental and geological aspects*, - Berlin. *Geowiss. Abh.* - 1984. – An. 50. – P. 345-361.
92. Ghorab M.A. A summary of proposed rock stratigraphic classification for the upper Cretaceous rocks in Egypt / M.A. Ghorab. - *Geol. Soc. Egypt, Cairo*. – 1956.
93. Gilinskaya L.G. Implication of Electron Paramagnetic Resonance for the Study of Calcium Phosphate, *Issledovanie fosfatov kal'tsiya fizicheskimi metodami (Study of Calcium Phosphates by Physical Methods)* / L.G. Gilinskaya. -Novosibirsk: Nauka, 1979. – P. 39–55.
94. Glenn C.R. Reconstruction of the depositional and diagenetic history of the phosphorite and associated rocks of the Duwi Formation (Late Cretaceous), Eastern Desert, Egypt / C.R. Glenn, K. Mansour // *Annals. Geol. Survey Egypt*. – 1979. – V. 9. – P. 388- 407.
95. Glenn C.R. Pore water, petrologic and stable carbon isotopic data bearing on the origin of Modern Peru margin phosphorites and associated authigenic phases / C.R. Glenn // *Phosphate Deposits of the World, Neogene to Modern Phosphorites* / W.C. Burnett [et al.]. - Cambr. - 1990. - V. 3. – P. 47– 61.
96. Glenn C. R. Anatomy and origin of a Late Cretaceous phosphorite-greensand giant / C. R. Glenn, M. A. Arthur // *Sedimentology*. - 1990. – V. 37. – P. 123-154.
97. Grim R.E. Bentonites / R.E. Grim, N.Guven. - *Geology, Mineralogy Properties, and Uses*. – Elsevier. - *Developments in Sedimentology*. -1978. -№. 24. –. 256 p.
98. Grupe G. Impact of microbial activity on trace element concentration in excavated bones/ G.Grupe, H.Piepenbrink // *Appl. Geochem*. –1989. –V. 4. –P. 293–298.
99. Gulbrandsen, R. A. Physical and chemical factors in the formation of marine apatite / A. R. Gulbrandsen // *Econ. Geol.*, –№ 64. - 1969. – P. 365-382.
100. Guven N. Smectites / Guven N. // *Hydrous Phyllosilicates (Exclusive of Micas)*. *Reviews in Mineralogy*. - Washington: Mineralogical Society of America. -1988. - №. 19. -P. 497-559.
101. Hawkins D.B. Experimental hydrothermal studies bearing in rock weathering and clay mineral formation / D.B. Hawkins. – Penna, - park. – 1961.
102. Hebeish A. A. Mineralogical and geochemical studies of the phosphate deposits of the Red Sea coast, Eastern Desert, Egypt. / A. A. Hebeish. - Cairo. - 2008 – 197 p.
103. Hume W. F. The effect of secular oscillation in Egypt during Cretaceous and Eocene periods. / W.F. Hume // *Quart. Jour. Geol. Soc. London*. – 1911. - № 67. – P. 118 – 148.
104. Hume W. F. Explanatory notes to accompany the geological map of Egypt / Hume W.F. - *Surv. Depart. Cairo*. – 1912. 50 p.
105. Hume W. F. *Geology of Egypt: The stratigraphical history of Egypt from the close of the Pre- Cambrian Episodes to the end of the cretaceous period* / W.F. Hume. - London. -1962. - V. III. Part I. 712 p.

