

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ фосфоритонакопления



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ

# ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ фосфоритонакопления

Ответственный редактор  
доктор геолого-минералогических наук  
профессор А.С. СОКОЛОВ



МОСКВА "НАУКА" 1987

Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Сборник содержит материалы совещания "Геолого-генетические проблемы фосфоритонакопления", состоявшегося в 1983 г. в Зарафшане. В статьях рассмотрены теоретические вопросы генезиса фосфоритов, тектонические, палеогеографические и другие предпосылки их поисков. Особое вниманиеделено зернистым фосфоритам Центрально-Кызылкумского бассейна. Изложены результаты геолого-разведочных работ в бассейне, геологических исследований. Приведены данные о новых месторождениях фосфоритов на территории СССР.

Для литологов, геологов-фосфатчиков.

Рецензенты: Г.Н. Батурина, А.Ю. Киперман

Редакционная коллегия

Н.А. Красильникова, А.С. Соколов,  
В.З. Блисковский, В.Н. Холодов,  
Ю.Ф. Шмелькова, А.З. Юлдашев

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ

Утверждено к печати Межведомственным литологическим комитетом

Редактор А.П. Бгатов. Редактор издательства Н.Л. Казюкова  
Художник Ю.С. Шлепер. Художественный редактор Н.Н. Власик  
Технический редактор О.В. Аредова. Корректор Р.Г. Ухина

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатывающих автоматах

ИБ № 35556

Подписано к печати 10.12.86. Т - 24801. Формат 70 X 100 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,7 + 0,1 вкл. Усл.кр.-отт. 14,3

Уч.-изд.л. 16,5. Тираж 650 экз. Тип. зак. 965. Цена 2 р. 50 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Г 1904050000-589  
042 (02)-87 167-87-I

© Издательство "Наука", 1987 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Фосфориты относятся к числу полезных ископаемых, имеющих исключительно важное народнохозяйственное значение. Это один из основных видов сырья для производства фосфорных удобрений.

Секция по фосфоритоносным и галогенным формациям Межведомственного Литологического комитета АН СССР периодически организует посвященные этой проблеме всесоюзные совещания и семинары, приурочивая их к новым интересным объектам фосфатной геологии. Последнее такое совещание состоялось 11–13 октября 1983 г. в г. Зарафшане Навоийской области (Узбекская ССР) – в районе сравнительно недавно открытых в Кызылкумах и интенсивно изучаемых месторождений зернистых фосфоритов.

Совещание проведено по плану всесоюзных и научно-технических совещаний и семинаров на 1983 г. Кроме секции Межведомственного Литологического комитета АН СССР, его организаторами явились Мингео СССР, Мингео УзССР, ПГО "Кызылкумгеология", ВНИИГеолнеруд, ГИГХС, Минудобрений. Цель совещания – научное обоснование расширения фосфатно-сырьевой базы, рассмотрение проблем ее развития и совершенствования.

В работе совещания приняли участие представители 35 организаций, в том числе 15 научно-исследовательских институтов, 20 производственных и проектных организаций АН СССР, Мингео СССР и УзССР, Минудобрений, а также ряда вузов страны.

Материалы этого совещания составляют содержание настоящего сборника.

Материалы сборника разделены на три части. В части I помещены статьи, в которых рассматриваются общие проблемы фосфатной геологии.

Фосфоритам Средней Азии и в первую очередь недавно открытого Центрально-Кызылкумского бассейна, посвящены статьи II части сборника.

Геологи производственного геологического объединения "Кызылкумгеология" Мингео Узбекской ССР не только доложили и продемонстрировали результаты исследований фосфоритоносности, но и в роли хозяев совещания взяли на себя сложные и многообразные организационные дела. Здесь уместно упомянуть, что в ноябре 1985 г. успешно завершился важный этап геологоразведочных работ в Центрально-Кызылкумском бассейне. ГКЗ СССР утвердила запасы первого месторождения бассейна: Джерой-Сардаринского в количестве 200 млн т руды с содержанием около 20%  $P_2O_5$ .

Несколько статей посвящено литологическим исследованиям фосфоритости других регионов – эти статьи относятся к части III книги.

Надеемся, что книга будет интересна благодаря обильному новому фактическому материалу и теоретической новизне ряда работ.

# I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 553.64.02

А.С. Соколов

## ВАЖНЕЙШИЕ ПРОБЛЕМЫ ФОСФАТНОЙ ГЕОЛОГИИ

Широкий комплекс геологических и геохимических исследований распространения и концентрации фосфора в земной коре, в особенности концентраций промышленного значения, называемых месторождениями фосфатных руд, представляется целесообразным условно называть фосфатной геологией.

Фосфатная геология как самостоятельное учение о геологических условиях и закономерностях образования, нахождения, распространения и геохимии концентраций фосфора имеет две главные цели: во-первых, расширение и изучение фосфатно-сырьевой базы для производства весьма необходимых народному хозяйству фосфорных удобрений, во-вторых, решение научно-теоретических проблем генезиса, закономерностей минералогии фосфатов, их роли и места в геологическом развитии земной коры. В каждом из этих направлений фосфатной геологии вырисовывается широкий круг проблем, требующих решения. В настоящей статье сделана попытка определить, рассмотреть и оценить ряд таких проблем, представляющихся наиболее важными.

На всех фосфоритовых, а также апатитовых месторождениях, за исключением Хибинской группы, руды относятся к технологически трудным и очень трудным. Все они, кроме каратауских, характеризуются бедным или очень бедным содержанием полезного компонента — фосфата. Этот факт определяет необходимость особенно глубокого изучения их геолого-технологических свойств и выдвигает это в ряд главных проблем фосфатной геологии.

В фосфоритоносном бассейне Караганда среднее содержание  $P_2O_5$  в рудах разведанных месторождений 24,5%. На отдельных весьма крупных месторождениях среднее содержание  $P_2O_5$  еще выше: на Гиммельфарбском 26,4%, на Кокджоне 26,2%. Большое число месторождений и их протяженность обеспечивают широкий фронт добычи, чего так не хватает, например, в Хибинах. Все это давно выдвинуло Караганда в нашу самую перспективную фосфатно-сырьевую базу. Это известно и за рубежом и совсем недавно получило отражение в специальной статье "Караганда — фосфатная будущность СССР", опубликованной в журнале "Фосфор и Поташ" [20].

Главная перспектива использования фосфоритов Караганда — в их химической, кислотной переработке в фосфорные удобрения. В Средней Азии и Казахстане уже действует много таких хим заводов: в Алматы, Самарканде, Чарджоу, Джамбуле. Заводы эти расширяются, строятся новые, и их потребность в фосфатном сырье быстро возрастает.

В соответствующем темпе должны развиваться добывающие работы и производство фосфатного сырья в Караганда. Но в последние годы сырья Караганда стало не хватать, намечавшиеся объемы производства удобрений им не обеспечивались.

В конце 70-х и начале 80-х годов в Узбекистане, в Кызылкумах, был выявлен и начал изучаться новый фосфоритоносный район специфических, так называемых зернистых фосфоритов, сходных с фосфоритами самой крупной в мире Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. К сожалению, выявленные в Кызылкумах фосфориты отличаются от большинства африканских месторождений малой мощностью пластов, ограниченными запасами для открытой добычи и, что очень важно, трудной

обогатимостью. Их особенностью является высокое содержание карбонатов, в том числе так называемого эндокальцита — тончайших вкраплений, распыленных внутри фосфатных зерен, удалить которые способами механического обогащения невозможно.

Присутствие в рудах эндокальцита заставило отказаться от флотации и других механических способов обогащения и обратиться к кальцинирующему обжигу. При этом был принят во внимание опыт обогащения фосфоритовых руд месторождения Джебел-ОНК в Алжире, которые также характеризуются высоким содержанием карбонатов ( $10\text{--}12\%$   $\text{CO}_2$ ) и в том числе эндокальцита. Несмотря на гораздо более богатые руды Джебел-ОНКА ( $26\text{--}27\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$ ), при их обогащении обжигом достигается невысокое ( $57\text{--}60\%$ ) извлечение  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но зато концентрат получается весьма богатый ( $34\text{--}35\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$ ).

При обогащении кызылкумских фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения, в 1,5 раза более бедных по содержанию  $\text{P}_2\text{O}_5$ , извлечение достигнуто более высокое, но содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в концентрате гораздо более низкое ( $26\text{--}28\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Вместе с тем удаление обжигом карбоната значительно повышает технологические свойства концентрата. При его переработке на аммофос в сравнении с фоссырем Карагату ( $24,5\%$   $\text{P}_2\text{O}_5$ ), по данным НИУИФа, значительно возрастает мощность типовой системы на химзаводе и аммофос получается высшего сорта. Существенным недостатком концентрата, полученного обжигом из кызылкумских фосфоритов, является высокое содержание  $\text{CaO}$ , что обусловлено невозможностью удалить известь, получающуюся из эндокальцита в виде тончайших вкраплений внутри фосфатных зерен. Высокое содержание  $\text{CaO}$  в концентрате потребует большого расхода серной кислоты, что существенно ухудшает экономику при дорогой и сложной обжиговой технологии обогащения.

Ко всем этим факторам, которые в настоящее время проверяются в полупромышленных условиях, добавляется сложность горно-технических условий эксплуатации маломощных пластов и ограниченность запасов для открытой добычи.

Таким образом, кызылкумские фосфориты в лучшем случае могут покрыть лишь весьма небольшую часть потребностей в фоссыре хим заводов Средней Азии и главная перспектива по-прежнему остается за фосфоритами Карагату. Встает естественный вопрос — что же мешает резкому увеличению добычи руд в Карагату и производству фосфатного сырья, столь необходимого для кислотной и электротермической переработки? Причин, конечно, много и они различны; одной из главных является неподготовленность в Карагату широко развернутого обогащения, облагораживания, стабилизации качества руд.

Фосфориты Карагату весьма неоднородные, очень пестрые по химическому и особенно по минерало-литологическому составу, по структурно-текстурным особенностям, а все это, как показал опыт их обогащения и переработки, является как раз решающим. Проиллюстрируем это конкретным примером.

Более 20 лет назад, в 1963 г., в Карагату была пущена флотационная обогатительная фабрика, рассчитанная на карбонатные руды. С вступившего тогда в строй рудника Аксай на фабрику пошли руды с таким же содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но не карбонатные, а кремнистые. А нужно сказать, что при флотационном обогащении отделение от фосфата кремнезема обычно более простое, чем карбоната. Но показатели обогащения аксайских кремнистых руд оказались низкими, работа фабрики на них — убыточной. Когда детально изучили причины, то выяснилось, что дело здесь не в химическом составе руды. Причиной явилось то, что кремнезем в руде тончайше распылен в виде микронных частиц внутри фосфатных зерен и удалить его ни флотацией, ни любым другим механическим обогащением невозможно.

Но вот что интересно! Когда построили и пустили завод электротермической переработки фосфоритов Карагату на желтый фосфор и на него пошла аксайская руда, то процесс пошел очень хорошо. Фосфорная промышленность быстро развивалась, построили новые заводы, аксайской руды стало не хватать, и на них во все возрастающем количестве стала подаваться фосфоритовая руда с нового рудника Джанатас.

По химическому составу руда была такая же, как аксайская, но электротермический процесс ухудшился, а когда Джанатасский карьер углубился до уровня подземных вод и пошла руда, не облагороженная приповерхностным выветриванием, начались частые срывы термических процессов, хотя по химическому составу фосфатное сырье было почти таким же, как и аксайское.

Тогда технологии обратили внимание не только на химический, но и на минералого-литологический состав руды, на ее структурно-текстурные особенности. Постепенно выяснилось, что то тончайшее прорастание фосфата кремнеземом, которое так мешало обогащению аксайских руд, оказалось исключительно благоприятным для взаимодействия этих компонентов при электротермическом процессе. В рудах же Джанатаса такое микровкрапление и тонкое прорастание фосфата кремнеземом развито далеко не повсеместно. Такие технологически благоприятные руды стали добывать селективно, но их не хватает.

Электротермической обработке подвергается лишь часть фосфоритов Карагаты. Главное их применение в перспективе – экстракционная, кислотная переработка на минеральные удобрения. Как постепенно выясняется, здесь тоже, и в неменьшей степени, важен минеральный вид химических компонентов фосфоритовых руд. Экстракционной переработке очень мешает, например, магний. Он переходит в раствор фосфорной кислоты, частично нейтрализует ее, делает менее активной. Особенно вредносен силикатный магний. Его присутствие в виде форстерита в апатитовом концентрате Ковдорского месторождения заставило полностью отказаться от экстракционной переработки. В некоторых метаморфизованных рудах Карагаты (Чулактау и др.) также присутствует силикатный магний в виде талька, tremolita, диопсида [5]. Сравнительно небольшие примеси этих минералов обусловливают образование при экстракционной переработке геля кремнекислоты; раствор загустевает, кристаллизация гипса замедляется, фильтрация резко ухудшается.

Для оптимального решения вопросов обогащения и технологической переработки фосфатных руд необходимы очень глубокое изучение их вещественного состава и научно обоснованная типизация с учетом многих факторов.

Крайне важно на любой стадии геологоразведочных работ на фосфатных месторождениях глубокое изучение как химического, так и особенно минералого-литологического состава руд и даже вмещающих пород. Практика обогащения фосфатных руд показывает необходимость существенно повысить глубину изучения вещественного состава и технологических свойств руд и признать широкий комплекс геолого-технологических исследований фосфатных руд на всех стадиях геологоразведочного процесса одним из главных направлений фосфатной геологии.

Другой, а по важности, вероятно, главной проблемой фосфатной геологии является дальнейшее усиление поисков с целью выявления новых крупных месторождений богатых, легко обогатимых фосфатных руд, в том числе фосфоритов. Но это усиление не должно вылиться в простое увеличение объемов поисковых работ, необходимо значительно повысить эффективность поисков.

В 70-х годах были широко развернуты прогнозные работы, которые завершились составлением и изданием очень содержательной прогнозной карты на фосфаты СССР масштаба 1:5 000 000.

На этой карте, составленной на структурно-формационной основе, разработанной ВСЕГЕИ, хорошо обоснованы и выделены все основные перспективные на фосфаты регионы Советского Союза. Однако внутри них конкретные участки и площади для поисков вследствие мелкомасштабности карты, естественно, не выделяются, пути и способы поисков внутри перспективных регионов определены недостаточно для конкретного проектирования и проведения поисковых работ. Между прогнозными и поисковыми работами получился разрыв, который не замедлил проявиться отмеченным выше снижением результативности поисковых работ.

Многие прогнозно-поисковые критерии на фосфаты, положенные в основу составления прогнозных карт, основываются на давно установленных, очень общих зако-

номерностях размещения фосфатов. Эти закономерности, конечно, большая ценность, одна из основ, важное достижение фосфатной геологии, но некоторые из них устарели, требуют существенных уточнений, обновлений и даже изменений.

Например, предложенное еще А.В. Казаковым и получившее широкое распространение деление фосфоритов на платформенные и геосинклинальные [8]. К последним А.В. Казаков относил, кроме Карагата и Скалистых гор, также северо-африканские фосфориты. Н.С. Шатский несколько исправил это положение, отнеся фосфориты Скалистых гор и Карагата к геосинклинальным [18]. Правда, он назвал их миогеосинклинальными, т.е. существенно приблизил к платформенному типу. Г.И. Бушинский в специальной монографии о формировании Фосфория показал, что фосфориты Скалистых гор образовались в платформенных условиях [4]. И действительно, на современных тектонических картах весь регион относится к зоне активизации докайнозойской платформы. По мнению Г.И. Бушинского, в платформенных условиях образовались и фосфориты Карагата. Это особенно убедительно обосновано в работе [9]. Структурно-формационные исследования показали, что маломощные фосфоритоносные чулактауская, беркутинская и красноцветная кыршабактинская, а также перекрывающая их карбонатная шабактинская свиты – это типичный платформенный чехол на байкальском складчатом основании [9].

Таким образом, тенденция связывать происхождение фосфоритов с платформенными условиями, начатая еще Н.С. Шатским, получила дальнейшее, уже всеобщее развитие. Сегодня мы можем уверенно утверждать, что необходимым условием мощного фосфоритообразования является устойчивый тектонический режим и длительная замедленная седиментация при очень слабых вертикальных подвижках с пульсационной сменой регressiveных и трангрессивных условий при общем преобладании последних. Такой режим свойствен жестким платформам, к каковым приурочены широко распространенные провинции мощного фосфоритонакопления: Аравийско-Африканская, Восточно-Европейская, Восточно-Американской береговой равнины, Австралия. Но и в тектонически более активных зонах – Карагата, Скалистые горы, Хубсугул – фосфоритообразование шло лишь в платформенной стадии. Как отмечено выше, Н.С. Шатский назвал эти крупные структуры термином "миогеосинклиналь" [18], который, вероятно, не случайно заключил в кавычки. Ведь миогеосинклиналь – это прогиб на платформенном основании, а многие отождествляют ее с платформенной синеклизой. Поэтому название "миогеосинклинальные фосфориты" неудачно, так как геосинклинальные условия в принципе фосфоритообразованию противопоказаны.

В комплексе общих закономерностей образования и размещения фосфоритов важнейшими являются тесно взаимосвязанные фациально-литологические, палеогеографические и климатические. Все известные прогнозные карты на фосфориты, используя эти закономерности, строились с позиций фиксизма. Но такой подход подвергся решительному пересмотру. Новые данные, особенно по геологии океанов, заставили по-иному оценивать жизнь земной коры и на новой основе вернуться к идеям мобилизма, создать учение о тектонике литосферных плит, которое получило широкое признание. Составной его частью является теперь уже общепризнанное движение материков, достоверно устанавливаемое по палеомагнитным и другим измерениям.

Эта реконструкция перемещения материков имеет огромное значение для прогноза осадочных месторождений и в том числе фосфоритов. Нетрудно видеть, какую существенную корректировку вносит теория дрейфа континентов в прогнозы, построенные на базе палеоклиматических и палеогеографических карт, оставленных без учета перемещений материков. К сожалению, в фосфатной геологии такой корректировкой пока еще не занялись. Попытку связать этапы фосфоритообразования с палеотектоническими реконструкциями предпринял В.И. Покрышкин [14]. Подробней эту проблему рассмотрел вместе с М.У. Макелхинни австралийский геолог П.Дж. Кук – один из ведущих зарубежных исследователей фосфоритов, возглавляв-

ший Проект 156 "Фосфориты" Международной программы геологической корреляции [11, 19].

Однако указанные построения, как и ряд других общих закономерностей размещения фосфоритов, имеют глобальный характер и могут служить лишь мелкомасштабному прогнозу, который не обеспечивает должным образом разворот поисковых работ. Требуется, чтобы на основе и с учетом этих общих закономерностей и вытекающих из них прогнозно-поисковых критерии можно было выйти на качественно иные пути и способы локального крупномасштабного прогноза. И многие геологи настойчиво ищут эти пути [1]. Очень интересна попытка Э.А. Еганова найти пути крупномасштабного прогноза [7]. Обычно при изучении фосфоритовых месторождений, бассейнов главное внимание уделяют самим фосфоритам, и это понятно и необходимо. Но для целей прогноза еще более важным представляется изучение также окружения фосфоритов; ведь именно через него мы приближаемся при прогнозе и поисках к выявлению самих фосфоритов. Э.А. Еганов впервые выделил два вида окружающих образований – вмещающие (в той или иной мере фосфатоносные) и ограничивающие ("пустые", не фосфатоносные, но через которые при прогнозе идет путь к обоснованию, предсказанию месторождений и залежей). Нужно искать и другие качественно новые пути и критерии крупномасштабного прогноза.

Таким образом, разработку путей и методов крупномасштабного прогноза фосфатных месторождений и существенное повышение на этой основе эффективности поисков богатых и легкообогатимых фосфатов следует считать одной из важнейших проблем фосфатной геологии.

Все геологические исследования основываются на генезисе изучаемых пород, и проблема генезиса фосфоритов всегда находилась в центре внимания геологов-фосфатчиков. Ее решение является важнейшим средством раскрытия и познания законов накопления и размещения фосфоритов, а следовательно, и путей их прогноза, поисков и разведок. О генезисе фосфоритов высказано много гипотез и теорий. Они охарактеризованы во многих обобщающих работах и хорошо известны. Поэтому мы ограничимся лишь перечислением главнейших гипотез.

Самая давняя и когда-то безраздельно господствовавшая – это биолитная гипотеза, ныне отставленная, но в то же время полностью отвечающая такому специальному, но довольно редкому типу, как ракушечные фосфориты Прибалтики. На смену биолитной гипотезе в 30-х годах пришла хемогенная теория А.В. Казакова, которая получила широкое международное признание и вместе с этим дальнейшее развитие и подтверждение, например, в трудах Б.М. Гиммельфарба (1965 г.), А.И. Смирнова [15], Н.А. Красильниковой [10] и др. Некоторыми исследователями она видоизменялась, как, например, Н.М. Страховым, более существенно А.С. Михайловым.

В 50-х годах почти одновременно появились две новые гипотезы: биохимическая Г.И. Бушинского [3] и применительно к микрозернистому типу фосфоритов вулканогенно-осадочная Н.С. Шатского [18]. Последняя поначалу приобрела широкую популярность, но, не получая подтверждения, постепенно утратила свое значение; хотя вулканогенно-экзгалиационное поступление фосфора в мировой океан бесспорно, но доля его остается пока не выясненной.

Биохимическая гипотеза Г.И. Бушинского приобрела большое признание, особенно в отношении роли организмов как поставщиков фосфора на дно водоемов, где им пересыпалась иловые и грунтовые воды и создавались условия садки фосфата. Но даже сторонники гипотезы Г.И. Бушинского не разделяли его категорического отрицания роли апвеллинга как поставщика фосфора для потребляющих его организмов. Предполагавшееся Г.И. Бушиńskим поступление фосфора исключительно в составе речного стока широкого признания не получило, хотя снос фосфора с континентов, конечно же, нельзя сбрасывать со счета; он может быть весьма значительным и даже определять эпохи фосфоритонакопления, что обосновано в ряде работ В.Н. Холодова [17].

Биогенная поставка, транспортировка фосфора в зону осадкообразования, об-

снованная Г.И. Бушинским, получила серьезное подтверждение в исследованиях Г.Н. Батурина, который, впервые открыв и детально изучив современное фосфоритообразование, выдвинул еще одну гипотезу, названную им биогенно-диагенетической [2]. Явление современного фосфоритообразования, изученное и раскрытое П.Л. Безруковым и Г.Н. Батуриным, получило, как известно, признание в качестве научного открытия. Но в число его авторов включен также А.В. Казаков, поскольку его теория хемогенного фосфоритообразования, явившись выдающимся вкладом в мировую науку, продолжает оставаться главной концепцией генезиса фосфоритов. Основным фактором в ней признается апвеллинг (как способ подачи фосфора к месту осаждения) и хемогенная сущность осаждения фосфора.

Г.Н. Батурин полностью принял апвеллинг по А.В. Казакову, а механизм осаждения фосфата рисует более сложным. Транспортирующая роль отводится организмам (как у Г.И. Бушинского), но заключительная фаза формирования фосфоритовых зерен, выделений, особенно в диагенезе, регулируется так же, как и у А.В. Казакова, по-существу, чисто химическими реакциями. Ведь в поровых водах, где концентрация фосфата кальция достигает высоких значений (8–9 мг/л), фосфор, как установлено Г.Н. Батуриным, уже только минеральный. Он пересыщает раствор и высаждается в виде фосфатного геля, который при литификации самоочищается, концентрируется и образует фосфатные зерна. Все это делает представления Г.Н. Батурина очень близкими, если не тождественными теории фосфоритообразования А.В. Казакова.

Сегодня трудно сказать, какая же концепция фосфоритообразования наиболее популярна, но можно утверждать, что общепризнанной теории, развернуто и обоснованно объясняющей условия образования различных типов фосфоритов, нет и, следовательно, их генезис остается в числе важнейших проблем фосфатной геологии.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асипов А.А., Красильникова Н.А., Страхов Г.В. Перспективы поисков новых месторождений фосфоритов в бассейне Карагай//Тр. ГИГХС. 1978. Вып. 44. С. 3–13.
2. Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
3. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 194 с.
4. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 104 с.
5. Гиммельфарб Б.М., Соколов А.С. Геология и полезные ископаемые Чулактау//Фосфориты Кара-Тау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1948. С. 67–182.
6. Евстахий В.А. Стратегия развития геологических наук//Разведка и охрана недр. 1983. № 8. С. 1–5.
7. Еганов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 134 с.
8. Казаков А.В. Фосфатные фации. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений. Л.; М.: ГОНТИ, 1939. 108 с.
9. Королев В.Г., Джумалиев Т., Кисилев В.В., Максумова Р.А. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне//Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 62–70.
10. Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования//Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 156–163.
11. Кук П.Дж., Макелхинни М.У. Переоценка пространственного и временного распределения месторождений фосфоритов в свете тектоники плит//Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир, 1983. С. 7–34.
12. Минерагеническая карта СССР: Фосфатное сырье: Масштаб 1:5 000 000. М., 1981.
13. Михайлов А.С. Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образовании фосфоритов//Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 28–37.
14. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Недра, 1981. 207 с.
15. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972. 96 с.
16. Соколов А.С. Классификация и закономерности размещения месторождений фосфатов//Неметаллические полезные ископаемые: 27-й МГК. Секция С. 15. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 15. С. 48–58.
17. Холодов В.Н. Эволюция питающих провинций – важнейший фактор осадочного рудообразо-

- вания//Литология (осадочные породы): 27-й МГК. Секция С. 04. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 4. С. 75–84.
18. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей//Совещ. по осадочным породам: Доклады. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Вып. 2. С. 7–100.
19. Cook P.J., McElhinny M.W. A Reevaluation of the Spatial and Temporal Distribution of Sedimentary Phosphate Deposits in the Light of Plate Tectonics//Economic Geology. 1979. Vol. 74. N 2. P. 315–330.
20. Karatau – the USSR's phosphate future//Phosphorus and Potassium. 1984. N 133. P. 22–25.

УДК 553.64.042.551.76/77(575.1)

Т.Ш. Шаякубов, Г.И. Малматин, А.З. Юлдашев, В.Я. Ильяшенко,  
В.С. Бойко, Г.Ф. Фатхуллаев

## ФОСФОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ УЗБЕКИСТАНА

Территория Узбекистана, охватывающая значительную часть Срединного и Южного Тянь-Шаня, характеризуется двухъярусным строением. Нижний структурный ярус (фундамент) сложен интенсивно дислоцированными и метаморфизованными докембрийскими, а также осадочными и магматическими палеозойскими комплексами, обнажающимися в горных сооружениях республики. С этими комплексами связано формирование ряда месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Имеющие развитие внутри палеозойского комплекса фосфоритовые проявления изучены редкими поисковыми маршрутами. По качеству руд и геолого-экономическим условиям нахождения эти фосфоритовые проявления к настоящему времени считаются непромышленными.

Верхний структурный ярус, сложенный мезозойско-кайнозойским осадочным комплексом, также широко развит в горных сооружениях, но в результате эрозионной деятельности в значительной степени разрушен. Во впадинах и равнинных зонах, охватывающих более 80% территории республики, мезозойско-кайнозойские отложения сохранились практически незатронутыми эрозией или оказались погребенными под мощным покровом современных осадков. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений колеблется от нескольких сот метров до 8–9 км [1].

Началу накопления мезозойских отложений предшествовало интенсивное выветривание пород фундамента. Во время образования коры выветривания по долинам существовавших рек происходило отложение терригенно-угленосной формации. Позднее, в позднеюрское время, с юга началась трансгрессия моря, в процессе которой происходило накопление известняков, завершившееся формированием мощной галогенной формации. Западная и северная части Узбекистана в юрском периоде морем не покрывались, и верхняя юра представлена здесь только континентальными осадками. Выявленные среди карбонатной и терригенной толщи фосфоритовые проявления представлены редкими линзовидными маломощными прослойями желваков, не представляющими практического интереса. Характерной особенностью химического состава карбонатных отложений этого возраста является повышенная концентрация фосфора.

Отложения мелового периода, отличающиеся большой насыщенностью фосфоритами, в своем основании также содержат красноцветные континентальные формации. Начиная с альбского времени в Средней Азии наступила новая трансгрессия южного моря. Сначала накопился терригенный материал, а к концу позднего мела появились и карбонатные осадки. Известные проявления фосфоритов мелового периода приурочены к отложениям альбского, сеноманского, туронского, коньянского, сantonского, кампанского и маастрихтского ярусов. Альбские, сеноманские, туронские,

коньякские и сантонские фосфориты имеют ограниченное площадное развитие. Они установлены в окрестностях хр. Султануиздаг, на плато Устюрт, в Зарабулак-Зиаэтдинских горах и в Центральных Кызылкумах. Как правило, это переотложенные желваки и фосфоритовые гальки, приуроченные к базальным горизонтам. Мощность их 0,1–0,3 м, редко 0,5–0,75 м. Содержание  $P_2O_5$  в залежах достигает 8%; в гальках – 15–32%. Кампанские фосфориты характеризуются повсеместным распространением. Представлены они гравийно-галечным типом, слагающим линзовидные залежи мощностью 0,1–0,3 м, редко до 1,5–2,0 м. Содержание  $P_2O_5$  в рудах в среднем составляет 8–10%; в гальках и гравии – 22–30%.

Помимо перечисленных, в отложениях маастрихта на плато Устюрт и в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта отмечены прослои фосфатизированных пород мощностью 1,0–5,0 м, содержащие 1,25–5,9% пятиокиси фосфора.

Фосфоритоносность меловых отложений к настоящему времени изучена лишь на стадии региональных съемочных работ. Имеющиеся в разрезе фосфоритовые горизонты и пласти вскрыты крайне ограниченным количеством выработок. Не выяснены возможности обогащения этих фосфоритов. Прогнозные ресурсы не подсчитываются, хотя имеются предпосылки выявления достаточно крупных промышленных запасов легко обогащимых гравийно-галечных руд.

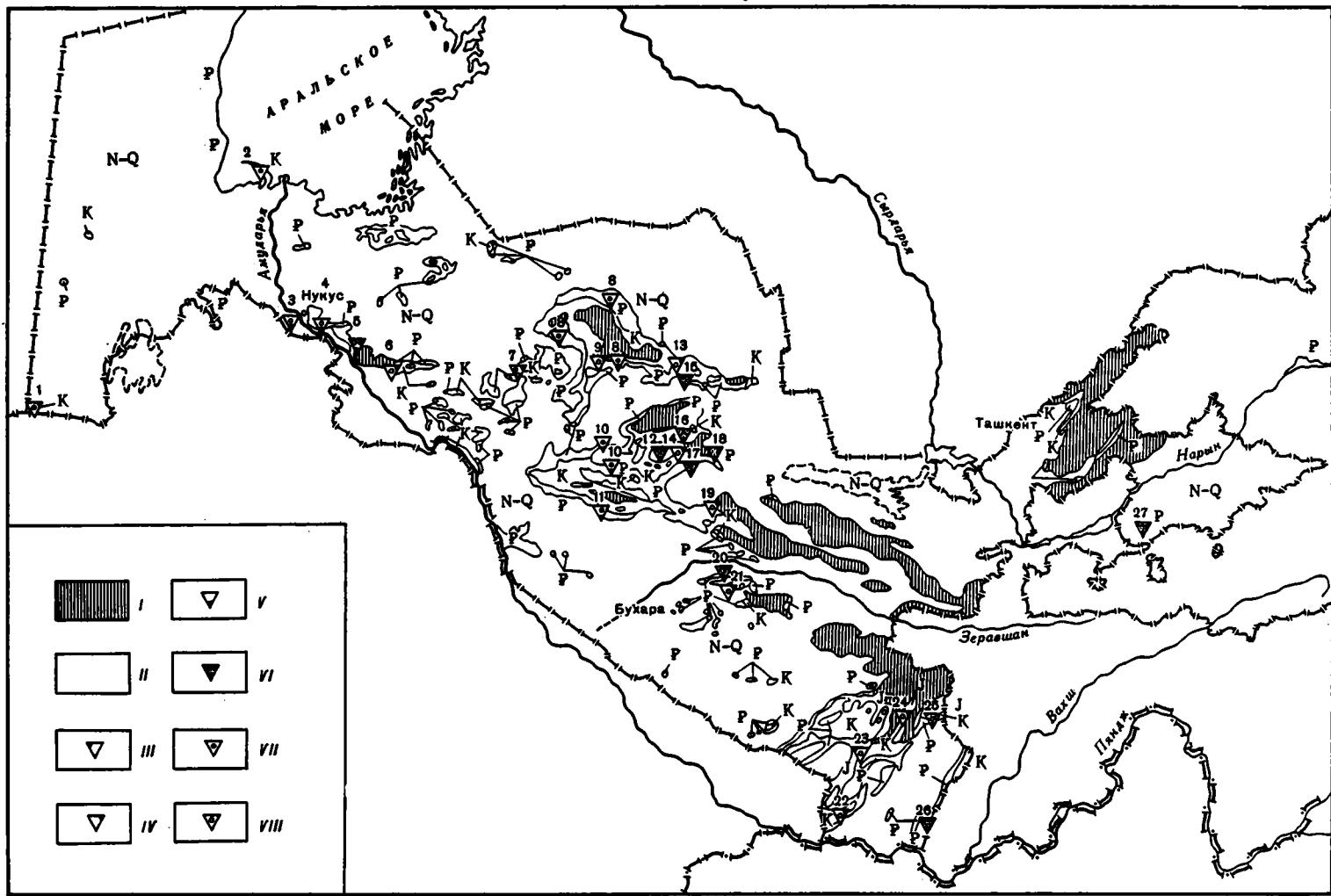
В стратиграфическом разрезе палеогеновых отложений отчетливо выделяются палеоценовая галогенно-карбонатная и песчано-глинисто-терригенная, раннеэоценовая карбонатно-глинисто-терригенная, среднеэоценовая кремнисто-терригенно-карбонатная, позднеэоценовая глинистая и олигоцен-неогеновая глинисто-песчаная формации [4]. Такое разнообразие палеогеновых формаций обусловлено проявлением в этот период интенсивной вулканической деятельности на территории, обрамляющей Среднюю Азию с юга и юго-запада. Образовавшийся при этом пепел временами осаждался в акваториях палеогеновых морей. В это время накопились кремнистые, карбонатные с прослойями и пластами фосфоритов и ангидритовые осадки. Фосфориты представлены гравийно-галечным, желваковым и зернистым типами, которые характеризуются различной стратиграфической приуроченностью и неравнозначными перспективами.

**Зернистые фосфориты.** Зернистые фосфориты выявлены лишь среди пород среднеэоценовой кремнисто-терригенно-карбонатной формации. Они имеют облик мелко- и тонкозернистого песчаника. Состоят эти фосфориты из фосфатизированных раковин фораминифер, птеропод, обломков костей и зубов рыб, копролитов, фосфатных зерен и оолитов размером от 0,05 до 1 мм. Цемент глинисто-карбонатный. В соответствии с последней типизацией фосфоритовых руд по вещественно-минералогическому составу рассматриваемые зернистые фосфориты УзССР отчетливо разделяются на мергелистые (глинисто-карбонатные) и песчанистые (карбонатно-кварцевые) разновидности [2].

Мергелистые зернистые фосфоритовые руды имеют преимущественное развитие в Западном Узбекистане, где выявлены многочисленные их проявления и несколько месторождений (Джерой-Сардара, Джетыымтау, Караката и Ташкура). Приурочены эти руды к глинисто-мергелистым отложениям среднего эоцена, распространенным во впадинах и депрессионных зонах, и залегают в виде пластов, различающихся в обнажениях более темной окраской на фоне светлых мергелей и известковых глин. Контакты пластов достаточно четкие. По характерным текстурно-структурным особенностям – зернистости, косой и горизонтальной слоистости – зернистые фосфоритовые руды также отличаются от пелитоморфных вмещающих пород.

По своему составу и технологическим свойствам рассматриваемые фосфоритовые руды наиболее близки к Африкано-Аравийским [3]. Содержание  $P_2O_5$  в рудах варьирует от 15 до 26,7%. Мощность пластов от 0,3 до 1,2 м. Количество пластов от 2 до 4.

Отложения среднего эоцена, вмещающие мергелистые зернистые фосфоритовые руды, являются наиболее выдержаным стратиграфическим подразделением Центральных Кызылкумов как по литологическим особенностям, так и по мощности, что ука-



зывает на стабильность палеотектонических условий осадконакопления. На обширной площади подводной возвышенности Центральных Кызылкумов, согласно данным В.К. Юровских, в среднеэоценовое время бурно развивался plankton, происходила массовая его гибель, что способствовало повсеместному развитию зернистых фосфоритов и формированию их пластов. В настоящее время эти фосфоритовые пластины сохранились в грабен-синклинальных впадинах и депрессионных зонах, сформировавшихся в конце неогена. Этим обусловлено наблюдаемое несовпадение структурного плана со среднеэоценовым.

Важной особенностью кызылкумских фосфоритов является макроскопически четко различимая неравномерно-зернистая структура, обусловленная широкими вариациями размерности фосфатных компонентов (от алевритовых до гравийных). Количество зернистого материала, представленного главным образом биоморфозами выполнения и замещения по фораминиферам, птероподам, копролитам и пелепизодам, варьирует в рудах от 35 до 90%. Помимо биоморфоз, в зернистом материале содержится костный дегрит (5–30%), фосфатные оолиты (5–20%), гравий (1–75%) и терригенные зерна [5].

Данные гранулометрического анализа этих фосфоритовых руд свидетельствуют о преобладании фракций 0,1–0,5 мм. Обнаружено значительное сходство гранулометрического состава руд всех изученных месторождений Центральных Кызылкумов. Важной особенностью продуктивных пластов является стабильность их минерального состава. На всех месторождениях фосфориты имеют трехкомпонентный состав: фтористый ортофосфат кальция (карбонатфторапатит), кальцит и глинистое вещество, что предопределяет выделение одного технологического типа руд и позволяет, по-видимому, рекомендовать для обогащения единую технологическую схему. Помимо перечисленных главных минералов, в окисленных фосфоритовых рудах присутствуют в виде примеси гипс и гидрогипсит, а в неокисленных – пириит.

Поисковыми работами мергелистые зернистые фосфоритовые руды выявлены и изучены в Кызылкумах на площади 3000 км<sup>2</sup>. Оценка их прогнозных ресурсов выполнена на основании анализа литологических и структурных факторов контроля оруденения, а также с учетом данных проведенных поисково-оценочных работ. Подсчитанные ресурсы фосфоритов до глубины 300 м составляют 10 млрд т, ≈ 2 млрд т P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, в том числе на глубинах, доступных для открытой отработки (до 60 м), 1000–1200 млн т руды, 200–240 млн т пятиокиси фосфора.

Типичными представителями рассматриваемых зернистых фосфоритовых руд являются месторождения Джерой-Сардара, Караката, Ташкура и др. (см. рисунок).

Джерой-Сардаринское месторождение, прогнозные ресурсы которого оцениваются в 2,9–3 млрд т руды (550 млн т фосфорного ангидрита), является наиболее изученным. В настоящее время на месторождении завершается предварительная разведка участков открытой отработки Джерой Южный, Джанахмет, Куруккудуку. На этих участках установлено повсеместное развитие двух пластов фосфоритовых руд зернистого типа мощностью 0,3–1,2 м с содержанием P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 15–24,8%, в среднем 20,3%. На месторождении выполнен широкий комплекс технологических, геофизических, гидрогеологических и тематических работ.

←  
Распространение фосфоритов мезозойского и кайнозойского возраста на территории Узбекистана  
Отложения: I – домезозойские; II – мезозойско-кайнозойские. Месторождения и проявления фосфоритов: III–V – возраст фосфоритов (III – юрские, IV – меловые, V – палеогеновые), VI–VIII – типы фосфоритов (VI – зернистые, VII – жолваковые, VIII – гравийно-галечные). Месторождения и проявления: 1 – Казахлинское (K<sub>1</sub>); 2 – Муйнакское (K<sub>1</sub>); 3 – Ходжейлинское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 4 – Чукайтугайское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 5 – Ходжакульское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 6 – Кызылкалинское (K<sub>1</sub>); 7 – Аккудукское (K<sub>1</sub>); 8 – Букантауское (P<sub>1</sub><sup>2</sup> – P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 9 – Мечеть (K<sub>1</sub>); 10 – Ауминзатуское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 11 – Кульджектуское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 12 – Ташкуринское (P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 13 – Джетымтуское (K<sub>1</sub>); 14 – Азиекское (K<sub>2</sub>); 15 – Джетымтуское (J – P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 16 – Джерой-Сардаринское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 17 – Каракатинское (P<sub>1</sub><sup>2</sup>); 18 – Аяккудукское (P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 19 – Шаббайское (K<sub>2</sub>); 20 – Навойское (P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 21 – Якшурчинское (K<sub>1</sub>); 22 – Пашхуртское (K<sub>1</sub>); 23 – Байсунское (J<sub>3</sub>); 24 – Сангандакское (K<sub>2</sub>); 25 – Гулюбское (P<sub>2</sub><sup>1</sup> – P<sub>2</sub><sup>2</sup>); 26 – Досманогынское (P<sub>2</sub><sup>1</sup>); 27 – Гузанское (P<sub>2</sub><sup>1</sup>)

Каракатинское месторождение изучено детальными поисками и поисково-оценочными работами в 1982–1983 гг. На месторождении известны четыре пласта фосфоритов, из которых два пласта, представленные зернистыми фосфоритами, характеризуются повсеместным развитием и выдержанной мощностью (0,6–1,3 м, редко до 1,5–1,6 м). Содержание  $P_2O_5$  20–22%. Фосфориты первого пласта, залегающие в верхней части разреза среднезоценовых отложений в местах наложения разрывных структур, содержат  $Fe_2O_3$  до 8–9%, хотя среднее содержание его по пласту составляет 3,5–4,0%. Согласно технологическим испытаниям, проведенным в САИГИМСе, возможно уменьшение количества  $Fe_2O_3$  в концентрате путем включения в технологическую схему магнитной сепарации. Второй пласт отделен от первого пачкой известковых глин и мергелей мощностью 8–12 м. Содержание фосфорного ангидрида в пласте около 22%, окисного железа – около 1,5%. Другие вредные примеси присутствуют в незначительных количествах.

Прогнозные ресурсы Каракатинского месторождения оцениваются в 600–650 млн т пятиокиси фосфора (3000–3500 млн т руды). Из них 55–60 млн т фосфорного ангидрида (320 млн т руды) находятся на глубине до 60 м.

В настоящее время завершается подготовка материалов для составления ТЭС о целесообразности предварительной разведки центральной части месторождения в пределах площади открытой отработки.

Ташкуринское месторождение изучается детальными поисковыми работами с августа 1983 г. Выявленные на месторождении два пласта зернистых фосфоритов, мощность которых 0,3–1,2 м, содержат 13–24%  $P_2O_5$ . Приурочены они к центральной и восточной частям Ташкуринской структуры. Прогнозные ресурсы месторождения составляют 1100 млн т руды (200–250 млн т  $P_2O_5$ ).

Другие проявления мергелистых фосфоритовых руд изучены лишь на стадии общих поисков. Пласти фосфоритов вскрыты редкой сетью выработок.

Возможность выявления промышленных скоплений фосфоритов имеется на площадях Джетымтау, где прогнозные ресурсы оцениваются в количестве 320 млн т руды (60 млн т  $P_2O_5$ ), Ергашкудук (руды 1000 млн т,  $P_2O_5$  180 млн т) и др.

Песчанистая разновидность зернистых фосфоритовых руд установлена среди среднезоценовых известковых песчаников, глинисто-карбонатных и кремнисто-карбонатных пород в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Таджикской депрессии, на месторождениях Гулиоб, Досманогы и др. На изученных участках этих месторождений в разрезах среднего эоцена канавами вскрыты от 2 до 16 фосфоритовых пластов и прослойков мощностью 0,1–0,7 м, редко до 1,5–4,5 м. Насыщенность пород фосфатными зернами различная (см. рисунок).

Фосфатное вещество в пластиах слагает зерна размером 0,1–1,5 мм, представляющие собой переработанные течениями фосфатные зерна, биоморфозы, оолиты и псевдоолиты, обломки костей позвоночных. Количество фосфатных зерен в рудной массе составляет 30–70%.

Отличительной особенностью рассматриваемой разновидности зернистых фосфоритовых руд является их полиминеральность: наряду с фосфатными зернами присутствуют кварц, полевые шпаты, кальцит, халцедон и глинистое вещество, причем последние три компонента входят в состав цемента. Содержание  $P_2O_5$  в пластах колеблется от 4,29 до 22,3%. На месторождении Гулиоб оно составляет в среднем 10,9%, на Досманогы – 9,6%.

Обогатимость песчанистых фосфоритовых руд изучена в САИГИМСе. Испытаниями установлена возможность получения из руд, содержащих 10%  $P_2O_5$ , концентрата с содержанием  $P_2O_5$  26,2–27% при достаточно низких значениях вредных примесей. В основу обогащения был положен флотационный способ. Из концентрата в Институте химии АН УзССР получены двойной суперфосфат, аммонизированный суперфосфат, элементарный фосфор, экстракционная фосфорная кислота и жидкие удобрения.

Как правило, пласти рассмотриваемой разновидности фосфоритовых руд имеют краткое падение, что ограничивает возможности их отработки открытым способом.

Прогнозные ресурсы этих фосфоритов в Южном Узбекистане, подсчитанные по категории Р<sub>2</sub> по известным участкам Гулиоб и Досманогы до глубины 300 м, по падению пластов составляют 260 млн т руды или 25–30 млн т Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Такая оценка прогнозных ресурсов фосфоритов Южного Узбекистана представляется несколько заниженной, так как, по последним данным, имеются перспективы выявления сравнительно богатых Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и выдержаных фосфоритовых пластов.

**Желваковые фосфориты.** В отложениях палеогеновой системы желваковые фосфориты распространены достаточно широко. Они установлены в составе базальных слоев и горизонтов по всему разрезу и характеризуются устойчивой мощностью (0,1–0,3 м, реже до 0,7–1,0 м). Эти фосфориты представлены конкрециями размером 0,5–15 см и фосфатизированными ядрами пелеципод, ассоциирующими с глауконитом, кварцем и пиритом. Последний в зоне окисления замещается гетитом и гидрогетитом. Содержание Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в этих фосфоритах составляет 7–12% и редко достигает 15–20%.

**Гравийно-галечные фосфориты** в Кызылкумах и в низовьях р. Амудары известны в низах палеоценовых, нижне- и среднезоценовых отложений в виде пластов мощностью от 0,05 до 1,0 м, содержащих 5–12% Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Состоят они из галек фосфоритов и гравия размером от 0,8 до 10–25 см округлой, удлиненной и неправильной формы. Гравийно-галечный материал слабосцепментирован, находится преимущественно в песке.

Известные в республике проявления этих фосфоритов, также желваковых, из-за низкого содержания Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и малой мощности пластов в настоящее время признаны непромышленными.

В пределах Узбекской ССР намечается определенная закономерность в размещении охарактеризованных выше основных типов фосфоритовых руд и фосфоритов палеогенового возраста [4]. Желваковые фосфориты и мергелистые разности фосфоритовых руд распространены в центральной части республики, гравийно-галечные – в западной (на плато Устюрт и в Южном Приаралье), песчанистые фосфоритовые руды – на юге и востоке (в юго-западных отрогах Гиссарского хребта, в Сурхандарьинской впадине и Ферганской долине). Такое размещение фосфоритов объясняется трансгрессией палеогенового моря с запада на восток.

Отличительной чертой мезозойско-кайнозойских отложений является их высокая фосфоритоносность. Формирование этих отложений протекало в условиях многократного наступления платформенного морского бассейна. Фосфоритовые пласти мало-мощны, но, как правило, имеют повсеместное развитие.

Принадлежность Среднеазиатского фосфоритоносного бассейна к восточному окончанию Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции с уникальными месторождениями мел-палеогеновых зернистых фосфоритов Северной Африки и Ближнего Востока дает основание относить к перспективным по фосфоритоносности и другие отложения, помимо среднезоценовых. Так, в Центральных Кызылкумах перспективными для выявления зернистых и гравийно-галечных фосфоритов представляются отложения мела и палеоцена, с которыми связаны многочисленные, но слабо изученные фосфоритопроявления.

Таким образом, наиболее перспективными в Узбекистане являются мергелистые зернистые фосфоритовые руды Центрально-Кызылкумского фосфоритоносного района. Их выявленные прогнозные ресурсы могут удовлетворить потребности существующих и новых заводов Средней Азии,рабатывающих минеральные удобренния, на длительную перспективу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 23. Узбекская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972.. 718 с.
2. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1980. 247 с.

3. Покрышкин В.И., Бойко В.С., Ильяшенко В.Я. Закономерности размещения зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции и Средней Азии//Литология и полезные ископаемые. 1978. № 6. С. 102–119.
4. Шаякубов Т.Ш., Ильяшенко В.Я., Бойко В.С. и др. Палеогеновые фосфориты Узбекистана//Сов. геология. 1982. № 7. С. 3–12.
5. Шаякубов Т.Ш., Михайлов А.С., Бойко В.С. и др. Центрально-Кызылкумский фосфоритоносный район и его перспективы//Геол. методы поисков и разведки месторождений неметаллических полез. ископаемых: (Обзор). М.: ВИЭМС. 1983. 28 с.

УДК 553.64.06

Н.А. Красильникова

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Запасы фосфатных руд в нашей стране выросли за период с 1940 г. примерно в 15–16 раз. Увеличение запасов фосфатных руд шло параллельно с некоторым снижением их качества: так, среднее содержание  $P_2O_5$  снизилось на 2% с 1970 до 1980 г. и составило 12,2% в 1980 г.

Таким образом, выявлены и разведаны месторождения в основном низкокачественных руд (например, Ошурковское), некоторые новые месторождения (например, Чилисайское) обладают рудами, трудно и дорого обогатимыми. Требуется изменение структуры сырьевых ресурсов в сторону открытия крупных, высококачественных или технологичных залежей фосфоритов. Это обстоятельство требует выяснения геологических особенностей крупных месторождений и высококачественных руд.