106. Ilyin A.V. Cenomanian phosphorites in the former Soviet Union / A.V. Ilyin // *Sedimentary Geology*. - 1994. -V. 94. – P. 109–127.
107. Ismail S. I. Mineralogical and geochemical studies of the black shales intercalated with the phosphate deposits along the Red Sea coast, Egypt / S. I. Ismail. Ain Shams Univ. Egypt. 1995.
108. Jahnke R.A. The present day formation of apatite in Mexican continental marginsediments / R.A. Jahnke // *Geochimica et Cosmochimica*. - 1983. -№. 47. – P. 259–266.
109. Jarvis I. geochemistry of phosphatic chalks and hardgrounds from the Santonian to early Campanian (Cretaceous) of northern France / I. Jarvis // *Journal of the Geological Society*. – London. - 1980. - №. 137. – P. 705- 721.
110. Johnson H. D. Shallow siliciclastic seas; in sedimentary environments and facies / H. D. Johnson // Reading, H. D., ed. : Elsevier Press, New York. - 1978. – P. 207 – 258.
111. Keller E.A. Introduction to environmental Geology / E.A. Keller. Singapore, - 2004. - 672 p.
112. Knubovets R. Structural mineralogy and properties of natural phosphates / R. Knubovets // Amundson N.R. Reviews in Chemical Engineering / N.R. Amundson, D. Luss // Freund Publishing House Ltd. -London, 1994. – P. 161–216.
113. Knudsen A. C. and Gunter M. E. Sedimentary phosphorites—an example: Phosphoria formation, southeastern Idaho USA / C. A. Knudsen, E. M. Gunter // *Reviews in Mineralogy: Phosphates-Geochemical, Geobiological, and Materials Importance* / M. J. Kohn, J. Rakovan, J. M. Hughes // Mineralogical Society of America, Washington, DC. - 2002. –V. 48. – P. 361–389.
114. Krajewski K. P. Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. / K. P. Krajewski // *Sedimentology*/ - 1984/ № 31. – P. 443-470.
115. Larsen G. Diagenesis in sediments and sedimentary rocks / G. Larsen, G. V. Chilinger. - Elsevier, Amsterdam – Oxford –New York. - 1983. - 572 p.
116. Late Maastrichtian (69.5 to 65 Ma) / G. Camoin [et al] // In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*. BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison. - 1993.
117. Lewy Z. Transgressions, regressions and relative sea level changes on the Cretaceous shelf of Israel and adjacent countries. A critical evaluation of Cretaceous global sea level correlations / Z. Lewy // *Paleoceanography*. - 1990. - №. 5. –P. 619–637.
118. Li Y H. Chemical Composition and Mineralogy of Marine Sediments / H. Li Y, Schoonmaker // *Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks* (ed. F.T. Mackenzie) *Treatise on geochemistry* (eds. H.D. Holland and K.K. Turekian), Elsevier – Pergamon, Oxford. - 2003. – V, 7. – P. – 1-35.
119. Marshal-Neill G. Authigenic phosphate nodules (Late Cretaceous, northern Ireland) as condensed succession microarchives / G. Marshal-Neill, A. Ruffel // *Cretaceous Research*. - 2004. - №. 25. – P. 439 – 452.
120. Martens C.S. Inhibition of apatite precipitation in the marine environment magnesium ions / C.S. Martens, R.C. Harris // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1970. - V. 34. – P. 621- 625.
121. Mazumdar A. Abiotic oxidation of pyrite by Fe (III) in acidic media and its implications for sulfur isotope measurements of lattice-bound sulfate in sediments / A. Mazumdar, T. Goldberg, H. Strauss // *Chemical Geology*. - 2008. - №. 253. – P. 30–37.
122. McArthur J. M. Systematic variations in the contents of Na, Sr, CO₂, and SO₄ in marine carbonate-fluorapatite and their relation to weathering / M. J. McArthur // *Chem. Geol.* 1978. –V. 21. – P. 41–52.
123. McArthur J. M. Fluorine deficient apatite / J. M. McArthur // *M.N. Mag.* – 1990. №. 54. – P. 508-510.
124. McClellan G.H. Mineralogy of carbonate fluorapatites / G. H. Mc Clellan // *J. Geol. Soc.* – London. - 1980. - №. 137. – P. 675 – 681.