Опубликовано значительное количество классификаций фосфоритовых месторождений. Наиболее удачную предложил в 1974 г. А.С. Соколов [12]. Эта классификация приведена в данной статье (табл. 1) с исключением апатитовых месторождений и выделением типа месторождений афанитовых фосфоритов, которые были включены А.С. Соколовым в микрозернистый тип. Основанием для отделения типа месторождений афанитовых фосфоритов от месторождений микрозернистых фосфоритов являются разные условия образования. Если в формировании микрозернистых фосфоритов существенна роль диагенетического перераспределения выпавшего фосфатного осадка, то в формировании афанитовых фосфоритов роль диагенеза как концентратора полезного компонента невелика, о чем свидетельствует структура и слоистая текстура этих пород.

Следовательно, генетическое обоснование выделения афанитового типа руды является вполне правомочным, а поскольку типы месторождений разделены в классификации по литологическим типам фосфоритов, доминирующих на месторождении, правомочно и выделение в качестве типа месторождений афанитовых фосфоритов.

Типы фосфоритовых месторождений осадочного происхождения давно выделяются по литологическим типам фосфоритов, имеющих на месторождении преобладающее развитие. В новейшей отечественной литературе такая классификация является общепринятой. Исключение составляет мнение Э.А. Еганова [3], который выделяет пластовый тип месторождений, не включая в него только желваковые. Такая классификация представляется нам неудачной, поскольку геологические характеристики месторождений, объединенных в "пластовый тип", а также химико-минералогический состав руд и их структурно-текстурные особенности, существенно различны.

### Основные характеристики месторождений.

**Размер месторождений.** Современная промышленность минеральных удобрений – производство, как правило, крупное,рабатывающее преимущественно высококонцентрированные фосфорные и комплексные фосфорсодержащие удобрения, для которого требуется значительное количество сырья. Для типового завода аммофоса или

Таблица 1

Классификация промышленных типов месторождений фосфоритов (по [12]  
с дополнениями автора)

Тип	Экзогенные			Группа Подгруппа Тип	
	Осадочные		Выветривания		
	Остаточный	Инфильтрационный			
Примеры месторождений и бассейнов					
Афанитовый	Окино-Хубсугульский бассейн, Алтас-Саянский	Белкинское Телекское			
Микрозернистый	Каратая, Фосфория, Джорджина, Юннаньский	Каратая (залежи богатых руд)			
Зернистый	бассейн Марокко, Алжиро-Тунисский, Ближневосточный, Флорида – формация Хаутори, Джерой-Сардаринское	Теннесси – "бурые фосфориты"	Флорида – "hard rock"		
Экзогенные Осадочные	Зернистый переотложенный	Флорида – "land pebble"			
	Желваковый	Егорьевское Вятско-Камское Актюбинский бассейн			
	Ракушечный	Кингисеппское Тоолсе			
Гуано	островные; пещерные		о. Рождества, о. Кюрасао  Карагблонг и другие месторождения Индонезии		
Метаморфогенные	Лаокай, Чулак-Тау, Хайчжуу, Симпунь	Мау-Кок			

двойного суперфосфата на амортизационный срок 50 лет требуется около 50 млн т  $P_2O_5$ .

Приведем пример расчета запасов месторождений, руда которых может быть использована для производства фосфоритной муки (желваковые и карстовые фосфориты): на базе Егорьевского месторождения вырабатывается 2 млн т фосфоритной муки в год с содержанием 20%  $P_2O_5$ , для чего требуется 6,2 млн т руды и, следовательно, на амортизационный срок 40 лет нужно не менее 250 млн т руды или 25–30 млн т  $P_2O_5$ .

Эксплуатируются месторождения и более мелкие, однако горнорудные предприятия, отрабатывающие мелкие месторождения, как правило, неэкономичны. По запасам  $P_2O_5$  месторождения фосфоритов классифицируются следующим образом: крупные – 50 млн т, средние – 20–50 млн т, мелкие – менее 20 млн т.

Условия разработки месторождения определяют в первую очередь его геологическое строение. Величина запасов зависит от площади развития полезного ископаемого и мощности пласта. На месторождениях с горизонтальным залеганием фосфоритов даже при небольшой мощности пласта запасы достигают значительных величин, в то время как в складчатых областях при крутых падениях мощные слои быстро погружаются на большие глубины и становятся недоступными для открытой разработки. Наличие разрывных нарушений, как правило, приводит к уменьшению запасов. В качестве яркого примера влияния дислоцированности на величину запасов может быть приведено Бурэнхансское фосфоритовое месторождение в МНР. Синклинальная структура его осложнена серией разрывных нарушений, разделяющих месторождение на 19 разобщенных участков выхода продуктивной фосфоритной пачки. В результате на одних участках фосфоритовая пачка залегает близ поверхности, на других быстро погружается на значительную глубину, что приводит к сильному сокращению запасов фосфоритовых руд, пригодных для открытой разработки. Недостаточно полная изученность структуры месторождения пока не позволяет оценить количество запасов, погруженных глубже 200–300 м. В центральной части Бурэнханского месторождения расположена интрузия сиенитов и нефелиновых сиенитов, внедрившаяся в сформированную в раннекембрийское время фосфоритоносную толщу. Площадь этой интрузии составляет около 60 км<sup>2</sup>. По расчетам А.А. Асипова, запасы фосфоритовых руд, ассиимилированные интрузией при внедрении, оцениваются в 50–60 млн т руды или 10–15 млн т  $P_2O_5$ , т.е. составляют 1/3 часть разведанных запасов (до глубины 200 м) на 13 участках месторождения.

В табл. 2 в схематической форме показаны основные структуры, к которым приурочены месторождения, и условия залегания в них продуктивной фосфоритной толщи.

Месторождения с афанитовыми фосфоритами характеризуются сильной дислоцированностью, причем складчатость сопровождается надвигами, сбросами, широким развитием внедрения магматических пород (Бурэнхансское, Харанурское месторождения).

Аналогичны структурно-тектонические особенности месторождений микрозернистых фосфоритов. Причем месторождения Карагауского бассейна и бассейна Фосфория характеризуются весьма близким характером дислоцированности – сильно нарушенное залегание толщи, узкие крутые складки, надвиги, наблюдающееся опрокинутое залегание.

Месторождения фосфоритов зернистого типа, как правило, характеризуются спокойным, горизонтальным залеганием пластов. Однако имеются и дислоцированные месторождения (Джебел-ОНк, Кнейфис и др.) [10].

Месторождения желвакового типа фосфоритов, приуроченные к платформенному чехлу, характеризуются спокойным, почти горизонтальным залеганием как продуктивной пачки, так и вмещающих пород.

Такие же условия залегания пород на месторождениях ракушечных фосфоритов, где пласти фосфоритов залегают почти горизонтально, имея весьма пологое погружение.

По геологическим условиям залегания фосфоритной толщи месторождения можно разделить на две группы. Первая группа месторождений характеризуется простыми условиями залегания. К ней относятся месторождения с субгоризонтальным залеганием и пологими складчатыми структурами. Остальные месторождения характеризуются

нарушенным залеганием и должны быть отнесены ко второй группе месторождений со сложными условиями залегания. Среди них известны месторождения: со складчато-разрывными нарушениями, с моноклинально крутым опрокинутым залеганием пород, с моноклинально крутым падением, усложненным разрывными дислокациями, со сложными складчато-разрывными структурами.

А.В. Казаков [6], вслед за ним Б.М. Гиммельфарб [4], Л.А. Русинов, Н.А. Красильникова [8] и другие исследователи делили фосфоритовые месторождения на геосинклинальные и платформенные. В основу этого деления было положено представление о разных условиях формирования в морских бассейнах. В начале 70-х годов эта концепция была подвергнута критике и высказаны предположения о приуроченности бассейна Фосфория [1] и Карагату [7] к платформенным областям.

Из табл. 2 видно, что месторождения афантитовых и микрозернистых фосфоритов сложно дислоцированы, расположены в пределах складчатых областей, в то время как месторождения других типов фосфоритов (зернистых, желваковых, ракушечных) расположены на платформах и характеризуются простыми, не нарушенными условиями залегания. Исключение составляют некоторые месторождения зернистых фосфоритов (Джебел-ОНК, Кнейфис, Восточное), расположенные в районах внутриплатформенной складчатости.

Генетическая сущность структурно-тектонической приуроченности к складчатым и платформенным областям разных литогенетических типов фосфоритов пока не может быть достаточно убедительно объяснена. В связи со сказанным следует согласиться с тем, что тектонический принцип в основе генетической классификации не всегда можно применить ввиду неясности тектонической принадлежности тех или иных районов и, следовательно, тектоническая классификация месторождений довольно условна.

А.С. Соколов, считая, что "геотектонические условия формирования многих фосфоритовых месторождений неясны или определены только в самых общих чертах" [12], тектонический принцип в классификации месторождений не учитывал. Вместе с тем нельзя не учитывать тот факт, что месторождения фосфоритов различаются в структурно-тектоническом отношении, что чрезвычайно важно при поисках новых месторождений, а также при оценке их перспектив.

**Качество фосфоритного сырья.** Деление фосфоритов по качеству принято проводить по содержанию в них  $P_2O_5$ . Выделяются четыре группы фосфоритов и, кроме того, группа фосфатсодержащих пород ( $P_2O_5$ , %): I – очень богатые ( $> 35$ ), II – богатые (28–35), III – среднего качества (18–28), IV – бедные (12–18), V – фосфатсодержащая порода ( $< 12$ ) [8].

К первой группе относятся фосфориты, содержание примесей в которых небольшое и их качество определит пригодность для всех видов переработки без обогащения. Во вторую группу помещены тоже богатые фосфориты, нижняя граница которых установлена и связана с тем, что такого качества фосфориты пригодны для технологической переработки, но только при определенном содержании вредных примесей (карбонаты, минералы железа). III – фосфориты, содержание 18–28%  $P_2O_5$ , имеют нижнюю границу содержания  $P_2O_5$ , округленно равную содержанию в породе 50%-ного фосфатного минерала. В фосфоритах этой группы в качестве примесей присутствуют карбонатные и кремнистые минералы. Такого качества фосфориты требуют обогащения, а фосфориты желвакового типа можно использовать для фосфоритной муки.

Трудности обогащения микрозернистых фосфоритов связаны с тонкой дисперсностью минералов примесей и фосфата, переплетением этих минеральных ассоциаций, а также с особенностями минералов (кремнистые минералы, кальцит, доломит).

Афантитовые руды Харанурского, Ухагольского, Бурэнхансского, Хубсугульского месторождений характеризуются структурно-текстурными особенностями, которые позволяют более успешно применять в голове обогатительного процесса суспензионное (гравитационное) обогащение. В результате из кремнисто-карбонатной руды, содержащей 18%  $P_2O_5$ , можно получить концентрат с 28–29%  $P_2O_5$ , при извлечении 70%  $P_2O_5$ . Минеральный и химический состав такой руды очень близок к кремнисто-карбонатным

Таблица 2

## Структурно-тектонические особенности главнейших фосфоритовых месторождений

Тип месторождения	Месторождение	Условия залегания продуктивного пласта	Структурно-тектоническое строение	Геологическая формация
Афанитовый	Бурэнханское	Окино-Хубсугульский бассейн Складчато-разрывные структуры, падение 70–80°	Складчато-глыбовая. Пострудная складчатость	Кремнисто-карбонатная
	Хубсугульское Харанурское			
Микрозернистый	Джанатас	Каратаяуский бассейн Моноклинальное, падение 40–70°, разрывные нарушения	То же	То же
		Моноклинальное, падение 70–80°, опрокинутое залегание	"	"
	Аксай	Моноклинальное, падение 35–40°	То же	То же
		Фосфория	"	"
		Сильное нарушенное залегание, крупные надвиги		
Зернистый	Коксу	Алжиро-Тунисский бассейн Падение 15–50°	Дислоцированный платформенный чехол	Терригенно-карбонатная
	Джебел-Оник	Египетский бассейн Субгоризонтальное залегание, падение 2°	Платформенный чехол, пологий склон синеклизы	То же
		Восточно-Средиземноморский бассейн Падение 1–10°	Внутриплатформенная складчатая зона, антиклиналь	То же
Желваковый	Абу-Тартур	Восточное	Пологие синклинальные структуры платформенного чехла	Глауконитово-терригенная
	Вятско-Камское	Субгоризонтальное залегание, падение 1–2°		
Ракушечный	Егорьевское	Егорьевское	Прибалтийский бассейн Субгоризонтальное залегание, падение 1–2°	Пологие структуры платформенного чехла
		Кингисеппское		То же
	Тоолсе			
Метаморфоген-ный	Чулактау	Каратаяуский бассейн Моноклинальное, падение 85–90°	Складчато-глыбовая, контакт с гранитной интрузией	Кремнисто-карбонатная
	Лаокай	Сложнодислоцированное залегание, падение 60–85°	Складчато-глыбовая, интрузии гранитов и гранодиоритов вблизи продуктивной толщи	То же

рудам Карагату, но технологические свойства значительно лучше за счет тонкослоистой текстуры породы.

Эффективнее других типов руд обогащаются ракушечные фосфориты Прибалтики: из бедной 6–7%-ной руды получают в промышленных условиях флотационный концентрат, содержащий 28%  $P_2O_5$  при извлечении 70%.

В табл. 3 с использованием данных и методики В.З. Блисковского сделана попытка классифицировать фосфоритные руды по их обогатимости. При этом учтена эффективность разделения руд, представляющая собой разность между извлечением в концентрат полезного компонента и минералов примесей. Для оценки обогатимости, кроме этого показателя, учтена удельная стоимость обогащения (руб/т  $P_2O_5$ ). Эти два показателя формируются под влиянием минерало-петрографических особенностей руд.

Таким образом, анализ промышленных месторождений по количеству запасов, условиям залегания, технологическим свойствам руд показывает, что оптимальными являются месторождения зернистых фосфоритов (высокое качество руд и хорошая обогатимость) с простыми условиями залегания. К ним относятся месторождения Аравийско-Африканской провинции и провинции Восточно-Американской береговой равнины (Северная Америка). Но, конечно, в пределах этих провинций и среди этого типа месторождений далеко не все месторождения отвечают всем высоким требованиям.

Какие же генетические условия приводят к образованию промышленных месторождений, обладающих высоким качеством руд и большими запасами?

Фосфориты – продукт литогенеза морских осадков. Фосфориты промышленных месторождений прошли несколько стадий литогенеза, главнейшими из которых являются: 1) осаждение фосфора – стадия седиментации; 2) диагенез фосфатсодержащих осадков; 3) перемыв и переотложение осадков; 4) катагенез; 5) метаморфизм.

В стадию седиментогенеза происходит массовое осаждение фосфатов, что ведет к образованию значительных скоплений слабораскристаллизованных фосфатных минералов. Для образования слоев богатых фосфоритов необходимым условием является ограниченный привнос обломочного материала, а также отсутствие массового осаждения карбонатов.

В диагенетическую стадию происходит перераспределение фосфатного минерала в илах с образованием микроконкреций, конкреций, слойков и линз. Широкое развитие процессов конкрециообразования приводит к обособлению фосфата.

Механизм осаждения фосфата является наиболее важным и наиболее неясным фактором в генезисе фосфоритов. Прогресс в изучении этого вопроса был достигнут в последние времена в Институте океанологии АН СССР [2].

Однако просто применение принципа актуализма не приемлемо для объяснения образования фосфоритов и их месторождений. По-видимому, фосфоритонакопление могло происходить различными способами и в геологическом прошлом существовали периоды, несравненно более благоприятные для фосфоритообразования, чем в настоящее время, о чем свидетельствуют крупнейшие месторождения кембрия, перми, мела, палеогена. Из этого следует, что для образования крупных месторождений древних фосфоритов были важны не только механизм осаждения, аналогичный современному, но и другие процессы и условия, которые в должной мере не познаны. Наличие разнообразных литологических типов фосфоритов убедительно показывает, что единого, неизменного в истории геологического развития Земли процесса образования фосфоритов не могло быть.

Многократные донные перемывы отложившихся осадков обусловливают вымывание примесей и сгруживание микроконкреций, конкреций, слойков в фосфоритные пласты и тем самым концентрацию фосфатного минерала. Микрозернистые, зернистые, желваковые фосфориты формировались в близких условиях, различающихся разной интенсивностью образования конкреций и последующим перемывом, переотложением и их сгруживанием. Благоприятным условием для накопления залежей богатых руд является циклическое развитие бассейна седиментации с чередованием погружений и поднятий, что позволяет осадкам возвращаться в зону перемыва [3].

Таблица 3

Обогатимость и технологичность фосфоритовых руд (по данным В.З. Блисковского, 1983 г.)

Обогатимость руд	Месторождение	Тип	$P_2O_5$ , %		Эффективность разделения $\Delta$ , %	Стоимость обогащения, руб/т $P_2O_5$	Стоимость в ЭФК, руб.
			Руда	Концентрат			
<b>Отечественные месторождения</b>							
Легкообогатимые	Хибинские	Апатито-нефелиновый	15,2	39,4	87	18	176
Удовлетворительно обогатимые	Кингисеппское Каратай	Ракушечный Микрозернистый (богатая руда)	7,5–0,5 28,0	28 —	64–68,5 —	55 —	243–268 225
Труднообогатимые	Джерой-Сардаринское Чиллесайское Каратай	Зернистый Желваковый Микрозернистый (рядовая руда)	22 10,0 24,5	29 24 —	60 54–59 —	76 —	314 300
Очень труднообогатимые	Егорьевское	Желваковый	11,0–12,5	27	32–32	54–71,5	327–340
<b>Зарубежные месторождения</b>							
Легкообогатимые	Флорида (США) Хурибга (Марокко) Джебел-ОНк (Алжир)	Зернистый “ “ ”	10–18 25 20 20	32–36 32–34 35 35		Нет данных То же ” ”	
Удовлетворительно обогатимые	Бурэнханское (МНР) Фосфория (США)	Афанитовый Микрозернистый	18 24	28,9 28–32			..

При интенсивном гидродинамическом перемыве за счет механического дробления образуются брекчевые и конгломератовые текстуры. При этом разные типы фосфоритов, прошедшие стадии седиментации и диагенеза, могут дать различные по качеству образования: особо выделяются богатые галечниковые фосфориты, образовавшиеся за счет разрушения и переотложения зернистых фосфоритов. Афанитовые фосфориты чаще образуют более бедные текстурные разновидности в виде брекчий.

Значительные изменения претерпевают фосфориты в катагенезе и метаморфизме. Уплотнение, цементация осадочного материала, перераспределение минералов и их образование приводят к изменению структурно-текстурных особенностей породы и ее минерального состава, что в свою очередь определяет технологические свойства руды.

К сожалению, процессы, связанные с этими изменениями фосфоритов, изучены мало и на ограниченном материале. Более подробно изучены метаморфогенные фосфориты [10, 13]. В последнее время В.З. Блисковским [15] при рассмотрении вопроса об изоморфизме апатита высказано и довольно веско обосновано предположение о том, что карбонатные группы из структуры фосфатного минерала исчезают в стадии катагенеза и метаморфизма, а Н.А. Красильникова [16] предполагала образование при этом флюорита.

В гипергенную стадию преобразования в результате разрушения, растворения и выноса минералов примесей происходит вторичное обогащение фосфоритов с образова-

нием остаточных и остаточно-инфилтратионных фосфоритов. На многих месторождениях наблюдается естественное обогащение фосфоритов в поверхностных условиях за счет выноса карбонатов и кремнистых минералов, что приводит к образованию богатых фосфоритных руд. Это явление особенно ярко проявлено на месторождении May-Kok во Вьетнаме, на котором в поверхностной зоне руды содержат 39–40%  $P_2O_5$ , в то время как ниже уровня подземных вод – 23–24%  $P_2O_5$ . На юге Сибири на выходах фосфоритоносных карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений формировались залежи вторичных фосфоритов, являющихся образованием коры выветривания. На ряде месторождений залежи таких фосфоритов представляют промышленный интерес.

Катагенетические изменения фосфоритов при прочих равных условиях, очевидно, будут интенсивнее на тех месторождениях, которые интенсивно дислоцированы. Наблюдения показывают, что и процессы гипергенеза более интенсивно происходят в трещиноватых породах, в толщах, испытавших складкообразование.

Интересные наблюдения провела Р.К. Пауль в карьере месторождений Аксай [9]. Исследуя вопрос о прогнозировании качества добываемой руды в относительно глубоких горизонтах (горизонт + 600 м), она получила данные о резкой изменчивости фосфоритного пласта мощностью 15–18 м. Пестрая картина распределения карбонатов, кремнезема и фосфата не подчиняется закономерной фациальной изменчивости, и ожидаемого повсеместного уменьшения карбонатности в поверхностной зоне не наблюдается. Сложность и пестрота изменчивости обусловлены, по мнению Р.К. Пауль, тектоническими процессами. Денудация и развитие коры выветривания фосфоритоносных пород и фосфоритов в добавление к вертикальным перемещениям обусловили сложное распределение типов фосфоритов и изменчивость их качества.

Таким образом, в разных геологических условиях формирование фосфоритовых месторождений происходит своим путем. Палеотектонические и палеофациальные условия определяют размер бассейна, размещение в его пределах месторождений, их состав, степень диагенетических преобразований материала. Последующие этапы развития бассейна, связанные с тектономагматической деятельностью, определяют условия залегания, глубину эрозионного среза, степень развития катагенетических, метаморфических и гипергенных процессов, по-разному влияющих на качество руд и их технологические свойства. Эти процессы по своей интенсивности и направленности различны для разных структурно-тектонических областей.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 110 с.
2. Батурина Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 231 с.
3. Еланов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 135 с.
4. Гиммелльфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1955. 307 с.
5. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М.: Недра, 1969. 160 с.
6. Казаков А.В. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов // Геологические исследования агрономических руд СССР М.; Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. С. 100–119.
7. Королев В.Г., Джумалиев Т., Кисилев В.В. и др. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 62–70.
8. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г., Шмелькова Ю.Ф. Закономерности геологического размещения фосфоритных месторождений и геологические предпосылки их поисков // Научные основы прогноза и поисков фосфоритов: Тр. ГИГХС; Вып. 31. М.: 1975. С. 34–59.
9. Минилюк И.А., Пауль Р.К., Макеева Л.И. Стабилизация качества фосфоритов при подземной разработке месторождений Аксай // Тр. ГИГХС. 1975. Вып. 36. С. 97–102.
10. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Наука, 1981. 207 с.
11. Сахаров М.С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья // Геология горнохимического сырья. М.: Госхимиздат, 1955. С. 146–180.

12. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 108–129.
13. Шмелькова Ю.Ф. Основные условия образования фосфоритовых месторождений в коре выветривания и предпосылки для их поисков // Тр. ВНИИГГИМС, 1968. Вып. 69. С. 90–96.
14. Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.
15. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
16. Красильникова Н.А. О флюорите в фосфоритах // Литология и полезные ископаемые. 1963. № 3. С. 141–144.

УДК 553.64.06:551.73

В.Н. Холодов

## ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ

В последнее время в области фосфатной геологии возникло и укоренилось представление об образовании месторождений фосфоритов по модели А.В. Казакова [27, 28], существенно модернизированной Г.Н. Батуриным [4, 5].

В качестве главных условий фосфоритообразования принимаются тесная пространственная связь фосфоритовых отложений с океанами, интенсивная деятельность сгонных течений, приводящих к возникновению апвеллингов — глубинных противотечений, выносящих из глубин океана на его шельф значительные массы растворенных фосфатов, широкое распространение в прибрежных частях водоемов и в первую очередь в области разгрузки глубинных вод плаントон и других организмов-концентраторов, массовое биохимическое накопление фосфора и сопутствующие ему компонентов в придонных илах, наконец, диагенетическое перераспределение и концентрация в мелководных морских и океанических илах желваковых фосфоритов.

Как показал Г.Н. Батурин на примере современных осадков Юго-Западной Африки и Перу—Чили, с желваковыми фосфоритами обычно ассоциируют глубулы глауконита и пирита, нередко сменяющиеся глауконитовыми песками, диатомово-кремнистые илы, существенно обогащенные органическим веществом, и фосфатизированные карбонатные, нередко ожелезненные отложения [5].

По ассоциации формирующихся пород и концентрации  $P_2O_5$  современные океанские фосфориты шельфов ближе всего стоят к месторождениям фосфоритов платформенного типа — к тем скоплениям фосфоритовых желваков, которые были многократно описаны в юрских и меловых отложениях Русской платформы, Западной Европы, Австралии, Сибирской платформы, а также в девонских отложениях Северной Америки и кембрийских — Скандинавии [28, 39, 64].

Следует подчеркнуть, что, несмотря на довольно широкий стратиграфический диапазон распространения желваковых фосфоритов, основная их масса несомненно сформировалась в мезозойско-кайнозойское время, что неоднократно отмечалось в литературе [16, 34, 45 и др.].

В отличие от желваковых фосфоритов линзовидно-пластовые геосинклинальные фосфориты обычно ассоциируют с доломитами, железомарганцевыми рудопроявлениями, реже — с джеспиллитами, черными ванадиеносными фтанитами и кремнями, тиллитами и тиллитоподобными породами [10, 57]. В последнее время усиленно обсуждалась генетическая связь пластовых фосфоритов с карбонатно-кремниевыми биогермами [8, 13, 19, 73, 87, 88, 92 и др.], а также красноцветными и соленосными отложениями [32, 80]. Особый интерес представляет обнаруженное недавно в Хубсугульско-Боксонском регионе (МНР—СССР) сонахождение пластовых фосфоритов и бокситов или бокситоносных пород [24, 36, 44].

Характерно также, что основная масса пластовых геосинклинальных фосфоритов в разных регионах мира оказывается связанный с палеозойскими отложениями или несомненно тяготеет к наиболее древней части стратиграфического разреза [34, 64].

Естественно возникает вопрос: можно ли распространять актуалистические представления о генезисе современных фосфатных скоплений на древние залежи пластовых фосфоритов или формирование последних протекало в существенно иных обстановках, под действием совершенно других факторов рудогенеза?

Прежде чем однозначно ответить на этот вопрос, необходимо подробнее рассмотреть ряд особенностей палеозойского геосинклинального фосфатонакопления.

В первую очередь необходимо подчеркнуть, что еще А.В. Казаков показал, что между петрографическими типами платформенных фосфоритов и содержанием в них  $P_2O_5$ , существует довольно ярко выраженная связь [28].

Петрографический тип	Характеристика фосфоритов			
	$P_2O_5$ , %	Нерастворимый осадок, %		Вмещающие породы
<b>Желваковые (конкремионные)</b>	$P_2O_5$ , %	Нерастворимый осадок, %		Вмещающие породы
	песчанистые	14–18	50–30	Пески
	глауконитовые (переходные)	18–24	24–28	Глауконит-глинистые пески
<b>Глинистые</b>	30–34	2		Тонкие глинистые сланцы (для коренных фосфоритов)
				Опоки, бурье железняки, тонкие зеленоватые глины
			до 2	
<b>Пластовые (Вольско-Хоперские)</b>	30–36			

Очевидно, что желваковые фосфориты на платформах всегда несколько обеднены фосфором по сравнению с пластовыми.

Любопытно, что та же закономерность довольно четко устанавливается в геосинклиналях. Действительно, в пермском фосфоритоносном бассейне Скалистых гор (США) пластовые фосфориты районов Портнео–Джорджтаун отличаются большой мощностью и высоким качеством, причем содержание  $P_2O_5$  здесь обычно колеблется от 28 до 36%. К востоку от этого района, в заливах Лендер и Юнита мощности фосфатных слоев быстро уменьшаются, среди них появляются многочисленные желваки, ассоциирующие с глауконитовыми песками и раковинами лингул, а содержание  $P_2O_5$  падает до 16 или 22% [39].

Можно, по-видимому, утверждать, что отложение пластовых залежей происходит в условиях усиленного концентрирования фосфора, тогда как формирование желваковых разностей отражает дефицит этого элемента в водах морей.

Весьма характерны структурные особенности пластовых фосфоритов. На примере Карагауского фосфоритоносного бассейна многими исследователями было показано, что минимальными размерными частицами, слагающими пластовые фосфориты, являются пеллеты<sup>1</sup> (рис. 1, А). Высокая степень сферичности и хорошая отсортированность этих образований позволила А.И. Смирнову и А.М. Тушиной [46], а также А.И. Смирнову [45] рассматривать их как типичные микроконкреции, хотя часть из них может, по-видимому, представлять собой обломочные зерна, возникшие за счет разрушения пелитоморфного фосфата, или сгустки коллоидного фосфата, образовавшегося в процессе хемогенного выпадения  $P_2O_5$  или его переотложения. Пеллеты нередко оказываются окружены тонкой фосфатной оолитовой оторочкой (рис. 1, Б), а иногда оказываются раздробленными, причем механическая деформация обычно охватывает как само зерно, так и оолитовую корку.

<sup>1</sup> Как правильно подчеркнул Г.И. Бушинский [11], термином "pellets" принято называть мелкие округлые фосфатные, глинистые или карбонатные образования вне зависимости от их происхождения.



Рис. 1. Типы структур фосфатных частиц пластовых фосфоритов Карагату

1 – пеллитоморфный фосфат; 2 – радиально-лучистый фосфат

Наряду с пеллетами в строении пластовых фосфоритов заметную роль играют фосфатные оолиты; они отличаются различной сохранностью и разной степенью совершенства, но нередко здесь можно встретить и сложные образования, в которых многое совместно отложенных фосфатных оолитов обворачиваются общей фосфатной оолитовой оторочкой (рис. 1, В, Г).

На отдельных участках, чаще всего в основании или вблизи от кровли фосфатного пласта, в нем наблюдаются остроугольные обломки оолитового или пеллитоморфного фосфорита (рис. 1, Д, Ж); последние довольно часто, в свою очередь, оказываются обернуты оолитовыми оторочками (рис. 1, Е, З).

В целом образование фосфатных оолитовых оторочек всегда следует вслед за дроблением фосфоритов и формированием обломков. Более того, довольно равномерное нарастание фосфатных "инкрустаций" со всех сторон фосфатного обломка позволяет думать, что этот процесс осуществлялся не в илах палеоводоема, а непосредственно в гидродинамически активной водной среде. Такое объяснение, с одной стороны, совпадает с тем, что известно об условиях образования современных карбонатных оолитов [21, 69, 76, 86 и др.], а с другой – отвечает сложной гидродинамической обстановке, в которой образовались пластовые фосфориты.

Действительно, тонкая слоистость, часто прослеживающаяся в пластовых фосфоритах Карагату и сопровождающаяся изменением состава цемента, многими исследователями рассматривалась как следствие резкого изменения обстановки осадконакопления [51, 55, 66]; в работе А.И. Смирнова [45] было показано, что на месторождении Коксу в десятиметровой толще фосфоритов зафиксировано 248 перемывов, а общее число размывов во всей фосфоритоносной толще Карагату превышает 1000.

Не вызывает сомнения то обстоятельство, что возникновение фосфатных оолитов и оолитовых оторочек в пластовых фосфоритах генетически связано с процессами взламывания, размыва и переотложения фосфатного материала на дне палеоводоемов и, следовательно, оолитообразование можно рассматривать как подтверждение хемогенного выпадения  $P_2O_5$  из морской воды.

Косвенным подтверждением того, что воды палеозойских морей были в отличие от современных океанов пересыщены фосфором, является преимущественная приуроченность именно к палеозойским толщам морских организмов, имеющих фосфат содержащие скелеты [68]. К их числу, по данным Х.А. Лоуэнстама [82], принадлежат брахиоподы родов *Obolus* и *Lingula*, некоторые кишечнополостные полипы, конодонты и разнообразные проблематики; их исключительный расцвет в палеозойских морях был, по-видимому, обусловлен поступлением в них избыточного фосфора.

Другая особенность палеозойского фосфатонакопления заключается в том, что оно начинается с планетарной эпохи: в вендско-кембрийское время почти все континенты

Земли стали ареной усиленного накопления фосфоритов и парагенетически связанных с ними осадочных полезных ископаемых — черных ванадиеносных сланцев и фтанитов с концентрацией V, Cr, Co, Ni и других редких металлов, железных и марганцевых руд, доломитов, реже — бокситов и эвапоритов.

Центром осадочного рудогенеза в венде–кембрии бесспорно являлась Евразия, меньшее распространение описанная ассоциация пород и руд имела в Австралии и Африке, а в пределах Северной и Южной Америки формирование осадочных рудных скоплений, по-видимому, постепенно затухало, хотя отдельные составляющие той же ассоциации здесь фиксируются довольно определенно.

Впервые существование планетарной эпохи фосфоритообразования в раннем палеозое отметили М.Н. Альтгаузен и А.Л. Яншин [67]; позднее ее конкретные проявления в пределах Евразии и других континентов были исследованы в работах В.Н. Холодова [57–62].

Основой для анализа закономерностей распределения фосфоритов и других рудных скоплений Евразии может служить палеометаллогеническая карта (рис. 2). Она составлена на основе материалов В.М. Синицына, Г.И. Бушинского, Б.М. Келлера, В.Г. Королева, М.А. Семихатова, Н.М. Чумакова, А.А. Иванова, Ю.Ф. Левицкого, И. Стеклина, С.Г. Анкиновича и данных автора.

Следует иметь в виду, что приведенный макет имеет один недостаток: он не учитывает относительного перемещения кембрийских континентов, которое, по представлениям глобальной тектоники, существенно меняло как облик самого Евразийского материка, так и конфигурацию отдельных осадочных бассейнов, разделяющих участки суши [23, 63, 71, 75 и др.]. Однако в фиксистском варианте он дает ясное представление об относительном со временем положении осадочных месторождений и накоплений и позволяет точно нанести на схему значительное количество мелких рудоизъявлений и рудных точек, что несомненно исключалось бы в случае реконструкций с учетом континентального дрейфа.

При рассмотрении карты (см. рис. 2) хорошо видно, что в осадочных кембрийских толщах Евразии выделяются четыре крупные рудные провинции.

В Западном Тянь-Шане и Южном Казахстане располагается первая группа месторождений, среди которых резко выделяется бассейн пластовых фосфоритов в Малом Карагату, крупные скопления ванадиеносных сланцев хребтов Большого Карагату, Джебаглы и Сарыджас и железорудные месторождения хр. Джетымтау.

Карагатуский фосфоритоносный бассейн связан с осадочными толщами нижнего кембрия; здесь, к северо-западу от г. Джамбула, на площади 3000–3500 км<sup>2</sup> расположены пять крупных месторождений и около 40 рудоизъявлений пластовых фосфоритов. Фосфоритоносная толща месторождений Чулактау, Аксай, Коксу, Кок-Джон и Джанытас колеблется в мощности от 50 до 120 м и слагается пластовыми пеллетовыми и оолитовыми фосфоритами, спонголитовыми кремнистыми породами, фтанитами, глинистыми сланцами, а также железомарганцевыми строматолитами и доломитами. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в рудах варьирует от 26 до 32%; промышленные запасы, по данным Б.М. Гиммельфарба [15], превышают 1 млрд т. Палеогеографические запасы, согласно расчетам Г.И. Бушинского [10], достигают величины 1,1 · 10<sup>11</sup> т P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

Ванадиеносные фтаниты и сланцы Большого Карагату, Джебаглинских гор и Сарыджаса принадлежат к более глубоководной фации того же палеоводоема; мощность рудоносных толщ здесь достигает 200–280 м, представлены они тонким и ритмичным чередованием глинистых, карбонатных и углеродистых фтанитов, содержащих повышенные количества ванадия, хрома, свинца, серебра, молибдена, рения, бария и стронция [3, 58].

Железные руды района Джетымтау пространственно тесно связаны с вендско-кембрийскими тиллитоподобными породами и представлены линзовидными залежами тонкослоистых магнетит-гематитовых скоплений, чередующихся с прослойями песчаников и алевролитов с хлорит-гематит-магнетитовым цементом [17, 33, 43].

В пределах этой провинции выделяется множество субсинхронных мелких рудо-

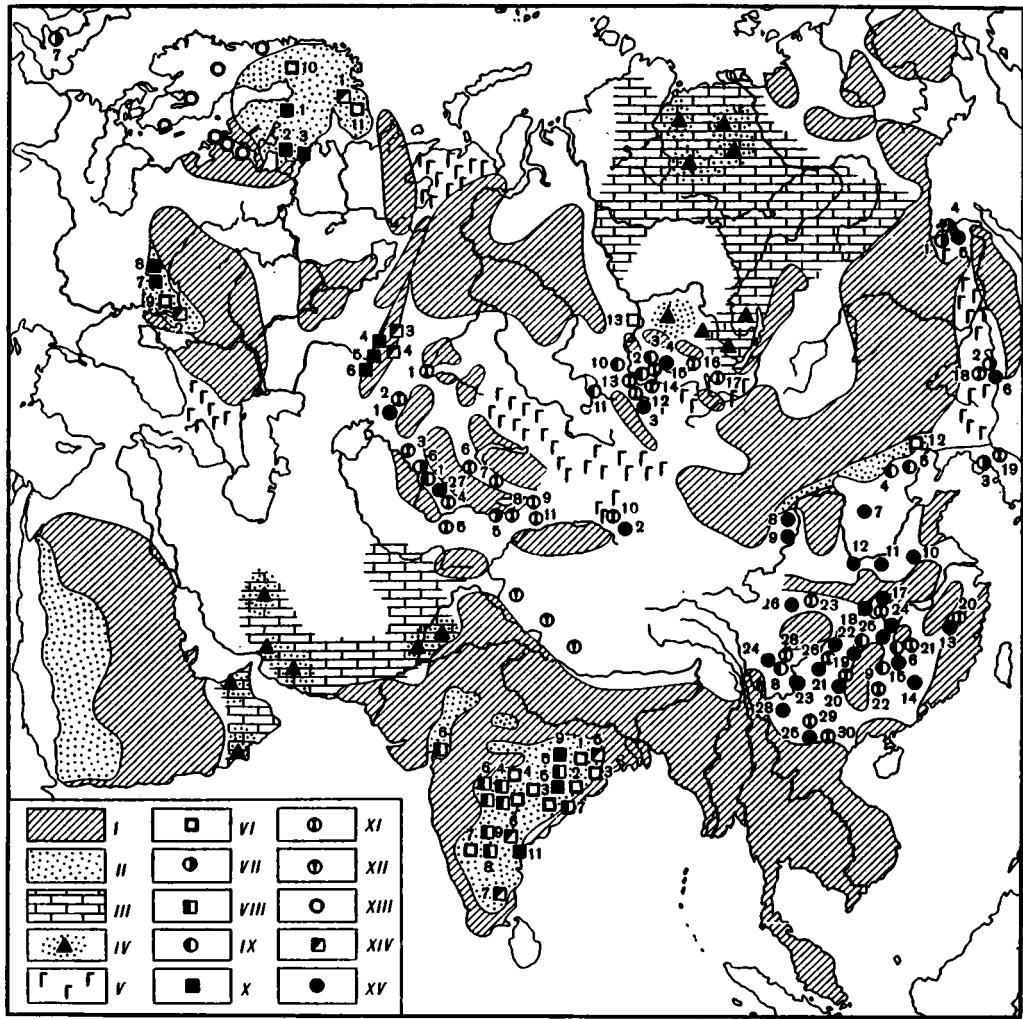


Рис. 2. Палеометаллогеническая схема строения Евразии в вендско-кембрийское время [58]

I-II – донедская суша: I – ныне перекрытая толщей более молодых отложений, II – выведенная на поверхность процессами эрозии; III – доломитовые осадки вендско-кембрийских морей; IV – соли, гипсы, гипсонасные мергели в красноцветных песчаниках; V – районы вулканической деятельности; VI – железорудные месторождения докембия (1 – Сингбхум, 2 – Кеонджар, 3 – Гурумакхиси, 4 – Джабалпур, 5 – Чанда, 6 – Драг, 7 – Кадур, 8 – Бастар, 9 – Кривой Рог, 10 – Кирунавара и др., 11 – Имандра-Варзуга и Воронья, 12 – Ляонин, 13 – Енисейский кряж); VII – железорудные месторождения вендско-кембрийского палеоводоема (1 – Удско-Селемджинское междуречье, 2 – Ханкайский район, 3 – Северная Корея, 4 – Хуабей, 5 – Джетымтау, 6 – Малый Карагат, 7 – Каронвашир); VIII – марганцеворудные месторождения докембия (гондиты: 1 – Чиндвара, 2 – Нагпур, 3 – Бандара, 4 – Балагат, 5 – Гангпур, 6 – Чота Удейпур-Панч-Махал; коудриты: 7 – Визакхапатнам, 8 – Кадур, 9 – Сантур); IX – марганцеворудные месторождения венда-кембия (1 – Малый Карагат, 2 – Усинское, 3 – Сейба, 4 – Удско-Селемджинское междуречье, 5 – Вафанзы, 6 – Чайное, 7 – северо-западный склон Цзяннаня, 8 – Юннань, 9 – Сяньтань, 10 – Мазульское, 11 – Дурновское); X – ванадиеносные титаномагнетиты докембия (1 – Отанмеки, 2 – Взимеки, 3 – Пуджгорское, 4 – Кусинское, 5 – Копанское, 6 – Маткальское, 7 – Коростеньское, 8 – Миргородское, 9 – Сингбхум, 10 – Дублабер, 11 – Неллор); XI – ванадиеносные углеродисто-кремнистые фтаниты – сланцы (1 – Джаркайнагач, 2 – Улутау, 3 – Баласаукандык, 4 – Джебаглинские горы, 5 – Южная Фергана, 6 – Бетпак-Дала, 7 – Кендык-Тас, 8 – Джетымтау, 9 – Сарыджаз, 10 – Курук-Таг, 12 – Белкинское, 13 – Белая Уса, 14 – Тамалык, 15 – Сейба, 16 – Восточный Саян, 17 – Хубсугул, 18 – Ханвайский район, 19 – Северная Корея, 20 – северо-восток Нанчжун, 21 – Северная Цзянси, 22 – юго-восток Цзяннаня, 23 – северная часть Сычуаня, 24 – поднятие Хуанлин, 25 – северный склон Цзяннаня, 26 – Гуйджоу, 27 – западный склон Цзяннаня, 28 – провинция Юнань, 29 – район Лаокай, 30 – Май-Кок); XII – черные кремнисто-глини-

проявлений фосфоритов, ванадиеносных фтанитов и сланцев, а также железных и марганцевых руд; характерна также слабая дифференциация рудного материала, в результате которой фтаниты и железомарганцевые руды содержат повышенные количества  $P_2O_5$  в виде конкреций и микростяжений, а среди пластовых фосфоритов встречаются пластины и линзы ванадиеносных сланцев [58].

Вторая рудная провинция находится в пределах Алтая, Саян и Монгольской Народной Республики. В ней сосредоточены месторождения пластовых фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, многочисленные мелкие рудопроявления фосфоритов и ванадиеносных черных сланцев, а также крупные месторождения марганцевых руд.

Хубсугульский фосфоритоносный бассейн занимает площадь около 25000 км<sup>2</sup>, он пространственно связан с областью развития верхнерифейско-кембрийских отложений, представленных карбонатно-терригенными породами. На территории бассейна известны семь крупных месторождений пластовых фосфоритов (Хубсугульское, Ухагольское, Уленин-Даба, Манхан-Ула, Бэрхиму-Ула, Цаган-Нур, Хогоргайн) и множество мелких рудопроявлений. Пластовые фосфориты приурочены к карбонатной хубсугульской серии кембрийского возраста; в разрезе преобладают афанитовые и пеллетовые разности, содержащие 20–22%  $P_2O_5$ . Промышленные запасы всего бассейна А.В. Ильин оценивает величиной  $1 \cdot 10^{13}$  т фосфоритов, тогда как палеогеографические запасы превышают  $2-3 \cdot 10^{11}$  т фосфорита [24]. В тесной парагенетической связи с фосфоритами Хубсугула встречаются бокситоносные породы, железомарганцевые рудопроявления и редкие линзы черных ванадиеносных кремней.

Много более мелких рудопроявлений фосфоритов известно в пределах Алтая-Саянского региона; они приурочены к двум различным стратиграфическим уровням. Месторождения Тамалык и Белая Уса залегают среди нижнекембрийских отложений, а месторождения Горной Шории и Сейбы (Белка, Мрасское, Конзасское и др.) связаны с вендско-рифейскими толщами.

Для районов Алтая и Саян очень характерны месторождения марганцевых руд раннекембрийского возраста – Усинское, Мазульское, Дурновское, Мало-Урюпинское, Янгельское, Ильинское и др. [38]. В большинстве случаев это родохрозитовые или хлорит-родохрозитовые скопления, содержащие линзовидные скопления фосфоритов, приуроченные к отложениям нижнего кембрия и тесно связанные с ванадиеносными черными кремнистыми сланцами и вулканогенно-осадочными породами.

Обращает на себя внимание сложная связь этих рудных скоплений с вулканитами. Последние по составу сильно варьируют от диабазов, диабазовых порфиров, а также кварцевых кератофиров и альбитофоров до базальтоидов, яшм и различных туфогенных образований. Местами наблюдается пространственная разобщенность оруднения и продуктов вулканической деятельности. Одни исследователи считают эти скопления марганца типично осадочными [6 и др.], другие – эфузивно-осадочными [47, 50].

Третья рудная провинция Евразии захватывает районы Приморья; она характеризуется развитием железных руд типа джессипиллитов, железомарганцевых кремнистых руд и пластовых фосфоритов.

Марганцевые и железомарганцевые руды пользуются здесь также очень широким

←  
стые сланцы (район рек Спити-Парахио); XIII – черные квасцовидные сланцы кольма; XIV – апатитовые рудопроявления докембрия (1 – Гремяха-Вырмес, 2 – Криворожье, 3 – Кусинское, 4 – Копанское, Чернореченское, Маткальское, 5 – Бихара, 6 – Куддап, 7 – Трихинополи); XV – рудопроявления и месторождения фосфоритов венда-кембрия (1 – Улутау, 2 – Курук-Так, 3 – Белкинское, 4 – Сейба, 5 – Удско-Селемджинское междуречье, 6 – Ханкайский район, 7 – Шанси, 8, 9 – западная часть Ордоса, 10 – Богуншань, 11 – западная часть массива Хуайян, 12 – северный склон Циньлин, 13 – северо-восток Нанчжун, 14 – Гуандун, 15 – Чайное, 16 – северный склон Цзяннаня, 17 – поднятие Хуайян, 18 – поднятие Хуннин, 19 – северо-запад Цзяннаня, 20 – западный склон Цзяннаня, 21 – Гуйджоу, 22 – среднее течение Янцзы и Гуйджоу, 23 – р. Янцзы в Юннани, 24 – Юннань, 25 – Лоакай, 26 – северная часть Сычуань, 27 – Малый Карагату, 28 – Куньин)

распространением: они встречены среди верхнепротерозойских и кембрийских отложений Буреинского (Южно-Хинганское, Биджансое, Теплоозерское, Поперечное месторождения), Ханкайского (Смольное, Долинское) массивов и Монголо-Охотской складчатой области (Джагды, Удско-Селемджинское междуречье). Для двух первых регионов характерна очень тесная пространственная и геохимическая связь тонкослоистых кремнисто-железистых и кремнисто-марганцевых скоплений. Главными минералами марганца являются браунит и родохрозит, железа – гематит. Содержания марганца достигают 58%, железа – 16%. В составе рудоносных формаций следы эфузивной деятельности практически отсутствуют [37]. В связи с этим ряд исследователей рассматривают эти рудные образования как типично осадочные [26].

Месторождения Монголо-Охотской складчатой области отличаются несколько другим сочетанием полезных ископаемых: здесь преобладают железорудно-марганцевые месторождения, парагенетически связанные с пластовыми фосфоритами и черными ванадиеносными сланцами, причем по сравнению с фосфоритами железомарганцевое оруденение определенно отступает на второй план. Местами фосфориты и железные руды ассоциируют с эфузивами спилит-диабазового ряда, яшмами и туфогенными образованиями [35, 65]. Очень часто руды оказываются сильно метаморфизованы и изменены вторичными процессами.

Четвертая рудная провинция захватывает значительные площади юга Китая и северо-запада Вьетнама. Здесь в кембрийских и синийских отложениях известны многочисленные мелкие рудопроявления пластовых и желваковых фосфоритов, ванадиеносных черных сланцев и фтанитов, а также марганцевых руд (см. рис. 2). На этом фоне резко выделяется крупный фосфоритоносный бассейн провинции Юннань (КНР), апатитоносный Лаокайский бассейн (ДРВ), марганцевые месторождения Сянь-Тань и Ванфэнзы, приуроченные к синийскому комплексу пород, и ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия провинций Синань и Нанджун (КНР) [10].

Наиболее крупные фосфоритовые месторождения локализуются в пределах впадины Синань (КНР, ДРВ); в ее восточной части, вдоль всего поднятия Цзяннана, в субмеридиональном направлении прослеживается синийско-кембрийский фосфоритовый пояс, охватывающий площадь около 230 тыс. км<sup>2</sup>. В западной части впадины, вдоль поднятия Кэндэн и Тонкинского массива располагается кембрийский фосфоритовый пояс, охватывающий площадь около 180 тыс. км<sup>2</sup>.

Синийско-кембрийский пояс представлен несколькими крупными месторождениями пластовых и желваковых фосфоритов, тесно связанных с тиллитами, черными кремнистыми сланцами и доломитами, и множеством мелких фосфатных рудопроявлений.

В отличие от него западный кембрийский пояс слагается пластовыми фосфоритами, пространственно ассоциирующими с железными рудами, что особенно хорошо видно на примере фосфоритового месторождения района Куньян [10, 93]. По данным Ванг-Чунг-ву, среди фосфоритоносных отложений всего пояса выделяются три литофации: 1) прибрежная фация желваковых кластических фосфоритов; 2) более глубоководная фация карбонатных пластовых фосфоритов; 3) самая глубоководная фация кремнистых фосфоритов [94]. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пластовых фосфоритах достигает 36–38% [10].