125. McClellan G. H. Crystal chemical investigation of natural apatite / G. H. McClellan, J. Lehr // *Am. Mineral.* - 1969. №. 54. – P. 1374–1391.
126. McClellan G.H. Mineralogy of sedimentary apatites / G.H. McClellan, S.J. Van Kauwenbergh // *Phosphorite Research and Development. Geological Society Special Publication.* -1990. - №. 52. - P. 23-31
127. McClellan G.H. Mineralogical and chemical variation of francolites with geological time / G.H. McClellan, S.J. Van Kauwenbergh // *J. Geol. Soc.* –London. - 1991. - №. 48. – P. 809 – 812.
128. Mineralogical and geochemical studies on Abou-Sabouna phosphorites (Mahameid-Sharawna), Upper Egypt, A.R.E. / H. Kotb [et al.]// *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* – Springer, Verlag. - 1978. -№. 25. – P. 171-183.
129. Mohamed A. S. Studies in some Upper Cretaceous Succession in Nile Valley. Upper Egypt / A. S. Mohamed. - Assiut, Egypt. -1994. - 306 p.
130. Mousa M. M. Stratigraphical and sedimentological studies on some Late Cretaceous – Early Tertiary sections in the Eastern Desert, Nile Valley and Western Desert Egypt / M.M. Mousa. - Assiut. Egypt. - 1989.
131. Nakkady S. E. Biostratigraphy and inter – regional Correlation of the upper Senonian and Lower Paleocene of Egypt / S. E. Nakkady // *Jour. Palaeont.*, Tulsa. – 1957. №. 31. – P. 428-447
132. Nriagu J.O. Phosphorite minerals: their properties and general mode of occurrence / J.O.Nriagu. – Springer, Berlin, Verlag - 1984. - 44 p.
133. Organic carbon cycling and modern phosphorite formation on the east Australian continental margin: an overview / D. T. Heggie [et al] // Notholt, A. J. G. and Jarvis, I., eds., *Phosphorite research and development. Geological Society Special Publication.* London. – 1990. - V. 52. – P. 87-117.
134. Parrish J.T. Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras / J.T. Parrish, R.L. Curtis // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* - 1982. - №. 40. – P. 31–66.
135. Pettijhon F. J. Sedimentary rocks / J. F. Pettijhon. - CBS publishers & distributors. Delhi. India. - 1984. – 628 p.
136. Philobos E.R. Geology of the phosphate of the Nile Valley / E.R. Philobos. - Assiut Univ., Egypt. 1969. - 240 p.
137. Philobos E. R. Paleocurrents in phosphorites: A possible petrographic tool / E. R. Philobos, E. K. Malak // *Bull. Fac. Sci., Assiut Univ.* –Egypt. - 1989. –N.18 (2-f). –P. 55-76.
138. Phosphorite geochemistry: state of art and environmental concerns / I. Jarvis [et al.] // *Ecologiae Geol.* – Helv. - 1994. - №. 87. – P. 643–700.
139. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation / C. R. Glenn [et al] // K. B. Follmi. *Concepts and controversies in phosphogenesis: Eclogae Geologicae Helveticae.* – 1994. – V. 87 b. – P. 747-788.
140. Piepenbrink H. Examples of chemical changes during fossilization / H. Piepenbrink // *Appl. Geochem.* –1989. –V. 4. – P. 273 –280.
141. Pore water fluoride in Peru continental margin sediments: uptake from seawater / P.N. Froelich [et al] // *Geochim. Cosmochim.* –1983. –N. 47. – P. 1605–1612.
142. Prevot L. Geochemistry, petrography, genesis of Cretaceous- Eocene phosphorites, the canntour deposit (Morocco): a type example / L. Prevot. –*Men. Soc. Geo.* –1990. –№. 158. – 232 p.
143. Prevot L. Behavior of some trace elements in phosphatic sedimentary formations / L. Prevot, Lucas // *SEPM, Spec. Publ.* 1980. - №. 29. – P. 31-39.
144. Price N.B. The geochemistry of phosphorites from the Namibian shelf / N. B. Price, S. E. Calvert // *Chem. Geol.* -1978. - №. 23. – P. 151–170.
145. Proceedings of Ocean Drilling Program / Mountain G. S. [et al] // *Initial Reports.*, College Station, Texas. – 1994. – V. 150. - 885 p.