Непосредственным продолжением этого пояса к югу являются апатитоносные толщи Вьетнама; они прослежены в виде участка длиной в 70 км и шириной 5–7 км. На этой площади установлены три месторождения (Май-Кок, Ланг-Мо, Кам-Дыонг) и много мелких рудопроявлений апатитов, приуроченных к свите Кок-сан, предположительно кембрийского возраста. Рудоносным является интервал в 6–12 м, сложенный доломит-апатитовыми рудами с примесью кварца, углистого и марганцовистого вещества; содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется от 26 до 34%. Предполагается, что апатитоносные толщи являются метаморфическим аналогом фосфоритоносных отложений провинции Юннань [29].

Для фосфоритоносных отложений впадины Синань характерно полное отсутствие

следов эффузивной деятельности. Промышленные запасы провинции Юннань (КНР) оцениваются в  $42 \cdot 10^6$  т  $P_2O_5$  [85]. Палеогеографические запасы всей впадины, вычисленные на основе материалов Г.И. Бущинского, можно приравнять к  $10-11 \cdot 10^{11}$  т  $P_2O_5$ .

Исследования последних лет существенно расширили представления о металлогенических особенностях вендско-кембрийской эпохи Евразии.

Так, например, сравнительно недавно в северо-западных районах Пакистана, между поселками Музафараабад и Абботабад, были найдены пластовые фосфориты, приуроченные к пермско-триасовым отложениям; более поздние находки хиолитов, а также палеопочв в кровле фосфоритодержащих отложений позволили отнести их к нижнему кембрию [17, 78]. Между тем в этих районах отчетливо вырисовывается целый фосфоритоносный бассейн, в котором желваковые и пластовые фосфориты формации Хэзэйр, пространственно связанные с железными рудами формации Гелдейн, образуют несколько крупных залежей; суммарные промышленные запасы  $P_2O_5$  могут достигать  $17 \cdot 10^6$  т [70].

Не вызывает сомнения, что фосфоритоносные вендско-кембрийские отложения протягиваются и в Европу. Действительно, небольшие по масштабу желваковые фосфатопроявления уже давно были известны в кембрийских отложениях Южного и Северного Уэлса (Великобритания), п-ова Котантен (Франция), о-ва Борнхольм (Дания), в районах Кристианстад, Эребру и о-ва Готланд (Швеция), вблизи от г. Люблин (ПНР); возможно, кембрийский возраст имеют фосфориты Подолии (УССР).

Сравнительно недавно пластовые фосфориты позднекембрийского–раннекембрийского возраста были открыты в Испании [25].

Вторым крупным фосфоритоносным и сходным с Евразией в металлогеническом отношении континентом является Австралия. Здесь в среднекембрийских толщах в 1966–1968 гг. был открыт и разведен крупнейший фосфоритоносный бассейн Джорджа (Квинсленд, Северная Австралия).

Фосфоритоносные отложения в этом регионе обнажаются на площади около  $80000 \text{ км}^2$ ; в настоящее время здесь подсчитаны запасы пяти очень крупных месторождений пластовых фосфоритов (Дачес, Эрдмоур, Вонаракс, Леди Энн и Леди Джей, Черрин Крик и Леди Крик) и шести более мелких, не считая многочисленных рудопроявлений [74].

Пластовые фосфориты ассоциируют с доломитами, черными кремнистыми сланцами и кремнями, линзами железных руд, эвапоритами и тиллитоподобными породами; по структурным особенностям преобладают пеллетовые и массивные фосфориты. Содержание фосфора колеблется от 18 до 31%, мощность продуктивных пластов достигает десятков метров. Фосфоритоносные отложения и их стратиграфические эквиваленты не содержат следов вулканической деятельности. Промышленные запасы  $P_2O_5$  оцениваются в  $2,5-3,0 \cdot 10^9$  т [85]. Палеогеографические запасы бассейна не рассчитывались, но, судя по материалам П. Гоарда и М. Хуга, они вряд ли меньше  $2-3 \cdot 10^{11}$  т  $P_2O_5$  [81].

В южной части Австралии, в районах хр. Флиндерс и на площади штата Виктория, известны более мелкие рудопроявления пластовых фосфоритов; с ними теснейшим образом ассоциируют ванадиеноносные черные сланцы и кремни.

Как выяснилось сравнительно недавно, вендско-кембрийская металлогеническая эпоха довольно четко проявилась и в пределах Африки. Здесь, на границе между Буркина Фасо, Нигером и Бенином недавно был открыт крупный фосфоритоносный бассейн, связанный с отложениями венда, точнее – с группой формаций Пендьяри (675–615 млн лет). Фосфориты приурочены к формации Кодьяри и ее стратиграфическим эквивалентам. С пластовыми накоплениями фосфоритов в разрезе тесно связаны тиллиты, доломиты и известняки, содержащие барит, тонкослоистые кремни и железомарганцевые руды; встречаются прослои вулканогенных пород (туффиты, пеплы).

Фосфоритоносный бассейн вытянут с юго-запада на северо-восток, занимая пло-

щадь в  $3200 \text{ км}^2$ ; здесь установлены шесть крупных месторождений высококачественных пластовых фосфоритов, содержащих от 20 до 32%  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Промышленные запасы оцениваются в  $1 \cdot 10^8 \text{ т}$  [91].

Имеются основания считать, что сходные по возрасту месторождения фосфоритов развиты в Мавритании [89] и Сенегале [90]. В Гане и Того известны крупные железорудные проявления, связанные с тиллитами.

Менее отчетливо вендско-кембрийское фосфатонакопление реализовалось в пределах Северной и Южной Америки, хотя вполне вероятно, что оно здесь просто плохо изучено.

На Южноамериканском континенте крупные месторождения пластовых фосфоритов разрабатываются в Бразилии. Здесь наиболее перспективна на фосфор серия Бамбуи, принадлежащая позднему докембрию—раннему кембрию; она оказалась фосфоритоносной в пределах штатов Минас Жораис, Гояс и Байя [72]. В ее нижней части залегают тиллитоподобные конгломераты. Фосфориты встречены в средней части серии Бамбуи, в пределах формации Параопеба, в основании толщи желтых, красных и зеленых глин. Мощность продуктивной пачки достигает 80 м, а содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  колеблется от 5 до 30%. Фосфориты тонкослоисты, смяты в систему изоклинальных складок и слагаются мелкими и удлиненными фосфоритовыми пеллетами и обломками кварца.

В настоящее время разрабатывается месторождение Патос-де-Минас, хотя залежи фосфоритов известны также у г. Поунт Кайда и в других районах. Промышленные запасы оцениваются в 453 млн т руды со средним содержанием 11–12%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ; по-видимому, они сильно занижены по сравнению с потенциальными возможностями этого региона [72, 85].

По количеству залежей фосфоритов в вендских и кембрийских отложениях Североамериканский континент сильно уступает Южной Америке. Здесь мелкие рудопроявления желваковых фосфоритов известны в кембрийских толщах Восточной Канады (о. Ньюфаундленд, район Сент Джон); залежи фосфоритов описаны также в кембрийских отложениях провинции Гренвилл (Канада) и штата Монтана (США). Кроме того, рудопроявления пластовых фосфоритов известны в кембрийских отложениях штата Невада (США), где их официальное положение аналогично фосфоритам бассейна Джорджа [86] и на склонах Аппалачей [79].

Итак, колоссальный размах фосфоритообразования в вендско-кембрийское время не вызывает сомнения и хорошо гармонирует с общей "зараженностью" раннепалеозойских морей фосфором.

Любопытно, что общее количество фосфора, осаждающегося при образовании палеозойских пластовых фосфоритов, чрезвычайно велико. Первый обратил на это внимание Мак-Кельви с сотрудниками [84], который установил, что в пермских отложениях Скалистых гор, где формировались крупные промышленные месторождения, заключено около  $1,7 \cdot 10^{12} \text{ т}$   $\text{P}_2\text{O}_5$ . Так как по материалам тех же авторов в водах современных морей и океанов содержится  $0,32 \cdot 10^{12} \text{ т}$   $\text{P}_2\text{O}_5$ , а по данным С.В. Бруевича [9] –  $0,19 \cdot 10^{12} \text{ т}$ , становится очевидным, что для образования пластовых фосфоритов формации Фосфория должно быть использовано пять или девять объемов Мирового океана. Иначе говоря, над площадью, равной примерно  $180\,000 \text{ км}^2$  и занимающей сравнительно небольшую часть западных штатов США, апвеллинг должен был пять или десять раз подряд пронести все воды Мирового океана при условии, что весь растворенный в них фосфор будет полностью переведен в формирующиеся при этом осадки – ситуация совершенно невероятная.

Еще ярче отмеченное несоответствие выступает при оценке вендско-кембрийской фосфоритовой эпохи. Действительно, если рассчитать палеогеографические запасы нижнекембрийских пластовых фосфоритов районов Карагату (СССР), Хубсугула (МНР) и Синаки (КНР), то они в сумме составят величину  $1,4 \cdot 10^{12} \text{ т}$   $\text{P}_2\text{O}_5$ . Само собой разумеется, что это количество пятиокиси фосфора весьма ощутимо превышает его

объемы, растворенные в водах современных океанов и морей; между тем, это число не отражает и десятой доли того количества  $P_2O_5$ , которое повсеместно было распространено в вендско-кембрийских отложениях различных континентов.

Применение гипотезы А.В. Казакова – Г.Н. Батурина к объяснению генезиса пластовых фосфоритов палеозоя затрудняется также рядом палеографических обстоятельств. Действительно, изучение литолого-фациальных особенностей строения рудоносных отложений отдельных регионов Евразии в сочетании с историей их геологического развития привело к важному выводу о том, что формирование пластовых фосфоритов, железомарганцевых руд и черных металлоносных сланцев осуществлялось не в едином палеоводоеме океанического типа, а в системе проливообразных эпиконтинентальных морских бассейнов, частично изолированных друг от друга участками суши [2, 7, 14, 31, 41, 42, 49, 58]. О существовании многочисленных островов и микроконтинентов, разделявших вендско-кембрийские палеоводоемы, свидетельствуют: 1) закономерное уменьшение мощностей фосфоритоносных отложений, обычно сопряженное с заметным погружением обломочного материала по направлению к предполагаемым берегам; 2) смена относительно глубоководных тонкослоистых текстур текстурами косой слоистости, знаками ряби, водорослевыми биогермами и следами размыва–выполнения, типичными для литорали; 3) увеличение количества размывов и микроразмывов и усложнение петрографического состава обломков по направлению к областям устойчивых во времени поднятий.

На рис. 3 показаны конкретные палеогеографические реконструкции вендско-кембрийских палеоводоемов, в которых шло массовое накопление пластовых фосфоритов; очевидно, что эти морские палеобассейны весьма напоминали проливообразные прогибы и со всех сторон были окружены участками суши.

Обособленность фосфоритоносных морей заставляет еще больше противопоставлять условия современного и палеозойского фосфатонакопления. В самом деле, если современные скопления фосфоритов образуются на шельфах, открытых в сторону океана, со свободным доступом поднимающихся глубинных вод, то в палеозойское время глубинные течения должны были бы проникать из открытого океана через проливы в полузализиальные краевые моря и только там разгружаться от растворенного фосфора. Более того, если учесть общее количество фосфоритоносных бассейнов, промышленных месторождений и фосфатных рудопроявлений, то приходится считать, что в вендско-кембрийское время функционировало множество апвеллингов, которые в последующий ордовикский этап должны были прекратить свое существование, поскольку именно в это время число фосфоритовых залежей в зоне осадконакопления резко сократилось.

Совершенно необъяснимо с позиций А.В. Казакова–Г.Н. Батурина постоянное сонахождение пластовых фосфоритов с седиментационными доломитами. Как известно, в современных осадках морей и океанов этот минерал присутствует как примесь и является основным породообразующим минералом только в некоторых субаэральных корах, в озерах, изолированных заливах и лагунах, а также в продуктах постседиментационного замещения [40].

Отсутствуют в шельфовых зонах современных океанов родохрозитовые, родохрозит-сiderитовые и родохрозит-хлоритовые фосфатсодержащие железомарганцевые руды, а также гематит-магнетитовые кремнесодержащие железные руды типа джессипиллитов, часто ассоциирующие с пластовыми фосфоритами в вендско-кембрийских толщах Евразии [6, 43, 56, 58].

Представляется также, что вряд ли правильно считать современные диатомовые илы, содержащие до 12%  $SiO_2$  и близкие к кларку содержания  $V$ ,  $Ni$ ,  $Co$  и  $Pb$  [5, 20] гомологами палеозойских углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев и фтанитов. Как известно, в последних количество  $SiO_2$  достигает в отдельных прослоях 50%, а содержание ванадия превышает кларк в сотни раз [3, 58]. В целом ассоциация пород, развитых в вендских и раннепалеозойских морях (см. рис. 2), харак-  
3. Зак. 965

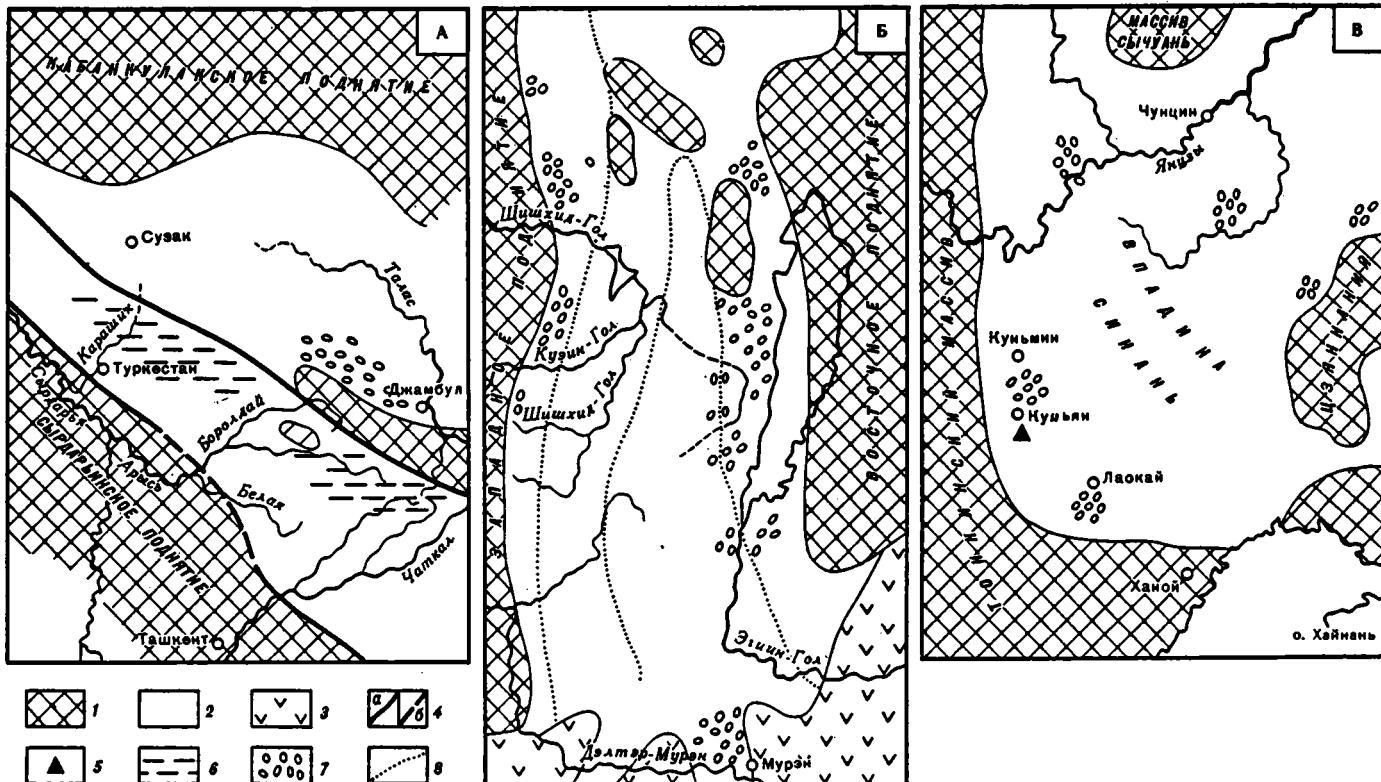


Рис. 3. Палеогеографические схемы строения рудноносных регионов Евразии в вендско-кембрийское время

А – район Малого и Большого Карагату (по [58]); Б – район фосфоритоносного бассейна Хубсугул (по [24]); В – район фосфоритоносного бассейна Синань (по [10])

1 – участки суши; 2 – море; 3 – эфузивы; 4 – тектонические нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые; 5 – железорудные месторождения; 6 – ванадиеносные сланцы; 7 – пластовые фосфориты; 8 – границы фашиальных зон

теризуется накоплением повышенного количества химических элементов, свойственным основным и ультраосновным магматическим породам –  $P_2O_5$ ,  $V_2O_5$ , Ni, Co, Mg и др.

Характерно, что в это время именно такой "набор" рудных скоплений был распространен на тех участках палеосуши, которые могут быть исследованы с позиций металлогении (см. рис. 2).

Поэтому наиболее вероятной причиной, определившей вспышку процессов осадочного рудообразования на рубеже докембрия и фанерозоя, мы считаем тектономагматические события протерозоя, которые определили формирование габбро-анортозитовых поясов Земли [58–61] и глобальное усиление осадочной поставки рудных компонентов в вендско-кембрийские палеоморя, отразившее изменения в области питающих провинций.

Современные представления об этапах развития питающих провинций континентального блока Земли изображены на рис. 4.

Очевидно, что в течение позднего протерозоя (2000–570 млн лет назад) в глубинах стратисферы осуществлялись интенсивные процессы магматического рудообразования, связанные с возникновением интрузий габбро-анортозитов. Их массивы в настоящее время известны в пределах периферии Сибирской платформы (Лысанский, Кизирский, Манкесовский, Арсентьевский, Чиней, Калар, Джугджур), на Урале (Кусинский, Копанский, Кочкинарский, Гусевогорский, Тагильский массивы), в Казахстане, на Африканской (Бушвельд) и Индийской платформах; широким распространением пользуются они в Канаде (Лабрадор, Сагуней Ривер, Иви, Сент-Урбен, Морин и др.), в Южной Америке и в Австралии. Формирование основных интрузий носило планетарный размах, причем они отличались огромными размерами. Так, например, площадь, занятая Канадским габбро-анортозитовым поясом, превышает 250 000 км<sup>2</sup>, а Бушвельдский стратiformный массив занимает площадь в 150 000 км<sup>2</sup>.

Следует подчеркнуть, что габбро-анортозитовые интрузии являлись носителями многих элементов ряда протокристаллизации. Известно, что в них заметно повышены средние содержания железа (85–98 кг/т), марганца (1,3–2,2 кг/т), фосфора (1,2–1,4 кг/т), ванадия (0,14–0,2 кг/т), а также магния (41–141 кг/т) и других элементов [12]. Кроме того, с ними обычно связаны крупные, подчас промышленные месторождения титаномагнетитовых, железных, ванадиевых, никель-кобальтовых и платиновых руд [58–61]. В конце позднего протерозоя эти пояса основных интрузий на многих участках континентального блока оказались вскрытыми эрозионными процессами, выведены на дневную поверхность; в это время они интенсивно выветривались, разрушались и, поставляли в смежные области седimentации огромные массы рудных компонентов.

В этом плане большой интерес представляет поведение фосфора в корах выветривания. На эту сторону геохимии  $P_2O_5$  было обращено должное внимание только в последнее время [18, 22]. Было показано, что разложение магматических пород, первично слабо обогащенных  $P_2O_5$ , в зоне гипергенеза в силу устойчивости апатита нередко приводит к накоплению фосфора и формированию промышленных залежей фосфоритов, например Нассау (ФРГ), Антоновско-Липовское, Урал (СССР) Серроте (Бразилия). Характерно, что в этих случаях рядом с фосфоритами часто обнаруживаются залежи латеритных железных и марганцевых руд. Любопытно также, что в палеозойских отложениях фосфориты иногда встречаются в тесной связи с бокситами. Такая ассоциация известна в девоне Тиманского кряжа [30], а также в кембрийских толщах Боксон-Хубсугульского региона [24].

В целом представляется, что истоки палеозойского фосфоритообразования следует искать не в водах Мирового океана, как это делали А.В. Казаков и Г.Н. Батурина, а на поднятиях допалеозойской суши.

Такая постановка проблемы образования палеозойских пластовых фосфоритов особенно хорошо увязывается и с глобальными построениями в области эволюции бассейнов седиментации. Действительно, в недавних работах П.П. Тимофеева и В.Н. Хо-

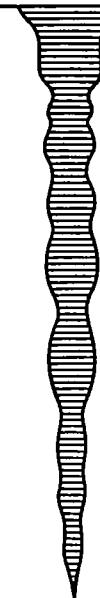
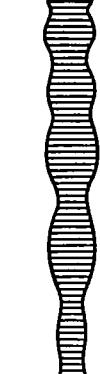
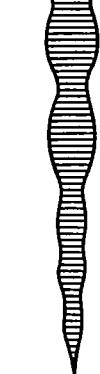
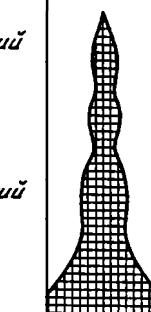
Схема геохронологи- ческих единиц земли по А.И. Губари- нову, Г.В. Войткевичу и М.А. Семиха- тову, 1974	Возрастные этапы	Тектономаг- матический цикл	Важнейшие породообразующие процессы				Масштаб и направ- ленность тектони- ческих процессов	Этапы развития питаю- щих провинций в истории Земли		
			Основная эффузив- ная дея- тель- ность	Инфильтрация		Основные осадочные процессы				
				Основные	Кислые					
Фанерозой	10 - 210 - 395	Альпийский Герцинский Каледонский	+	-	-	↑		Планетарное форми- рование чехла дре- вних платформ. Локальное развитие грависинклиналей и разрастание дре- вных платформ за счет орогенов; формиро- вание чехла моло- дых платформ	 	В составе питаю- щих провинций постепенно ведущую роль начина- ют играть осадочные породы
Верхний докембрий, средний и верхний протерозой или рифей	- 650 ± 50 - 1000 ± 100 - 1400 ± 100	Катангский Гренвильский Медвежьеозер- зерный	-	-	-	-		Наряду с основными эффузиями, кислы- ми магматическими и осадочными порода- ми в составе питаю- щих провинций большую роль начи- нают играть основ- ные магматические породы ряда габро- анортозитов	 	
Средний докембрий, нижний протерозой или афей	- 1900 ± 100	Беломорский	-	-	-	-		Планетарное форми- рование фундамента платформ	 	В составе питаю- щих провинций прео- бладают кислые маг- матические породы типа чарнокитов
Нижний докембрий или архей	- 2600 ± 100 - 3000 ± 100	Родезийский Кольский	-	-	-	-		Планетарное форми- рование дре- вних ядер щитов	 	В составе питаю- щих провинций преоблада- ют основные эф- фузивы и эф-фузивно- осадочные породы
Древний докембрий или катархей	- 3500 ± 100 4500 ± 150	Белозерский		-	-	-		Окедническая стадия развития Земли	 	

Рис. 4. Этапы развития питающих провинций континентального блока Земли (по [60])

лодова [52, 53], а также П.П. Тимофеева, В.Н. Холодова и В.П. Зверева [54] было показано, что начиная с рифея и вплоть до квартера контрастность рельефа континентального блока Земли непрерывно возрастала, а общее количество свободной воды или воды в океанах и морях, по-видимому, также увеличивалось. Все это приводило к тому, что в докембрии преобладали осадки мелководных озероподобных палеоводоемов. Позднее, в палеозое, их сменили отложения мелководных межконтинентальных морей и только в начале кайнозоя на океанической коре возникли настоящие океанические бассейны, в которых отлагались глубоководные осадки, практически не имеющие себе аналогов в геологической истории.

Если все это так, то можно представить себе палеозойское осадконакопление как процесс, резко отличный от современного. И станет совершенно очевидным, что представления, разработанные при изучении современных океанских фосфоритов, нельзя бездоказательно переносить в столь далекое прошлое. Во всяком случае, подобная операция чревата многими ошибками и настоятельно требует детального исследования тех древних месторождений, к которым она применяется.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Альтгаузен М.Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М.: Госгеолтехиздат, 1956. 65 с.
2. Анкинович С.Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 271 с.
3. Анкинович С.Г., Анкинович Е.А. Условия накопления и формирования рудноносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане // Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968. С. 356–375.
4. Батурик Г.Н. Генезис фосфоритов шельфа Юго-Западной Африки // Тр. ИО АН СССР. 1973. Вып. 95. С. 262–267.
5. Батурик Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.
6. Бетехтин А.Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 315 с.
7. Боровиков Л.И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. М.: ГОНТИ, 1955. 251 с.
8. Бродская Н.Г., Холодов В.Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Карагата // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. С. 23–27.
9. Бруевич С.В. Элементарный состав воды Мирового океана // Проблемы химии моря. М.: Наука, 1978. С. 135–141.
10. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 193 с.
11. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 110 с.
12. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 35–68.
13. Воронова Л.Г. Кембрийско-ордовикские водорослевые постройки Малого Карагата и их сравнение с кембрийскими органогенными постройками Алтас-Саянской складчатой области // Кембрий Алтас-Саянской складчатой области. М.: Недра, 1980. С. 172–179.
14. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджанского антиклиниория. Ч. I/II. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 255 с.
15. Гиммельфарб Б.М. Фосфоритоносный бассейн Кара-Тау и перспективы его освоения // Сов. геология. 1946. № 1. С. 22–46.
16. Гиммельфарб Б.М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 434–464.
17. Джолдошев Б.Д. Геология и генетические особенности железорудной свиты Джетым-Тоо (Центральный Тянь-Шань): Автореф. ... канд. геол.-минерал. наук. Фрунзе, 1964. 35 с.
18. Еганов Э.А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1968. 232 с.
19. Еганов Э.А., Советов Ю.К. Карагата – модель региона фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
20. Емельянов Е.М., Романкевич Е.А. Геохимия Атлантического океана: (Органическое вещество и фосфор). М.: Наука, 1979. 220 с.
21. Заваринский А.Н., Михеев В.И. О ктипите // Докл. АН СССР. 1948. Т. 63, № 6. С. 228–233.
22. Занин Ю.Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфоритов. М.: Наука, 1969. 158 с.
23. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
24. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.

25. Ильин А.В., Янишин А.Л. Пятая международная конференция по фосфоритам // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 3. С. 135–139.
26. Ициксон М.И., Музылев С.А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифе // Тр. ВСЕГЕИ. Н. С. 1963. Вып. 85. С. 15–68.
27. Казаков А.В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л.: Химлитиздат, 1937. 180 с.
28. Казаков А.В. Фосфатные фаации. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 108 с.
29. Калмыков А.Ф., Соколов А.С., Тушина А.М. Апатитовые месторождения Мая-Кок во Вьетнаме // Геология месторождений фосфоритов. М.: Гостортехиздат, 1962. С. 105–121.
30. Калюжный В.А. Погребенная кора выветривания диабазов и туффитов в эффузивно-осадочном горизонте ( $D_2'$ ) на Южном Тимане и ее значение в накоплении железных и бокситовых руд // Коры выветривания. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 105–158.
31. Кассин Н.Г. Кембрий Казахстана // Сов. геология. 1941. № 4. С. 29–58.
32. Кореневский С.М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 298 с.
33. Королев В.Г. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними полезные ископаемые // Закономерности размещения полезных ископаемых Тянь-Шаня. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 88–117.
34. Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 156–164.
35. Кулиш Л.И. Марганцевые и железомарганцевые руды Дальнего Востока и их генетические особенности // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 216–223.
36. Лосицкий В.И. Новые данные по разрывной тектонике Бокситонского фосфорито-бокситового месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 134–137.
37. Меркурев К.М., Кулиш Л.И., Панских Е.А. Геология и генезис железомарганцевых руд юга Дальнего Востока // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 110–116.
38. Мильтов Ю.В., Тарасова С.М. Марганценосность древних отложений Алтая-Саянской складчатой области // Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980. С. 21–216.
39. Орлова Е.В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М.: ГИГЛ, 1951. 184 с.
40. Патрунов Д.К. Доломиты и доломитизация. М.: Изд-во ВИНТИ, 1983. 120 с.
41. Ронов А.Б., Сеславинский К.Б., Хаин В.Е. Кембрийские литологические формации мира // Сов. геология. 1974. № 12. С. 10–34.
42. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Вендинские литологические комплексы мира // Сов. геология. 1981. № 5. С. 37–59.
43. Сагандыков К.С., Черепанова В.А. Об эффузивно-осадочной природе железных руд Срединного Тянь-Шаня // Основные проблемы осадочного рудообразования. Фрунзе: Илим, 1977. С. 168–186.
44. Семейкин И.Н., Колесников В.Л., Белоголовов В.Ф., Храпаль Ю.И. Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 82–91.
45. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972. 195 с.
46. Смирнов А.И., Тушина А.М. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Аксаи // Геология месторождения фосфоритов. М.: ГОНТИ, 1962. С. 41–71.
47. Соколова Е.А. Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд // Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. Т. II. М.: Наука, 1968. С. 154–193.
48. Соколова Е.А. Некоторые особенности марганценосности вулканогенно-осадочных формаций // Геология и геохимия марганца. М.: Наука, 1982. С. 32–47.
49. Страхов Н.М. Историческая геология. Т. II. М.: Госгеолиздат, 1948. 458 с.
50. Суслов А.Т. Основные черты железомарганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения // Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С. 460–485.
51. Табылдиев К.Т., Чербакова Л.Ф. Фациальные условия осадконакопления фосфоритоносной толщи Карагатусского бассейна // Литология фосфоритовых отложений. М.: Наука, 1976. С. 76–98.
52. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. Об эволюции бассейнов седimentации в истории Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 7. С. 3–42.
53. Тимофеев П.П., Холодов В.Н. К проблеме существования океанов в истории Земли // Докт. АН СССР. 1984. Т. 276, № 3. 683–685.
54. Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Зверев В.П. Баланс природных вод и эволюция осадочного процесса // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. Т. 1. С. 206–226.
55. Тушина А.М. Условия образования фосфоритов Карагату // Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973. С. 71–80.
56. Тушина А.М., Усанова В.Г., Маймистова Р.И. Литология и фаации фосфоритоносных отложений Малого Карагату // Фосфориты Карагату. М.: ГИГХС, 1969. С. 125–187.
57. Холодов В.Н. О металлогении венда и кембрия Евразии // Литология и полезные ископаемые. 1970. № 2. С. 130–148; № 4. С. 29–45.

58. Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогенез ванадия. М.: Наука, 1973. 263 с.
59. Холодов В.Н. Об эволюции состава питающих провинций в истории Земли // Проблемы литологии и геохимии осадочных пород и руд. М.: Наука, 1975. С. 191–209.
60. Холодов В.Н. О роли докембрийского мантийного вещества в осадочной металлогении // Литология и полезные ископаемые. 1975. № 6. С. 50–84.
61. Холодов В.Н. Геохимические типы питающих провинций континентального блока и их эволюции в истории Земли // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 76–91.
62. Холодов В.Н. Проблемы формирования эпох рудогенеза в осадочном процессе // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 5–33.
63. Храмов А.Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое: (Анализ мировых магнитных данных) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 1. С. 86–108.
64. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритных залежей // Совещ. по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 32–120.
65. Шехоркина А.Ф., Погорелова М.Г. Фосфоритоносность кремнистовулканогенных формаций Ханкайского массива // Сообщ. Дальневост. филиала АН СССР. Вып. 18. Новосибирск: Наука, 1963. С. 20–60.
66. Чербянова Л.Ф. Структурные и текстурные особенности формирования фосфоритов Малого Карагата // Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 74–81.
67. Яншин А.Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийных солей и фосфатного сырья Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. XXXIX, вып. 5. С. 38–56.
68. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов и фосфоритов пограничных слоев докембрия–кембрия // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: Наука, 1982. С. 13–15.
69. Backer G., Frostick A.C. Pisoliths, oolites and calcareous growths in limestone cave at port Campbell, Victoria, Australia // J. Sediment. Petrol. 1951. Vol. 21, N 2. P. 334–345.
70. Bhatti N.A. Hazarah Phosphate deposits – Pakistan // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 44.
71. Bullard E., Everett Y., Smith A. The fit of the continents around the Atlantic // Symp. Contin. Drift. 1965. P. 41–51. (Philos. Trans. Roy. Soc. London A; Vol. 256).
72. Carthcart J.B. Phosphorite deposits, Bambui group, near Patos de Minas, Minas Gerais, Brasil // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 51.
73. Choudhuri R. The characteristics of the Ihamarkotra phosphorite deposits in Udaipur District, Rajasthan, India // Proterozoic-Cambrian phosphorites. Intern. Geol. Correl. Progr. Pr. 156. UNESCO, 1978. P. 40–42.
74. Coock P.Y., Shergold Y.H. The field workshop // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 1–17.
75. Creer K.M. Discussion of the arrangement of palaeomagnetic poles on the map of Pangaea for Epochs in the Phanerozoic // Implications of Continental drift in the earth science. L.; N.Y.: Acad. press, 1973. Vol. 1. P. 47–76.
76. Dangeard L. Oolites marines actuelles: comparaison avec les oolites marines anciennes // C.r. 19<sup>e</sup> sess. congr. géol. Intern. Alger, 1953. Fasc. 4. P. 728–736.
77. Fuchs C., Mostler H. Der erste Nachweis von Fossilien (Kambrischen Alters) in der Haziza-Formation, Hazara, Pakistan // Geol. Palaontol. Mitt. Innsbruck. 1972. Bd. 2. S. 1–12.
78. Ghaznavi M.Y., Karim T., Maynard J.B. A bauxitic paleosol in phosphate-bearing strata of Northern Pakistan // Econ. Geol. 1983. Vol. 78, N 2. P. 344–351.
79. Hamilton W. Geology of the Richardson Cove and Jones Cove Quadrangles, Tennessee // Geol. Surv. Profess. Pap. 1961. N 349. 55 p.
80. Hite R.I. Possible genetic relationships between evaporites, phosphorites and iron-rich sediments // Mount. Geol. 1978. N 3. P. 97–107.
81. Howard P.F., Hough M.J. On the geochemistry and origin of the D. Tree, Wonarah and Sherrin Creek phosphorite deposits of the Georgina Basin, Northern Australia // Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 2. P. 260–284.
82. Lowenstam H.A. Biologic problems relating to the composition and diagenesis of sediments // The earth sciences – problems and progress in current research. Chicago: Univ. Chicago press, 1963. Vol. 3. P. 137–195.
83. Mathews A.A. Origin and growth of the Great Salt Lake oolites // J. Geol. 1930. Vol. 38, N 3. P. 1010–1015.
84. McKelvey V.E., Swenson R.W., Sheldon R.P. The permian phosphorite deposits of Western United States // C.r. 19<sup>e</sup> sess. congr. géol. Intern. Alger, 1953. Fasc. 11. P. 127–208.
85. Notholt A.J.G. Resources of Precambrian and Cambrian sedimentary phosphate rocks // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 71–86.
86. Palmer A.R. Cambrian lithofacies and biofacies pattern in Western United States – a model for the Georgina Basin // Ibid. 1979. P. 30–31.
87. Raha P.K., Gururaj M.N. A note on occurrence of algal (Stromatolitic) structure in the phosphatic lime-

- stones of the Tal formation of Mussoorie syncline near Mussoorie // Indian Miner. 1970. N 4. P. 396–397.
88. Sandstrom M. W. Organic geochemistry of some Cambrian phosphorites // Phys. and Chem. Earth. 1979. Vol. 12. P. 123–131.
  89. Slansky M. West African Infracambrian phosphorites // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 51.
  90. Sougy J. Les formations paleozoïques du Zemmour noie (Mauritanie septentrionale) // Ann. Fac. sci. Univ. Dakar. 1964. Vol. 15, N 1. P. 695.
  91. Trompette R., Affaton P., Joulia F., Marchand J. Stratigraphic and structural controls of Late Precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa // Econ. Geol. 1980. Vol. 5, N 1. P. 62–70.
  92. Valdiya K.S. Origin of phosphorite of the Late Precambrian gangolihat dolomites of pithoragarh, Kumaun Himalaya, India // Sedimentology. 1972. N 1/2. P. 115–128.
  93. Wang C.C. The phosphate deposits of Talungtan, Kunming, Yunnan. China // Geol. Surv. Bull. 1942. N 35. P. 101–125.
  94. Wang Chung-wu. The conditions of formation of the Lower Cambrian phosphorite and the regularities of their distribution, Yunnan Province, China // Proterozoic-Cambrian phosphorites. UNESCO, Austral., Indian, US Sci. 1979. P. 33.

УДК 553.64.061:551.263 (47+57)

М.М. Язмир, Г.Н. Шубаков, В.Н. Силантьев,  
А.С. Михайлов, Б.Н. Волков

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ СССР

В последние десятилетия большим коллективом геологов-фосфоритчиков были выполнены важные работы, значительно прояснившие тектонические и палеогеографические условия образования фосфоритоносных формаций. Особенno большое значение имеют исследования, связанные с выполнением минерагенической карты СССР масштаба 1 : 2500000. Данные этих исследований, относящиеся к фосфоритам и апатитам, положены в основу настоящей статьи.

В названной карте в качестве основных структурно-вещественных объектов приняты структурно-формационные комплексы (СФК). СФК представляют собой длительно формирующиеся в определенных тектонических, термодинамических и ландшафтно-геохимических условиях геологические тела, сложенные специфическими ассоциациями осадочных, осадочно-вулканогенных, ультраметаморфических или плутонических формаций, находящихся в характерных временных и структурных взаимоотношениях. Вещественную основу СФК составляют ряды и группы конкретных геологических формаций, выделяемых как устойчивые ассоциации горных пород.

Структурно-формационное районирование СССР проведено на базе картирования структурно-формационных комплексов с учетом конкретных пликативных и разрывных тектонических структур.

Рудная специализация структурно-формационных комплексов познавалась путем сравнительного анализа вещественного состава СФК и их формаций с выделением рудоносных инерудоносных образований, влияния различных пространственных отношений рудоносных инерудоносных геологических тел и их комплексов на продуктивность рудоносных формаций, влияния на рудоносность эволюционных факторов. Фосфаторудная специализация структурно-формационных комплексов СССР включала анализ размещения в их пределах месторождений и проявлений фосфатных руд, классифицированных по формационной принадлежности, генетическому и другим признакам, и анализ размещения фосфатоносных формаций по их вещественному составу. Процесс специализации завершался синтезом материалов с выделением системы минерагенических подразделений.

Известно, что важнейшая минерагеническая роль принадлежит фосфоритоносным формациям – эмпирически устанавливаемым осадочным формациям, в парагенезисе которых принимают или могут принимать участие породы (слои, пласти, пачки), содержащие фосфориты, и фосфатсодержащие породы.

Фосфоритоносные формации расчленяются на четыре группы: карбонатную, терригенную, вулканогенно-осадочную и коры выветривания. Формации карбонатной группы подразделяются на подгруппы: кремнисто-карбонатную и терригенно-карбонатную. Это группирование фосфоритоносных формаций, впервые в общих чертах подмеченное Н.С. Шатским [11], имеет глубокий минерагенический смысл, ибо каждая из перечисленных групп характеризуется особым типом фосфоритовых руд, геохимическими особенностями их размещения, определенным возрастным диапазоном развития, особенностями тектонического положения, специфическими палеогеографическими условиями формирования.

В качестве крупнейшего минерагенического подразделения, относящегося к фосфатам, на минерагенической карте СССР принята фосфоритоносная провинция, которая отвечает СФК платформ, складчатых областей и систем. В провинции могут выделяться фосфоритоносные бассейны и районы, включающие месторождения разнотипных и разновозрастных фосфоритовых руд.

Фосфоритоносный бассейн соответствует СФК второго порядка (синеклизам на платформах, чехлам срединных массивов, геосинклиналям). Бассейн характеризуется развитием одной, реже нескольких ведущих фосфоритоносных формаций, возникших в одну или близкие эпохи; в пределах бассейнов известны месторождения преимущественно одного типа руд. Фосфоритоносный бассейн может подразделяться на районы.

Фосфоритоносный район соответствует СФК ограниченной по площади региональной или локальной геологической структуре III порядка (структурно-формационной зоне), характеризующейся развитием, как правило, единой фосфоритоносной формации с однотипными, одновозрастными известными или прогнозируемыми месторождениями фосфоритовых руд.

В пределах СССР выделены фосфоритоносные минерагенические подразделения: СФК платформенных чехлов (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская и Скифско-Туранская провинции; Северо-Западный, Польско-Литовский, Приднестровско-Волынский, Волжский, Днепровско-Донецкий, Печорский, Предуральский, Прикаспийский, Лено-Тунгусский, Устюртский, Арабо-Тургайский, Афгано-Таджикский бассейны; а также несколько прогнозируемых – Обско-Уральский, Хатангский, Лено-Вилюйский бассейны и ряд районов); СФК перикратонных прогибов (Сетте-Дабанский бассейн, районы Норильско-Паясинский, Присаянский, Манский, Байкало-Витимский); СФК срединных массивов и геоантклинальных поднятий (Окино-Хубсугульский бассейн, районы Горно-Шорский, Восточно-Тувинский, Окино-Китайский, Ольдо-Урушинский, Малохинганский, Приаргунский, Ханкайский), мио- и эвгеосинклинальных СФК (Уральская, Южно-Сибирская, Амурская, Северо-Тяньшаньско-Казахстанская провинции, Северо-Уральский, Южно-Уральский, Таймырский, Алтае-Саянский, Удско-Шантарский, Карагатуский, доказанные и прогнозируемые бассейны и ряд районов).

На минерагенической карте наиболее ярко отражаются общие региональные закономерности размещения месторождений фосфоритовых руд, выражющие их связи с картируемыми геологическими телами. С учетом результатов предыдущих исследований Н.С. Шатского [11], Г.И. Бушинского [3], А.В. Казакова [8], Б.М. Гиммельфарба [5], Н.А. Красильниковой [9], А.С. Соколова [10] и других они сводятся к следующим.

Наиболее общими закономерностями размещения месторождений фосфоритов являются историко-геологические, отражающие развитие и эволюцию осадочного процесса и неравномерность во времени и пространстве связанного с ним фосфатонакопления. Предыдущие исследователи [5 и др.] неоднократно обращали внимание на так называемые эпохи фосфатонакопления, с которыми связаны промышленные месторождения фосфоритовых руд. Несмотря на сомнения в реальности таких эпох, высказанные отдельными исследователями [10], глобальная периодичность развития седиментогенного фосфато-

накопления проявляется вполне определенно. Свидетельствами существования эпох фосфатонакопления, очевидно, являются приуроченность месторождений фосфоритов к определенным интервалам геохронологической шкалы и к исторически обусловленным тектоническим и формационным факторам.

В байкальско-раннекаледонской эпохе месторождения фосфоритов приурочены к устойчивым (срединным и геантклинальным) массивам и их склонам внутри подвиговых областей, к активизированным участкам платформ и к перикратонным прогибам платформ. В ряде известных случаев фосфоритоносные бассейны имеют пространственную связь с обширными вулканическими морскими палеопрогибами. В мио-геосинклинальных наложенных, подобных патомскому, прогибах и в интракратонных условиях существенные скопления фосфоритов указанного возраста не известны. Месторождения рассматриваемой эпохи связаны с формированием кремнисто-карбонатной существенно доломитовой формации и представлены афанитовыми и микрозернистыми рудами. Практическое значение известных проявлений фосфоритов в осадочно-вулканогенных формациях остается неясными.

В позднекаледонско-раннегерцинскую эпоху месторождения фосфоритов формировались на платформах и склонах срединных массивов и приурочены к терригенным песчано-кварцевым и карбонатно-песчано-кварцевым формациям, тогда как в карбонатных формациях содержание пятиокиси фосфора низкое. Характерно развитие зоогенных (ракушняковых и меньше – костных) и биохемогенных конкреционно-обломочных фосфоритов.

В позднегерцинскую эпоху за пределами территории СССР (провинция Скалистых гор) формируются месторождения микрозернистых фосфоритов, связанные с кремнисто-карбонатной пермской формацией Фосфория, которую Н.А. Красильникова относит к перикратонному опусканию Северо-Американской платформы с сообщением с Кордильерской геосинклиналью [9]. Позднегерцинская эпоха фосфоритообразования, таким образом, напоминает байкальско-раннекаледонскую. Поэтому можно ожидать, что ее общая продуктивность даже выше, чем представляется сейчас, и не ограничивается формацией Фосфория. Месторождения фосфоритов этой эпохи по аналогии с байкальско-раннекаледонской можно ожидать в кремнисто-карбонатных и терригенно-карбонатных формациях перикратонных прогибов платформ, обращенных к вулканическим областям, а также на территории устойчивых массивов геосинклинальных областей (Урал).

В киммерийскую эпоху наиболее продуктивное фосфатообразование вновь переместилось на платформы, в особенности на Восточно-Европейскую, где отмечаются значительные площади развития желваковых фосфоритов в глинисто-песчаных глауконитовых формациях.

Наиболее мощное фосфатообразование альпийской эпохи связано с краевыми частями платформ, обращенных к геосинклиналям. Крупнейшие фосфоритоносные бассейны и фосфоритовые месторождения связаны с кремнисто-мергельными и кремнисто-терригенно-карбонатными формациями. Руды зернистого типа нередко представляют собой фосфатизированные органические остатки. Во внутренних частях платформ продуктивность фосфатообразования падает, зернистый тип фосфоритов сменяется желваковым. До сих пор не обнаружено месторождений и внутри альпийских геосинклиналей.

В неогене планеты, таким образом, намечается чередование тектонических условий формирования фосфоритоносных формаций окраино-геосинклинального и платформенного типов. Н.Г. Бродская [2], А.В. Ильин [7], Р.Н. Валеев [4] связывают этапность развития фосфатогенеза (эндогенного и экзогенного) с процессами периодического распада континентальных плит и поступлением фосфора в составе щелочных магм в верхнюю часть стратисферы. Происходящий при вулканизме выброс большого количества углекислого и других кислых вулканических газов в атмосферу предопределил интенсивное разложение образовавшихся эфузивных, а также других пород, богатых фосфором, как в континентальных, так и подводных условиях морских бассейнов. В результате этого, вероятно, поддерживался высокий уровень резерва фосфора

в бассейнах осадконакопления, обеспечивалось интенсивное развитие биоса и массированное накопление фосфатных осадков.

Отраженный на минерагенической карте СССР и зарубежный материал позволяют сделать вывод о том, что эволюция эндогенного и экзогенного фосфатообразования существенно различались.

Выделяется шесть эпох эндогенного апатитообразования. Из них наиболее продуктивной является среднепалеозойская, а в мезозое—кайнозое происходит спад продуктивности формаций.

Эпох фосфоритообразования выделяется семь. Наиболее продуктивными являются вендско-кембрийская и мел-палеогеновая эпохи, которые приходятся в основном на периоды спада апатитообразования.

На этапах платформенного континентального выравнивания в благоприятной климатической и геоморфологической обстановке на фосфоритоносных формациях, сложенных сравнительно легко растворяющимися породами (прежде всего карбонатными), формировались фосфоритоносные коры выветривания, в частности, в позднем рифе—венде (Присаянье), девоне (Тениеси, Урал), позднем мелу—палеогене (Восточный Саян, Урал, Поволжье), неогене (Флорида).

Существуют различные суждения о роли тектонических факторов в формировании фосфоритоносных формаций — от полного отрицания какого-либо их значения до признания за ними абсолютного главенства.

Имеющийся материал показывает, что существующие историко-геологические закономерности развития и размещения фосфоритоносных формаций невозможно объяснить, если игнорировать тектоническую эволюцию нашей планеты. Тектонические процессы выступают в качестве действенного фактора, вызывающего вулканизм и определяющего его локализацию. Тектоника определяет конфигурацию и геоморфологию морских бассейнов и областей сноса, существенно влияющих на осадкообразование, в том числе и фосфатонакопление. Климатические особенности регионов тоже в значительной мере определяются их тектоническим развитием. Тектоническими причинами, наконец, определяется скорость и длительность захоронения фосфоритоносных отложений.

Однако то или иное тектоническое положение фосфоритоносных формаций, взаимоотношение их с другими формациями, многие особенности структуры фосфоритоносных формаций и распределения фосфоритовых фаций не могут быть объяснены только тектоническими процессами. Здесь необходимо прибегнуть к палеогеографическим факторам, в частности климатическим, геоморфологическим, гидрологическим, геохимическим и другим.

Реконструированные фосфоритоносные бассейны, в которых формировались кремнисто-карбонатные фосфоритоносные формации, располагались в шельфовой зоне. Они, с одной стороны, стыковались с зоной углеводородного осадконакопления, а с другой — соленакопления. Фосфатонакопление сопровождалось замедлением карбонатной седиментации. Особенно много сходства намечается между бассейнами вендско-кембрийского (или рифейско-кембрийского) возраста: Карагатским, Окино-Хубсугольским и Джорджиной. Каждый из них представляет собой мелководный проливообразный водоток длиной 250–300 км. Окружающая суши характеризовалась низким слаженным рельефом, откуда почти не приносился разубоживающий фосфориты терригенный материал.

Климат эпох фосфоритонакопления в ряде случаев был аридным, о чем свидетельствуют фациальные переходы фосфоритоносных отложений в эвапоритовые. Некоторые фосфоритоносные бассейны являлись промежуточным звеном между нормально морскими (в тектоническом отношении чаще эвгеосинклинальными) и эвапоритовыми (солеродными). К их числу можно отнести бассейн Скалистых гор, граничный с эвапоритовым бассейном Мидконтинента и эвгеосинклинальным Кордильерским бассейном. Бассейн Джорджина представлял собой пролив между солеродным бассейном Амадиес и геосинклинальным морем Восточной Австралии. Таково же положение Окино-Хубсугольского палеопролива между Иркутским солеродным и эвгеосинклиналь-

ным Центрально-Монгольским бассейнами. С учетом тектонических реконструкций, выполненных Э.А. Егановым [6] и В.С. Бойко [1], можно предполагать связь Карагауского бассейна с Таримским и Ирано-Пакистанским солеродными и Северо-Тяньшаньским геосинклинальным бассейнами.