146. Rey C. Chemical Diversity of Apatites / C. Rey, H. Combes // *Science and Technology*. - 2006. - V. 49. – P. 27–36.
147. Rifai I. R. Authigenic dolomite cementation in the Upper Cretaceous Phosphate Formation, Western Desert, Egypt / I. R. Rifai, M. N. Shaban // *Sedimentary geology*. – 2007. - № 202. – P. 702-709.
148. Riggs S. R. phosphorite sedimentation in Florida – a model phosphogenic system / S. R. Riggs // *Econ. Geol.* – 1979. -V. 74 b. - P. 285 – 314.
149. Riggs S. R. Paleoceanographic model of Neogene Phosphorite deposition, U.S. Atlantic continental margin / S. R. Riggs // *Science*. – 1984. - V. 223. – P. 123-131.
150. Rooney T.P. Mineralogic nature and origin of phosphorite, Beaufort country, North Carolina / P. T. Rooney, E. P. Kerr // *Geol. Soc. Am. – Bull.* - 1976. №. 78. –P. 731-748.
151. Rushdy M. Geological studies on the area east of Esna, Nile Valley, Egypt / M. Rushdy. - Assiut Univ. Assiut, Egypt. – 1989. - 172 p.
152. Russeyger J. Kreide und Sandstone Einfluss Von Granit auf Letzteren / J.Russeyger // *Neues Jahrb. Mineralogi Abh.* - 1837. – P. 665- 669.
153. Said R. Tectonic framework of Egypt and its influence on the distribution of foraminifera / R.Said // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* – 1961. - V. 45. – P. 198-218.
154. Said R. The Geology of Egypt / R. Said. – Elsevier, Amsterdam, New York. – 1962. - 1377 p.
155. Said R. Plankton Foraminifera from the type locality of the Esna shale in Egypt / R. Said, H. Sabri // *Micropaleontology*, 1964. -V. 10. №. 3. – P. 375 – 395.
156. Sanrda C. Ichnology in sequence stratigraphic studies: an example from the lower Paleocene of Alabama / C. Sanrda // *Palaios*. – 1991 - №. 6. – P. 39- 53.
157. Sediek K. N. Sedimentological and technical studies on the montmorillonitic clays of Abu Tartur plateau, Western desert, Egypt / K. N. Sediek, A. M. Amer// *Physicochemical Problems of Mineral Processing*. - 2007. - №. 41. – P. 89 - 99.
158. Sedimentation dynamics and redox iron-cycling: controlling factors for the apatite-glaucinite association on the east Australian continental margin / G. W. O'brien [et al] // Notholt, A. J. G. and Jarvis, I., eds., *Phosphorite research and development*. Geological Society Special Publication. London. – 1990. - V. 52. – P. 61-86.
159. Seward A. C. Leaves of dicotyledons from the Nubian sandstone of Egypt / A. C. Seward // *Geol. Survey Egypt*. – 1935. – P.1–21.
160. Sharafeldine A. A. Some geological aspects of the Egyptian phosphorites /A. A. Sharafeldine. – Egypt. - 1999. – 293 p.
161. Skinner H. C. W. A review of apatite, iron and manganese minerals and their role as indicators of biological activity in black shales / H. C. W. Skinner // *Precambrian Res.* - 1993. - V. 61. – P. 209-229.
162. Soliman S. M. Petrology of the phosphorite deposits, Qusseir area, Egypt / S. M. Soliman, K. M. Amer // *Arab. Miner. Pet. Assoc. – Egypt: Trans. Cairo*. - 1972. - V. 27, № 1. - P. 19 – 48.
163. Steger H. F. Oxidation of sulphide minerals, 4. Pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite / H. F. Steger, L. E. Desjardins // *Chemical Geology*. - 1978. – V. 23, №. 4. – P. 225-237.
164. Suess E. Phosphate regeneration from sediments of the Peru Continental margin by dissolution of fish debris / E. Suess // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. -1981. № 45. – P. 577 - 588.
165. The Cenomanian - Turonian oceanic anoxic event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion / S. O. Schlanger [et al] // Brooks, J. and Fleet, A. J., eds., *Marine Petroleum Source Rocks: Geological Society Special Publication*. London. – 1987. - №. 26. - P. 371- 400.
166. The Cenomanian - Turonian oceanic anoxic event, II. Palaeoceanographic controls on organic matter production and preservation / M. A. Arthur [et al] // Brooks, J. and Fleet, A. J.,

eds., Marine Petroleum Source Rocks: Geological Society Special Publication. London. - 1987. - №. 26. - P. 401- 420.

167. The present day formation of apatite in Mexican continental margin sediments/ R.A. Jahnke [et al.] // *Geochim. Cosmochim.* –1983. –№. 47. – P. 259–266.

168. Trappe J. Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine Paleogene from the Western High Atlas, Morocco / J. Trappe // *Neus Jahrbuch für Geologie und Palaontologie.* - 1991. - V. 180. – P. 279 – 321.

169. Trappe J. Phanerozoic phosphorite depositional systems- A dynamic model for resource system / J. Trappe. *Lecture Notes in the Earth Science.* – Springer. - 1998. – V. 74. – 316 p.

170. Trucker M. E. Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks. / M. E. Trucker. - England, Oxford. - 2001 – 262 p.

171. Variation in the global phosphorus cycle / J. Compton [et al] // *Marine Authigenesis: From Global to Microbial, SEPM.* - 2000. - №. 66. – P. 21-33.

172. Velde B. Clay minerals / B. Velde. A physico-chemical explanation of their occurrence. - Elsevier. - 1985. – 427 p.

173. Wassef A. S. On the results of geological investigations and ore reserves calculation of Abu Tartur phosphorite deposits / A. S. Wassef // *Annals Geol. Survey Egypt.* – 1977. - №. 7. - P. 2 - 60.