Палеобассейны, где формировались формации терригенно-карбонатной группы и возникли месторождения зернистых фосфоритов, по мнению одних исследователей, находились в зонах подъема глубинных, насыщенных растворенными фосфатами вод, другие связывали образование месторождений фосфоритов с течениями в проливах.

На территории Африкано-Аравийской фосфоритоносной провинции в конце мела и в палеогене существовал единый мелководный бассейн фосфоритонакопления, основная часть которого размещалась в зоне южного шельфа моря Тетис. Вдоль границы морского бассейна с континентом развивались пересыхающие лагуны и озера, в которых накапливались гипсонасные отложения и доломиты. В зоне аридного климата располагались и другие известные территории развития месторождений мезозойско-кайнозойских зернистых фосфоритов, в том числе в пределах Скифско-Туранской провинции СССР, расположенной в зоне северного шельфа Тетис.

Пару бассейнов – нормального и выпаривающегося – можно рассматривать как тепловую машину, вызывающую интенсивное движение вод в сторону солеродного бассейна. С этими водами, согласно расчетам, могут подаваться к зоне фосфатонакопления необходимые количества фосфатов как в форме водных растворов, так и в биологически связанной форме.

Фосфоритоносные терригенные платформенные формации, характеризующиеся желваковым типом развитых в них руд, формировались в эпиконтинентальных морских бассейнах на глубинах 20–150 м обычно в гумидном климате. Наиболее богатые рудные залежи приурочены к участкам палеобассейнов, характеризующимся замедленной седиментацией, расчлененным рельефом дна и меняющимся по активности гидродинамическим режимом. Терригенный состав вмещающих отложений, палеогеографическое распределение фосфоритоносных фаций вдоль палеоберегов, пространственное совмещение с ними бурожелезняковых фаций, нередкие находки в фосфоритовых пластах фосфатизированных остатков древесины и костей наземных животных свидетельствуют в пользу влияния на платформенное фосфатонакопление речного стока.

Особняком стоит палеогеография образования биогенно-терригенной фосфоритоносной формации, вмещающей месторождения ракушняковых фосфоритов Прибалтийско-Ладожского фосфоритоносного бассейна. Они формировались в заливообразных акваториях эпиконтинентального моря, отличавшихся особо благоприятными условиями существования брахиопод: оптимальным физико-географическим режимом палеоводоема, отсутствием конкурентов и хищников, высокой первичной биологической продуктивностью. Переход фосфоритоносных отложений к западу в толще диктионемовых сланцев геосинклинального Англо-Скандинавского бассейна показывает, что описываемая формация формировалась в геоморфологических условиях, близких к условиям становления вендско-кембрийских фосфоритоносных карбонатных формаций, отличаясь от последних климатом, составом биоса и более низкой интенсивностью процессов фосфатизации.

Существует довольно большое число гипотез, объясняющих механизм фосфатообразования при тех или иных палеотектонических и палеогеографических условиях. В каждой из них обращается внимание на роль различных факторов среды: химических, физико-химических, биохимических, определяющих тип фосфатообразования в различных историко-геологических и палеогеографических ситуациях.

Как отмечается многими исследователями, особенно интенсивно процессы миграции и накопления фосфора, в частности, идут в системе пищевых отношений организмов. Эти отношения в свою очередь зависят от ряда факторов окружающей обстановки, биологической продуктивности, солевого, термического и газового режима среды. Имеющийся материал однозначно указывает на связь фосфатонакопления с биологической продуктивностью палеоводоемов. Крупные и крупнейшие скопления фосфоритов переход-

дят в гигантские по масштабам толщи горючих или углеродистых пород. Сравнительно высокие содержания органического вещества свойственны и самим фосфоритам. На примере брахиоподовых ракушняковых фосфоритов ярко проявляется важная способность названных животных усваивать из растительной и животной пищи соединения фосфора и переводить их в нерастворимые фосфатные скелетные элементы. За счет поглощения в процессе питания миллиардов тонн растительной продукции брахиоподы создали залежи ракушняковых фосфоритов с сотнями миллионов тонн  $P_2O_5$ .

Способность животных концентрировать фосфатообразование в определенных палеогеографических условиях имеет принципиальное значение, хотя до сих пор принималась в расчет только по отношению к решению проблемы генезиса ракушняковых фосфоритов. Но даже в этом случае все еще недооцениваются масштабы отношения между биомассой животных и биомассой поглощаемых ими растений и соответственно степень и сущность связи седиментации органического и фосфатного вещества.

Тектонические, палеогеографические и палеобиологические предпосылки образования фосфоритоносных формаций СССР образуют систему связанных между собой факторов, определяющих образование продуктивных фосфоритоносных формаций.

В вендско-кембрийскую продуктивную эпоху фактически и потенциально интересные фосфоритоносные формации формировались на территории интенсивного морского карбонатонакопления на склонах устойчивых палеоструктур, обращенных к зонам растяжения земной коры и расположенным в засушливых областях в своеобразных сравнительно мелководных бассейнах, граничающих как с солеродными, так и с нормально-солеными акваториями в зонах высокой биологической продуктивности.

В СССР существует ряд бассейнов и районов, отвечающих условиям нахождения в них фосфоритоносных карбонатных формаций и месторождений микрозернистых руд. Подобные условия, вероятно, существовали также и в позднем кембрии–ордовике, перми и, может быть, в девоне–карбоне–ранней перми (Дальний Восток). В мелу–палеогене тектонические, палеогеографические, биогеохимические и другие необходимы факторы образования формаций зернистых фосфоритов известны лишь на юго-востоке СССР в Средней Азии.

На большей части территории Европейской части СССР и Сибири не существовало тектонических, палеогеографических, биогеохимических условий, способствовавших формированию зернистых фосфоритов. Поэтому на большей части Советского Союза в этом стратиграфическом интервале обнаружение месторождений зернистых фосфоритов маловероятно. Здесь в данный период времени местами формируются скопления морских желваковых фосфоритов. В континентальных условиях при выветривании фосфоритоносных, в особенности карбонатных формаций формировались месторождения фосфоритов коры выветривания.

На Дальнем Востоке известна группа миоценовых фосфоритоносных кремнистых формаций по периметру Тихоокеанского подвижного пояса. В Южной Америке, в прибрежной области Перу (в пустыне Сечура), к этой группе отнесены известково-туфо-диатомитовые отложения, насыщенные фосфатными зернами. Однако в пределах СССР конкретные формации, отнесенные к рассматриваемой группе, формировались в другой (умеренной, а не тропической) климатической зоне и характеризуются развитием фосфатизации конкреционного типа.

В СССР свыше 70% общих запасов фосфоритов находится в формациях позднебайкальского–калевонского этапов и приходится на руды микрозернистого типа. В то же время общие запасы этих руд относительно общемировых ресурсов едва достигают 12%. Запасы фосфоритовых руд в формациях альпийского этапа в СССР составляют 12% от общесоюзных и представлены желваковыми и меньше–зернистыми фосфоритами. В то же время их мировые запасы достигают 57% и почти полностью составлены из руд зернистого типа. Резкое несоответствие фосфатного седиментогенеза в СССР и в мире объясняется объективными особенностями тектонического и палеогеографического развития, что необходимо учитывать при планировании геологоразведочных работ на фосфориты.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко В.С. Литология фосфоритоносных отложений среднего эоцене Центральных Кызылкумов: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 1980. 20 с.
2. Бродская И.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов // Тр. ГИН АН СССР. 1974. Вып. 258. 179 с.
3. Бушинский Г.И. Формация Фосфория // Тр. ГИН АН СССР. 1969. Вып. 201. 104 с.
4. Валеев Р.Н., Файзуллин Р.М., Яэмур М.М. Глобальный рифтогенез и процессы фосфатного рудообразования // Докл. АН СССР. 1979. Т. 243, № 4. С. 934–937.
5. Гиммельбарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
6. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов // Тр. ИГиГ СО АН СССР. 1974. Вып. 102. 200 с.
7. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн // Тр. Совмест. сов.-монг. науч.-исслед. экспедиции 1973. Вып. 6. 163 с.
8. Казаков А.В. Фосфатные фаации. 1. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождений // Тр. НИИ по удобрениям и инсектофунгицидам. 1939. Вып. 145. 108 с.
9. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г., Шмелкова Ю.Ф. Закономерности геологического размещения фосфоритовых месторождений и геологические предпосылки их поисков // Тр. НИИ горнохим. сырья. 1975. Вып. 31. С. 34–59.
10. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 108–129.
11. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Тр. совещ. по осадочным породам. 1955. Вып. 2. С. 7–100.

УДК 553.64:552.123 (53+6)

В.И. Покрышкин

### ЗЕРНИСТЫЕ ФОСФОРИТЫ АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Крупнейшая в мире Аравийско-Африканская провинция обладает прогнозными ресурсами зернистых фосфоритов свыше 70 млрд т, в том числе разведанными запасами не менее 45 млрд т при содержании  $P_2O_5$  в руде более 20–25%.

Выделивший Аравийско-Африканскую провинцию среди шести крупнейших фосфоритоносных провинций мира А.С. Соколов рассматривал ее как пространство, занятое фосфоритоносными бассейнами, прослеживаемое вдоль западного и северного побережий Африки через Аравийский полуостров в Турцию и Ирак и далее в Таджикистан [3]. В нашем понимании к этой провинции относится территория развития верхнемеловых и палеогеновых фосфоритоносных отложений с месторождениями зернистых фосфоритов, развитых на площади тектонически разнородных и разнообразных структур, взаимосвязанных в своем заложении и формировании в пределах Африканско-Аравийской платформы, Атласской эпипалеозойской области и Атлантической зоны периокеанических погружений, объединенных единым седиментационным циклом накопления мезозойских и кайнозойских отложений, соотношением осадочных, в том числе фосфоритоносных, формаций в вертикальных и латеральных рядах [4].

Подавляющее большинство разрабатываемых месторождений фосфоритов находится в Марокко, Западной Сахаре, Алжире, Тунисе, Египте, Иордании, Израиле, Сирии, Сенегале и Того. Известны месторождения в Ираке, Турции, Саудовской Аравии, Мали, Мавритании, Конго, Анголе и других странах, промышленная оценка которых продолжается. Общее число месторождений не менее 62. Они группируются в фосфоритоносные седиментационные бассейны: Марокканский, Алжиро-Тунисский, Западно-Сахарский, Египетский, Восточно-Средиземноморский, Мали-Нигерский, Сенегальский, Того-Нигерийский и Конголезский [8].

Фосфоритоносные кремнисто-терригенно-карбонатные отложения с месторождениями фосфоритов приурочены к разным стратиграфическим уровням сенона—палеогена: верхнего кампана, маастрикта, нижнего и верхнего палеоцена, нижнего и среднего эоцена, где выделяются фосфоритоносные горизонты, содержащие пласты фосфоритов, и вмещающие осадочные породы: известняки, мергели, доломиты, глины, кремни с обильными остатками разнообразной морской фауны. В пространственном распространении фосфоритоносных горизонтов, имеющих мощность 5–40 м и реже более, фиксируется возрастная и латеральная сменяемость уровней максимальной фосфоритоносности. Самый нижний из них — верхнекампан-нижнемаастрикский — прослеживается в Египетском и Восточно-Средиземноморском бассейнах с крупными месторождениями Абу Тартур, Эль-Хаса, Эс-Шиддийя, Восточное, Орон и др. Собственно маастрикские фосфоритоносные отложения с пластами фосфоритов развиты главным образом в Марокканском бассейне (районы Мескала, Ганитур). С этим стратиграфическим уровнем сенона связаны также месторождения Конголезского бассейна в Конго и Анголе.

Наиболее значительные запасы фосфоритов (более 40 млрд т) приурочены к палеоцен-нижнеэоценовым отложениям Марокканского, Алжиро-Тунисского и Западно-Сахарского бассейнов на северо-западе провинции. Обширная площадь развития среднезоценовых фосфоритоносных отложений лютетского яруса ограничена Сенегальским, Мали-Нигерским и Того-Нигерийским бассейнами Западной Африки.

Изучение петрографического состава и строения наиболее полных разрезов отложений верхнего мела и палеогена привело к выделению нескольких типов продуктивных фосфоритоносных разрезов — литогенетических фосфоритоносных горизонтов, отличающихся друг от друга прежде всего вмещающими фосфоритовые пласты осадочными породами — карбонатными, глинистыми, кремнистыми и другими, а также фациальными изменениями, которые определяют наименование этих горизонтов. Фосфоритоносные внутриформационные горизонты — терригенный, карбонатно-глинистый, кремнисто-глинисто-карбонатный, кремнисто-глинистый, кремнисто-карбонатный и глауконитово-карбонатный — представляют собой литогенетические образования с фосфоритовыми месторождениями в циклической структуре вмещающих отложений единого этапа седиментации. Их вещественный состав, строение и взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими слабо фосфоритоносными отложениями характеризуют фазы максимального и неравномерно-циклического фосфоритонакопления на разных стратиграфических уровнях верхнего сенона и палеоцен-эоцена.

Среди горизонтов наибольшей продуктивностью отличаются кремнисто-глинисто-карбонатный, кремнисто-карбонатный, кремнисто-глинистый и карбонатно-глинистый, распространенные в большинстве фосфоритоносных бассейнов провинции.

Зернистые фосфориты являются характерным полигенным промышленно-генетическим типом руд провинции, слагающим пласты разной мощности (0,5–33 м) и протяженности (5–40 км и более). Под таким наименованием фосфориты были впервые описаны французским литологом Л. Кайе в конце прошлого и начале нынешнего веков в Алжире и Тунисе. Эти фосфориты получили свое формационное обоснование в 1955 г. в известной работе Н.С. Шатского как характерный петрографический тип терригенно-карбонатной группы формации мела и палеогена платформенных областей, в том числе и рассматриваемого региона.

Их дальнейшее изучение показало, что зернистая структура обусловлена различной размерностью и формой фосфатных зерен и оолитов (с ядрами алевритовых зерен кварца, детрита морских организмов), фосфатизированных копрогенных, костных и других биогенных остатков размером от 0,1 до 5 мм, реже более, в количестве 50–90%, выделяющихся среди цементирующей, внешне пелитоморфной массы карбонатного, глинисто-карбонатного, кремнисто-карбонатного или кремнистого состава (10–45%) с доминирующим поровым типом цементации. Зернистость фосфоритам придает примесь нефосфатного терригенного материала — зерен кварца, полевых шпатов, акцессорных минералов, обломков горных пород.

Намечены разновидности по гранулометрическому составу фосфатного материала: тонкозернистая (0,01–0,1 мм), мелкозернистая (0,1–0,25 мм), среднезернистая (0,25–0,5 мм), крупнозернистая (0,5–1,0 мм) и грубозернистая (1–10 мм). Максимальное распространение на месторождениях имеют мелкозернистая и среднезернистая разновидности фосфоритовых руд. Такая выдержанность гранулометрического состава богатой фосфатной фракции размером от 0,1 до 0,5 мм ( $P_2O_5$  до 35–36,9%), выход которой достигает 55–62,5%, фактически в большинстве месторождений разного возраста и различных бассейнов провинции, свидетельствует о близких режимах фосфоритообразования на разных возрастных уровнях верхнего сенона и палеогена, высокой донной сортированности фосфатного материала. Уменьшение этого материала проявляется при заметном увеличении в составе фосфоритовых пластов фосфатизированных биогенных остатков, что приводит к снижению содержания пятиокиси фосфора в руде.

Количественные соотношения между фосфатными рудообразующими компонентами определили выделение главных петрографических типов фосфоритов по структурному признаку: зернистого и оолитово-зернистого. Подчиненное распространение имеют зернисто-детритовая, гравелитовая и другие разновидности. По цементирующющей массе фосфоритовые руды представлены карбонатной, глинисто-карбонатной и кремнисто-карбонатной разновидностями, обладают преимущественно высоким (обычно оолитово-зернистые) и средним качеством (содержание  $P_2O_5$  20–28%), особенно устойчивым в карбонатных разностях с кальцитовой и доломит-кальцитовой массой.

Основным фосфатным материалом руд является карбонатизированный апатит или сульфатсодержащий фторкарбонатапатит, в котором его структура осложнена различными изоморфными замещениями, главным образом развит изоморфизм типа  $CO_3^{2-} \leftrightarrow PO_4^{3-}$ . Полученные результаты электронно-микроскопического изучения показали разнообразие структур фосфата: колломорфную, глобулярную и кристалломорфную, возникших на различных стадиях фосфатообразования в процессе позднего диагенеза и особенно катагенеза (последняя ультрамикроструктура).

Литологические закономерности размещения фосфоритоносных формаций отражаются в эволюционной генетической связи зернистых фосфоритов с кремнисто-глинисто-карбонатной группой формаций платформенного режима осадконакопления. Фосфоритоносная формация рассматривается как крупное геологическое сообщество парагенетически связанных между собой осадочных пород и промышленных месторождений зернистых фосфоритов, сформировавшихся в платформенных седиментационных областях при относительно стабильных палеотектонических и палеогеографических режимах осадконакопления. Состав изученных фосфоритоносных отложений и особенно продуктивных горизонтов (частных внутриформационных парагенезов, по Н.С. Шатскому) свидетельствует о том, что фосфоритоносная формация является сложным минерагеническим телом, частью осадочного чехла крупных тектонических структур.

Наиболее простым случаем определения фосфоритоносной формации и ее границ является пример фосфоритоносной серии Марокканского бассейна, которая охватывает разрез маастрихт-среднеэоценовых кремнисто-терригенно-карбонатных отложений мощностью 30–300 м, залегающих трансгрессивно на разновозрастных породах, вплоть до палеозойского фундамента. В данном случае четко намечаются не только стратиграфические и литологические границы, маркирующиеся региональными размывами и несогласиями, но и своеобразный модельный формационный узел всей Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции. При этом прослеживается миграционное скольжение основных фосфоритовых залежей при сохранении кремнисто-глинисто-карбонатного парагенетического фона.

В других бассейнах, например в Египетском (мощность 50–200 м) и Восточно-Средиземноморском (100–1500 м), региональные границы фосфоритоносных формаций намечаются по основанию верхнего кампана и по кровле нижнего–среднего зоена. В этих бассейнах на одном и том же стратиграфическом уровне наблюдаются различные латеральные парагенезисы пород: в первом – от карбонатно-глинистого (плато Абу Тартур) до кремнисто-глинисто-карбонатного и устричного в долине р. Нил и на крас-

номорском побережье; во втором – от кремнисто-глинисто-карбонатного до кремнисто-карбонатного. В бассейнах Западной Африки максимальная фосфоритоносность смещается на территорию Сенегала, Того, Мали и других стран в карбонатно-глинистый (“аттапульгитовый”) парагенезис с зернистыми фосфоритами среднего эоценена.

В целом намечается последовательная направленность от ранних терригенных формаций с красноцветными породами до эвапоритовых или карбонатных и далее до фосфоритоносных, сменяемых вновь терригенными красноцветными парагенезами. Эволюционная сменяемость формаций отражает переход от континентального осадконакопления, прибрежного лагунно-морского галогенеза (особенно мощного в триас-юрском цикле) до мелководно-океанического с мощным фосфатогенезом в позднем мелу–палеогене, завершившимся на разных уровнях среднего палеогена. Фосфоритоносные формации сенона–палеогена объединяются в кремнисто-терригенно-карбонатную группу формаций платформенного типа.

Распределение и формирование фосфоритоносных формаций в вертикальных и латеральныхformationных рядах контролировались палеотектоническим развитием конседиментационных структур.

Размещение, состав, строение и мощности фосфоритоносных формаций и горизонтов фосфоритовых месторождений отражают дифференцированные режимы существенно платформенного тектонического формирования региональных и локальных структур Африкано-Аравийской платформы, Атласской области и Атлантической зоны периокеанических погружений. Проявляется приуроченность большинства фосфоритоносных бассейнов и месторождений к тектонически разнородным структурам, чаще широтного простирания, подвижным активизированным окраинам древних и молодых платформенных областей, формировавшимся в основном от раннего мезозоя до позднего палеогена с образованием формационных рядов с фосфоритоносными формациями. Особенно сложно построенные структурные элементы с фосфоритовыми месторождениями свойственны некоторым районам Северной Африки и Аравии, где проявлены движения неотектонического этапа олигоцен-четвертичной складчатости, например в Алжиро-Тунисском бассейне, районе западного побережья Красного моря в Египте, Северо-Синайской и Пальмирской внутриплатформенных складчатых зонах Восточного Средиземноморья.

Достоверность объяснения тектонического районирования фосфоритоносных бассейнов Аравийско-Африканской провинции доказывается особенностями их строения, формационными вертикальными и латеральными рядами, отражающими эволюцию палеотектонических условий осадконакопления в течение всей истории ее развития: с момента возникновения в мезозое и до превращения в позднем эоцене в другую структурно-минерагеническую территорию. Палеотектоническое развитие активных и пассивных окраин с качественными изменениями процессов фосфоритонакопления разграничивало этапы и фазы максимального фосфатоосаждения на разных стадиях конседиментационного режима формирования разных частей провинции.

На территории провинции такими окраинами океанских бассейнов Тетиса на юге и Атлантики на востоке от раннего мезозоя до позднего кайнозоя служили существующие ныне материковые окраины Африки и Аравии с распространенными здесь фосфоритоносными бассейнами и фосфоритовыми месторождениями. Наблюдаемое в фосфоритоносных бассейнах совпадение в эволюционной направленности смены формаций мезозоя и кайнозоя свидетельствует о взаимосвязанности тенденций палеотектонического развития разных областей фосфоритообразования в позднем сеноне и палеоцене–эоцене.

Типичными для пассивного тектонического режима развития этих окраин являются эвапоритовые, терригенные, карбонатные, глинисто-карбонатные, а также фосфоритоносная карбонатно-глинистая формации среднего эоценена с магнезиальными глинами Западной Африки. Последняя формация завершает процесс максимального фосфатонакопления и образования месторождений зернистых фосфоритов верхнего сенона–палеогена. В обстановке активного дифференцированного тектонического режима

развития окраинных шельфовых бассейнов происходило накопление более "мористых" и богатых фосфоритоносных формаций: кремнисто-глинистой, кремнисто-глинисто-карбонатной, кремнисто-карбонатной, включающих главнейшие запасы зернистых фосфоритов в верхнем кампане, маастрихте, палеоцене и нижнем эоцене.

Морфология, протяженность и простирание океанических окраинных бассейнов, степень погружения отрицательных и воздымание положительных структур определялись региональными разрывными нарушениями и зонами разломов широтного и в меньшей степени меридионального направлений. Примером могут служить субширотные впадины на атлантическом побережье в Марокко, Западной Сахаре, Мавритании, Сенегале, Конго и других краевых частях западного склона Африканской платформы. Субширотное простиранье региональных разломов проявляется на большей части подвижного шельфа Тетиса в Северной Африке и Аравии.

Другой особенностью регионального палеотектонического режима развития провинции в позднесенон-палеогеновое время являлась Центрально-Сахарская ось – обширная широтная система поднятий крупных массивов докембрая, ограничивавшая с юга шельф океана Тетис. Палеотектоническое влияние всех перечисленных региональных депрессионных погружений и поднятий с элементами локальных конседиментационных структур на фосфоритообразование проявилось в каждом фосфоритоносном бассейне, районе и месторождении фосфоритов. Об этом свидетельствует максимальная и наиболее промышленная концентрация фосфоритов, происходившая на крыльях локальных конседиментационных депрессий, ограничивавшихся поднятиями. Такая локальная конседиментационная приуроченность фосфоритовых месторождений, где в сторону осевых частей поднятий фиксируется фашиальное замещение фосфоритов устричными известняками, песчанистыми глинами и карбонатными породами, является своеобразным продолжением региональной приуроченности фосфоритоносных бассейнов и районов к зонам сочленения синеклиз, внутриплатформенных прогибов и периоцеанических погружений с тектонически относительно устойчивыми сводовыми поднятиями платформенного чехла и массивами фундамента.

Выдержанность пластовой формы фосфоритовых залежей, их вещественного состава, строения и парагенетических ассоциаций с вмещающими карбонатными, кремнистыми и глинистыми магнезиальными породами соответствует платформенному режиму медленного прогибания и воздымания независимо от типа региональных и локальных конседиментационных структур.

На рубеже юры и мела большая часть провинции представляла собой сочетание обширных поднятий и небольших погружений, где осадконакопление менялось от преимущественно карбонатного к терригенно-песчанистому в обстановке господства континентального режима и обильного поступления обломочного материала с близко расположенных питающих областей Африкано-Аравийского палеоконтинента.

Позднесенонский этап в начале второй половины кампанского века знаменуется первой фазой трансгрессии, главным образом со стороны палеоокеана Тетис. Последующая трансгрессия, связанная с маастрихтским веком, проявилась более широко со стороны Тетиса и Атлантики. Основное отличие позднесенонского этапа от других этапов мела заключается в доминирующем развитии в прибрежных широтных (тетисовых) и меридиональных (атлантических) апвеллинговых зонах наряду с обычными морскими нефосфатными осадками крупных накоплений зернистых фосфоритов, ассоциирующих с известняками, доломитами, мергелями, глинами, часто магнезиальными и кремнистыми породами. Менее проявлена связь зернистых фосфоритов с кварцевыми и глауконитовыми песчаниками, глауконитистыми известняками.