174. Youssef M.I. Stratigraphical studies in Quseir area / M.I. Youssef. - Alexandria University, Egypt. 1949. – 149 p.

175. Youssef M.I. Stratigraphy of Gabel Oweina section near Esna, Upper Egypt / M.I. Youssef // *Bull Inst Desert Egypt, Cairo.* – 1954. - V.4, № 2. – P. 83-93.

176. Youssef M.I. Upper Cretaceous Rocks in Quseir area / M.I. Youssef // *Bull. Instit. Desert Egypt.* -1957. - V. 7, №. 2. – P. 35-54

177. Youssef M. I. Structural pattern of Egypt and its interpretation / M. I. Youssef // *Am. Assoc. Petrol. Geol.* – 1968. - V. 52, - №. 4. – P. 601 – 614.

178. Youssef M. I. Genesis of Bedded Phosphates/ M.I. Youssef // *Economic geology.* – 1969. – V. 60. – P. 590- 600.

179. Yucesoy F. Heavy-metal geovhemistry of surface sediments from the southern Black Sea shelf and upper slope / F. Yucesoy, M. Ergin // *Chem. Geol.* -1992. - V. 99. – P. 265-287.

180. Zittle K. A. Beitrage zur Geologie und Palaontologie der Libyschen Wuste und angrenzenden Gebiet von Agypten / K. A. Zittle. - *Paleontographica.* -1883. - V. 30 (3F), Tiel 6. – 237 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. История исследований	5
Глава 2. Геология фосфоритоносных отложений.....	7
2.1. Песчаники свиты Нубия	7
2.2. Свита Кусеир	7
2.3. Свита Дауи	8
2.4. Свита Дахлы	9
Глава 3. Характеристика литологических типов пород свиты Дауи	17
3.1. Вмещающие породы	17
3.1.1. Кремнистые глины, глинистые и кремнистые сланцы	17
3.1.2. Карбонатные породы (устричные известняки и доломиты)	20
3.1.3. Глауконитово-кварцевые песчаники	21
3.2. Фосфориты	21
3.2.1. Фосфориты побережья Красного моря	21
3.2.2. Фосфориты долины Нила	22
3.2.3. Фосфориты Абу Тартур	22
3.2.4. Фосфориты оазиса Дахла	23
Глава 4. Петрографо-минералогическая характеристика фосфоритов	31
4.1. Классификация фосфоритов	31
4.2. Петрография фосфоритов	32
4.3. Минералогические особенности фосфоритовых пород	47
4.3.1. Фосфатные минералы	47
4.3.2. Нефосфатные минералы	51
4.3.2.1. Карбонатные минералы	51
4.3.2.2. Сульфиды и сульфаты	51
4.3.2.3. Минералы кремнезема.	55
4.3.2.4. Глинистые минералы	55
4.3.2.5. Оксиды железа	60
Глава 5. Геохимическая характеристика фосфоритов Египта	61
5.1. Фосфор	61
5.2. Щелочные земли (СаО и MgO)	64
5.3. Щелочи (NaO и KaO)	64
5.4. Распределение железа	65

5.5. Содержание фтора	67
5.6. Кремнезем и глинозем (SiO_2 и Al_2O_3)	67
5.7. Углекислота (CO_2)	68
5.8. Микроэлементы	70
5.8.1. Микроэлементы связанные с фосфатным веществом	70
5.8.2. Микроэлементы, связанные с вмещающими породами	74
5.8.3. Микроэлементы проблематичного генезиса	76
Глава 6. Биогеохимические особенности фосфоритов	78
6.1. Копролитовые зерна и пеллеты	78
6.2. Фрагменты костей и зубов	80
6.3. Бактерии и содержание фтора	81
6.4. Водоросли	85
Глава 7. Генезис фосфоритовых месторождений	89
7.1. Палеогеографические обстановки	90
7.1.1. Органические продукты и концентрация фосфора	90
7.1.2. Фактор апвеллинга.....	91
7.1.3. Геохимический фактор.....	91
7.1.4. Палеоландшафты и их смена во времени.....	92
7.2. Тектонические обстановки.....	97
Заключение.....	98
Список использованной литературы	100

Научное издание

ТРУДЫ

ВЫПУСК 65

Мохаммед Вагих Мохаммед Абдель Могхни

Савко Аркадий Дмитриевич

Фосфориты Египта

Подписано в печать 06/06/2011г.

Формат 60x84/8. Бумага офсетная.
Объем 14,0 п.л. Тираж 250 экз. Заказ № 580.

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Цифровая полиграфия»
394036, г. Воронеж, ул. Ф. Энгельса, д. 52
Тел.: (473) 261-03-61