Трансгрессия происходила не одновременно, а по мере погружения материковой окраины платформенной суши. Палеотектонические движения вдоль зон глубинных разломов и контролируемая ими морфология океанских шельфов с апвеллингами (основными "транспортерами" вод с растворенным фосфором, карбонатами, кремнеземом и другими элементами из океанских глубин) во многом определяли характер миграционного распределения и локального концентрированного накопления зернистых

фосфоритов и литогенетических типов продуктивных горизонтов на конседиментационных структурах шельфа.

Позднесенонский эпиконтинентальный бассейн, связанный с глубоководными частями Тетиса и Атлантики, характеризовался полуизолированными проливо- и заливообразными водоемами с нормальной соленостью вод. На это указывают обильные остатки аммонитовой фауны и агглютинированных фораминифер в кампан-маастрихтских фосфоритоносных отложениях Египетского и Восточно-Средиземноморского бассейнов. Другой особенностью фациальных условий осадконакопления рассматриваемого этапа является слабое развитие обломочного материала, обычно занимающего базальное положение в разрезах фосфоритоносных отложений.

Датский этап палеогеографического развития бассейнов провинции характеризуется кратковременной и неповсеместной регрессией. В течение палеогена происходила дальнейшая и более сложная эволюция палеогеографических условий, приведшая в палеоцене, раннем и среднем эоцене к мощному фосфоритообразованию, особенно на атлантическом шельфе (Марокко, Западная Сахара), а в позднем эоцене–олигоцене – к резкому сокращению морских бассейнов осадконакопления на всей территории провинции. Кроме того, в палеоцен-раннеэоценовый этап произошло новое значительное погружение материковых окраин Аравийско-Африканского палеоконтинента, сопровождавшееся обширной трансгрессией со стороны океанского бассейна Тетиса, которая способствовала мощному поступлению фосфора на континентальный шельф, особенно в области Рутбинского подводного поднятия.

Средне-позднеэоценовый этап характеризовался в самом начале среднего эоцена обширной регрессией в Северной Африке и Аравии. Воздымание территории Северной Африки и Аравии с замыканием палеоокеана Тетис, явившееся предвестником позднеальпийских тектонических движений, в среднем эоцене сопровождалось региональным погружением лишь значительной территории Западной Африки. Среднеэоценовое время на западе Аравийско-Африканской провинции характеризовалось последней трансгрессией и относительно крупным фосфоритонакоплением в Сенегальском, Того-Нигерийском и Мали-Нигерском бассейнах при низком стоянии выступов платформенного фундамента.

Доминирующее развитие в продуктивном горизонте среднеэоценовых фосфоритовых месторождений Западной Африки получили магнезиальные (палыгорскитовые) глины, являющиеся индикаторами аридного климата. Устойчивый парагенез магнезиальных глин и зернистых фосфоритов формировался под воздействием северного аридного климатического пояса, распространявшегося в лютеском веке до экваториальной области Африки, где сменялся гумидной зоной.

Позднесенон-палеогеновое время – эпоха мощного фосфатонакопления, особенно проявившегося в центре Гондваны на океанских шельфах Тетиса и Атлантики. Основные причины, влиявшие на позднесенон-палеогеновое фосфатоосаждение и соответственно на возникновение и формирование эпохи фосфатонакопления, связываются с эволюцией органического мира, климата и глобальной тектонической обстановки развития Земли – с океанообразованием. Смена форм морского биоса, в том числе фитопланктона, на протяжении геологических периодов обусловливалась во многом разными изменениями трофических уровней по мере усложнения организмов. Смена крупных органических групп на уровне видов и родов происходила в течение 30–32 млн лет – времени, которому соответствует продолжительность циклов осадконакопления в фанерозойских бассейнах седиментации, оцениваемая А. Фишером и М. Артуром в 32 млн лет для мезозоя и кайнозоя [7]. Так, доминирующее развитие фотосинтезирующих планктонных форм – фосфатредуцирующих диатомей и динофлагеллат – совпадало с позднемеловым и палеоцен-раннеэоценовым временем, к которому приурочено мощное фосфоритонакопление в бассейнах Аравийско-Африканской провинции.

Среди факторов, оказывающих влияние на изменение биоса и фосфатонакопления особое место занимал климат, определявшийся в первую очередь расположением кон-

тинентов и океанов. Многими советскими и зарубежными исследователями показано существенное влияние палеоклимата областей осадконакопления на фосфоритообразование, причем аридный климат признан наиболее благоприятным для массового морского фосфатогенеза с отложением микрозернистых и зернистых фосфоритов в экваториальных зонах прибрежных апвеллингов с палеоширотами от 0 до 30° и более [2, 6]. Именно в этих зонах на площади бассейнов были особенно стабильными со стороны палеоокеанов – Тетиса и Атлантики – горизонтальная и вертикальная циркуляция океанских вод, действие пассатных ветров со стороны аравийско-африканской суши, разгружались биологические высокопродуктивные насыщенные растворенным фосфором холодные воды апвеллингов в прибрежных зонах на океанических шельфах. Подобная зональность в размещении и формировании областей фосфатонакопления проявляется в современных климатических областях и циркулярных течениях Мирового океана [1].

Анализ связей фосфатогенеза провинции с фазами вулканизма, эвапоритонакопления и периодами оледенения позволяет сделать вывод, что к позднесенон-палеогеновой эпохе эти явления имеют косвенное отношение. В это время фиксируется слабое проявление складчатости, вулканизма, в том числе в Средиземноморском подвижном поясе, эвапоритонакопления при ограниченном отложении гипсов (Алжиро-Тунисский бассейн) и отсутствие в регионе следов оледенения. Изучение палеотемператур среды обитания морских организмов и растительности на континентах мезозоя и кайнозоя свидетельствует о совпадении эпохи фосфатонакопления позднего сенона и палеоцен-эоцена со значительным глобальным потеплением [5]. По мнению Н.А. Ясаманова, эпохам наивысшей гумидизации и регрессиям было свойственно снижение температурного режима, что способствовало снижению фосфатонакопления с образованием глаукоитовой формации с желваковыми фосфоритами гумидного пояса, слабо проявленной в Аравийско-Африканской провинции.

Биологические, климатические и другие условия не могли быть изолированы от глобальных тектонических движений в океанах и на континентах во время фосфатонакопления, каким оно представляется в свете тектоники литосферных плит.

В позднемеловое время продолжалось раздвижение гондванских материков. Атлантический океан приобретал современные очертания. Палеоокеан Тетис, несмотря на свое последовательное замыкание, характеризовался активной широтной циркуляцией океанских вод с интенсивным проявлением апвеллингов, особенно вдоль динамичного обширного южного аравийско-африканского шельфа, где формировались многочисленные фосфоритовые месторождения верхнего кампана–нижнего маастрихта в Египетском и Восточно-Средиземноморском бассейнах. Слабым фосфатонакоплением отличался северный шельф Тетиса, о чем свидетельствуют сохранившиеся здесь мелкие месторождения и проявления желваковых фосфоритов в Средней Азии и Греции. Мелководные заливы Атлантического океана располагались в конце позднего сенона вдоль западной зоны перискаенических погружений Африки, где происходило неповсеместное значительное фосфатоосаждение (территории Конго, Анголы, Марокко, Сенегала, Западной Сахары). Позднесенонские зернистые фосфориты отлагались также в Восточно-Кордильерском бассейне Южной Америки, в пределах Колумбии и Венесуэлы, на севере Индии, в прибрежных районах Австралии и других частях земного шара.

Из изложенного выше следует, что началу позднесенон-палеогеновой эпохи – кампанского и маастрихтского веков – присуще значительное распространение областей фосфоритонакопления, их преимущественная приуроченность к аравийско-африканским океанским шельфовым зонам – широтной Тетиса и меридиональной Атлантики. Нижний возрастной рубеж эпохи обычно совпадает с границей кампанского и маастрихтского веков. Некоторая условность этой границы объясняется развитием мелких фосфоритопроявлений в сантонском ярусе в Сирии, Египте, Колумбии, месторождений желваковых фосфоритов на рубеже сантона и кампана в Актюбинском бассейне. Эти фосфориты более соответствуют раннесенонскому регressiveному этапу осадконакопления, регионально проявившемуся накануне позднесенонского трангрессивного эта-

па с мощным фосфоритонакоплением, продолжавшимся в палеоцене и раннем эоцене, завершившимся в среднем эоцене на шельфах Атлантики и замыкавшегося палеоокеана Тетис. Среднеэоценовый уровень фосфоритоносности Средней Азии, близкий по возрасту и литологии к фосфоритоносным продуктивным горизонтам Сенегальского, Мали-Нигерского и Того-Нигерийского бассейнов Западной Африки, выделяется в Кызылкумском и Фергано-Таджикском бассейнах Среднеазиатской фосфоритоносной провинции.

Кайзноэйская эволюция северной шельфовой окраины Тетиса отразилась кратко-временной среднеэоценовой трансгрессией с крупным накоплением фосфоритов, особенно в Кызылкумском бассейне этой провинции. Разнообразие состава фосфоритоносных отложений (существенно глинисто-карбонатных в Кызылкумском и карбонатно-терригенных песчанистых в Фергано-Таджикском), невысокое качество фосфоритов, относимых к зернисто-детритусовой разновидности зернистого промышленно-генетического типа, указывает на то, что дно северного шельфа замыкавшегося палеоокеана Тетис имело сложное строение, испытывало активные тектонические колебания, преимущественно в Фергано-Таджикском бассейне. Палеогеографическая обстановка во время среднеэоценовой трансгрессии на северном шельфе характеризовалась фосфато-осаждением в области перехода умеренно-аридного климата к гумидному северной части Туранской сушки.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Батурик Г.Н., Покрышкин В.И. Апвеллинг и фосфоритообразование // Океанология. 1980. Т. XX, вып. I. С. 87–95.
2. Занин Ю.Н. О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое // Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981. С. 122–133.
3. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 3. С. 108–129.
4. Сулиди-Кондратьев Е.Д., Покрышкин В.И., Козлов В.В. Тектонические особенности размещения и формирования осадочных формаций мезозоя и кайнозоя Северной Африки и Аравии // Геотектоника. 1982. № 2. С. 80–94.
5. Ясаманов Н.А. К вопросу о возможных причинах изменения глобальных температур земной поверхности в фанерозое // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262, № 1. С. 172–174.
6. Cook P., McElhinny M. Reevaluation of the Spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the Light of Plate tectonics // Econ. Geol. 1979. Vol. 74, N 2. P. 315–330.
7. Fischer A., Arthur M. Secular variation in the pelagic realm // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1977. P. 19–50.
8. Slansky M. Géologie des phosphates sedimentaires // Mém. Bur. rech. géol. et minières. 1980. N 114. P. 92.

УДК 553.64.061.15:551.464.618'626

М.М. Язмир

## РОЛЬ ЭКОЛОГО-БИОГЕОХИМИЧЕСКОГО ФРАКЦИОНИРОВАНИЯ ФОСФОРА И УГЛЕРОДА В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕРВИЧНЫХ СКОПЛЕНИЙ ФОСФОРИТОВ

По поводу роли организмов в образовании фосфатов существует много суждений и гипотез.

По словам Э.А. Еганова, из-за того, что "нет четкой связи между остатками организмов и фосфатом", исследователи пришли к созданию гипотез, "в которых организмам отводится в общем промежуточное значение, по крайней мере в процессе образования большинства морских фосфоритов" [1]. Так, в гипотезе Г.И. Бушинского организмы лишь доставляют фосфор в илы, где только затем идет биохимическая и химическая минерализация фосфата.

В целом соглашаясь с приведенным высказыванием, хотелось бы отметить, что вопрос о промежуточной роли организмов в фосфатонакоплении является весьма сложным и изучение этой роли может пролить свет на некоторые трудные вопросы генезиса фосфатонакопления.

Из многообразия биогенных аспектов фосфатной седиментации следует выделить по крайней мере три из них.

Первый аспект. Фосфор, содержащийся в организмах, можно рассматривать как биологически подвижный. Он обладает особыми закономерностями миграции, рассеивания и концентрации. Можно принять как аксиому, что увеличение массы биологически подвижного фосфора в бассейне увеличивает общую массу подвижного фосфора в нем.

Второй аспект. Фосфор, содержащийся в организмах, можно подразделить на три биохимических типа. Тип А – фосфор, экстрагированный из воды. Это фосфор растений. Тип Б – фосфор, полученный преимущественно в результате питания животной или растительной пищей. Это фосфор животных. Тип В – фосфор, полученный при разложении органической ткани. Это фосфор микроорганизмов и фосфор, минерализованный ими.

Третий аспект. Фосфор может накапливаться в отдельных частях живой экологической системы, а в общем, согласно Е.А. Романкевичу [2], накопление его прогрессивно возрастает к концам пищевой цепи. В некоторых исключительных случаях фосфор максимально накапливается и в промежуточных ее звеньях (некоторые раннекембрийские организмы, беззамковые брахиоподы).

В одной из опубликованных ранее работ мы обратили внимание на то, что кривая фосфатонакопления на Восточно-Европейской платформе в течение мезозоя–кайнозоя характеризуется асимметричным характером пиков с постепенным наращиванием фосфатной составляющей в направлении течения геологического времени и с резким ее спадом после достижения максимума. Для объяснения характера кривой приходится допустить способность морских бассейнов к накоплению подвижного резерва фосфора. Простое увеличение доли химически растворенного фосфата в бассейне за счет привноса его извне вряд ли возможно. Значительно более правдоподобно выглядит связь увеличения биологической продуктивности бассейна с увеличением в нем массы биологически подвижного фосфора.

Аккумуляцией фосфора в бассейне за счет возрастания его биологической продуктивности можно еще более удачно объяснить случаи формирования фосфоритов в мелководных карбонатных водоемах.

Здесь накопление фосфоритоносных карбонатных фаций происходило, вероятно, в результате жизнедеятельности водорослей и бактерий в теплом климате на мелководье при компенсированном осадками погружении бассейна. В этих условиях органическое вещество подвергалось быстрому окислению и практически не захоронялось, а извлеченный из атмосферы и водного раствора  $\text{CO}_2$  шел на строительство карбонатных биогенных построек. Таким образом, из-за отсутствия органического материала процессы бактериальной сульфат-редукции в донных отложениях были подавленными, что препятствовало накоплению фосфата в иловых водах. Поступающий в морской бассейн фосфат не мог захороняться и из-за его экстракции в водной среде в зоне фотосинтеза растениями и бактериями. Поэтому захороняющийся карбонат оказывался обедненным по содержанию не только органического вещества, но и фосфора. В то же время столб воды над карбонатным субстратом все более обогащался подвижным фосфором как в водном растворе, так и в живом веществе. При все более увеличивающейся биологической продуктивности бассейна концентрация подвижного фосфора в биомассе неминуемо достигала предельных значений, при которых даже небольшое изменение физико-химических условий могло приводить к лавинообразному осаждению органического вещества и фосфата кальция. С помощью описанного механизма, вероятно, формировались наиболее богатые микрозернистые и зернистые фосфориты экваториальных и тропических зон земного шара.

Фосфор типа Б, т.е. фосфор, полученный животными из поглощенной пищи, воз-

никает за счет сжигания этой пищи. Данный элементарный тезис, к сожалению, еще мало осмыслен и оценен геологами-фосфатчиками. В литературе до сих пор можно встретить соображения о том, что первичнофосфатные створки брахиопод, например, строились организмами, способными ассимилировать фосфат морских и иловых вод не только из растворов, но, возможно, и из тонкодисперсной суспензии терригенного материала. В данном случае высокоорганизованным беспозвоночным брахиоподам была приписана не свойственная им функция минерального питания, характерная для распределений.

Между тем простым арифметическим подсчетом можно показать, что для получения сотен миллионов тонн прогнозных ресурсов  $P_2O_5$ , например, Прибалтийско-Ладожского фосфоритоносного бассейна, брахиоподам пришлось переварить в раннем ордовике десятки миллиардов тонн органического вещества. На примере ракушняковых фосфоритов Прибалтики отчетливо видна глубокая генетическая связь между судьбой органического вещества (углерода) и образованием фосфоритов. К западу по простианию и в глубь по разрезу ракушняковые фосфориты Прибалтики сменяются горючими или сильно углеродистыми сланцами. Брахиоподы в данном случае играют роль биогеохимического барьера на пути биологической миграции фосфора.

Е.А.Романкевичем показано, что наряду с общей величиной биологической продуктивности накоплению  $C_{org}$  в донных отложениях способствует уменьшение выпадения первичной (растительной) продукции и наоборот — с увеличением числа трофических уровней наблюдается прогressiveное накопление фосфора в живом веществе и его отходах в результате метаболических реакций [2].

Поступление фосфора в осадок определяется, вероятно, не только составом и числом звеньев трофической цепи и объемом первичной растительной продукции, но также физико-химическими условиями — прежде всего оптимальной глубиной (50–200 м). На глубинах свыше 200 м, учитывая опережающий спад фосфорсодержащих органических соединений, содержание фосфора является резко обедненным. В то же время в пределах зоны фотосинтеза (0–50 м) все растворимые соединения фосфора жадно поглощаются растительностью и находятся в постоянном биологическом обороте.

Биогеохимиками [2] и экологами (Кузнецова, 1980 г.) показано, что многообразие и напряженность деятельности пищевых цепей обычно увеличивается в сторону пелагиали, а первичная продуктивность растет во внутренних морях и прибрежных зонах и уменьшается к пелагиали. Таким образом, современные морские бассейны являются собой пример эколого-биогеографической системы биогеохимического фракционирования фосфора и углерода.

В внутренних акваториях с ненормальным солевым и газовым режимом, но обильно снабжаемых питательными веществами, бурно развивается растительность, но подавлена деятельность животного мира. Поэтому значительная доля фитопродукции попадает на дно и захороняется, давая начало углеродистым скоплениям, сохраняя близкие к прижизненным отношения  $P : C_{org}$ .

В акваториях, открытых в сторону океана, обладающих нормальным солевым и газовым режимом и характеризующихся достаточно высокой первичной продукцией, биомасса и качественное многообразие животных резко увеличивается. Значительная доля углерода растительного происхождения животными сжигается, вследствие чего при умеренных глубинах на дно может попадать относительно большее количество органофосфорных соединений. Здесь в течение достаточно длительного времени могут формироваться значительные скопления фосфоритов.

Н.М.Страхов в книге "Развитие литогенетических идей в России и СССР" (1971 г.), обсуждая биохимическую концепцию Г.И.Бушинского, писал: «...естественно выяснить: почему же судьба "дождя трупов" на дне складывается столь различно в случае генерации горючих сланцев и в случае формирования фосфоритов? К сожалению, этот элементарный и абсолютно неотвратимый вопрос Г.И.Бушинский не разбирает и даже не ставит. Без убедительного его разъяснения биохимическая концепция повисает в воздухе» (с. 474). Предлагаемая общая идея механизма экологического фракциониро-

нирования углерода и фосфора, как нам кажется, может разъяснить поставленные Н.М.Страховым вопросы, затрудняющие не только биолитную, но и хемогенные гипотезы: почему в большинстве скоплений органического материала (горючих сланцах, угле, нефти) фосфориты содержатся в незначительном количестве; почему биолитные карбонатные породы, как правило, не содержат фосфоритов, кроме исключительных случаев, но и обладают кларком фосфора более низким, чем его кларк в земной коре (0,04% против 0,09%); почему в самих фосфоритах преобладают как их составная часть остатки животных нормальносоленых морских бассейнов, а обилие копролитов подчеркивает бесперебойность выполнявшихся ими во время фосфатообразования жизненных функций; почему зоны развития залежей фосфоритов сменяются и граничат с зонами накопления органического углерода; почему нефтеносные бассейны оконтуриваются фосфоритоносными фациями?

Очень интересные материалы дает сравнение комплексов ископаемых организмов, обнаруживаемых в фосфоритовых слоях. В них практически независимо от возрастной принадлежности (за исключением кембрия) присутствуют основные группы пищевой цепи: планктонные фито- и зоофаги, нектонные плотоядные организмы, бентонные животные сестоно- и детритояды, а также плотоядный бентос. В то же время очень красноречивым показателем выглядит почти постоянное отсутствие в фосфоритовых туфоценоозах остатков фитобентоса и бентонных фитофагов – показателей малых глубин.

В процессе эволюции бассейнов благоприятные для фосфатонакопления очертания и глубины донного рельефа могут формироваться двояким образом: при трансгрессии и при регрессии. В случаях сохранения рельефа дна фосфоритоносного бассейна и его палеогеографических связей с окружающими областями, эколого-биогеохимическая гипотеза принципиально допускает возможность симметричного развития фосфоритоносных отложений как при регрессии, так и при трансгрессии.

В пределах платформ сохранение геоморфологии бассейнов при трансгрессиях и регрессиях маловероятно и трансгрессивные фосфоритоносные фации совмещаются и сливаются с регрессивными. Поэтому в платформенных условиях степень участия регressiveного седиментогенеза в фосфатонакоплении выявляется только с помощью специальных построений.

Эколого-биогеохимическая концепция позволяет по-новому объяснить причину появления так называемых глобальных фосфоритоносных уровней.

Распределение (по [3]) абсолютных масс вулканических пород, СО<sub>2</sub> карбонатных пород и органического углерода на континентах увязывается с относительным (процентным) содержанием в стратиграфических подразделениях прогнозных ресурсов фосфоритовых руд. При этом эпохи максимума захоронения органического углерода опережают эпохи концентрированного захоронения фосфора, в чем проявляется тенденция к дифференциации органического углерода и фосфора уже в глобально-временном аспекте. Эпохи фосфатонакопления, таким образом, увязываются с эпохами вулканизма.

Предложенный в общих чертах механизм биогеохимического (экологического) фракционирования органогенных фосфора и углерода и образования фосфоритовых скоплений может быть использован для объяснения палеогеографических условий локализации процессов фосфоритонакопления.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1974. Вып. 102. 182 с.
2. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
3. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. (По данным объемного метода). М.: Изд-во АН СССР, 1949. 391 с.
4. Шубаков Г.Н., Яэмир М.М., Анчикин В.Д. Зависимость фосфоритонакопления от периодичности и направленности осадочных процессов // Литология и полезные ископаемые. 1980. № 6. С. 131–136.

# II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКОГО БАССЕЙНА

УДК 553.64 : 551.781.42 (575)

В.С.Бойко

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ ФОСФОРИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Как показывают результаты реконструкций палеогеографических обстановок прошлого [1], а также данные по современному осадконакоплению в морях и океанах [2, 3], процессы фосфоритообразования являются закономерным и довольно обычным явлением морской седиментации в областях шельфов и подводных поднятий. Исходя из полифациальности и биоклиматичности [5, 6] фосфоритов, расшифровка закономерностей, контролирующих образование их крупных концентраций, не утратила своей актуальности и в настоящее время. В связи с ординарностью фосфоритообразования в морских бассейнах, видимо, следует признать, что накопление фосфоритов в таких огромных количествах, как это наблюдается в месторождениях (например, Карагату, Скалистые горы, Северная Африка и др.), должно рассматриваться в качестве аномального явления, обусловленного возникновением особых, отличных от рядовых, зачастую лавинообразных физико-химических процессов, зависящих от масштаба (уровня организации) и времени существования систем, в которых они происходили. Данные о зависимости интенсивности фосфоритообразования от уровня организации и времени существования природных физико-химических систем, их взаимообусловленность и со-подчиненность положены в основу настоящей статьи.

В эоценовую эпоху территория Средней Азии представляла собой небольшую часть континента Лавразии, сопряженную на юге с геосинклинальным поясом Тетис [7]. В пределах последнего существовал одноименный палеоокеан, чем было обусловлено распространение на Среднеазиатскую (Туркскую) молодую эпипалеозойскую платформу обширных трансгрессий, в результате которых образовывались неглубокие эпиконтинентальные моря. По данным [4], площади морской седиментации в Евразии в эоцене расширялись вплоть до середины лютетского века. В конце же эоцена здесь начали преобладать регressive тенденции. Да и сама трансгрессия имела в Средней Азии прерывистый характер, нередко сопровождалась кратковременными регрессиями, что фиксируется в разрезах эоцена наличием седиментационных ритмов, завершающихся гипсами. При этом важно, что с нарастанием трансгрессии нарастала аридизация климата, которая началась со второй половины раннего эоцена и достигла максимума в среднем эоцене.

В целом региональная структура среднеэоценового (биозона NP14 *Discoaster subloodensis*) палеобассейна, в котором происходили процессы фосфоритообразования, может быть представлена следующим образом (рис. 1). На крайнем юге региона (Бадхыз, Иран) со стороны геосинклинали Тетис имели место вулканические процессы как подводного, так и наземного характера. На востоке простиралась пенепленизированная суши с наземными вулканами трещинного типа (Иссыккульская и Кочкорская впадины). На северо-востоке располагалась суши, широтное положение которой соответствовало северной гумидной зоне [4]. Геоморфология морского дна была обусловлена существованием двух крупных прогибов: Амударынского на территории современных Каракумов и Сырдарынского на территории Восточных Кызылкумов. Эти прогибы отделялись двумя крупными поднятиями: Центрально-Кызылкумским и Туркестано-

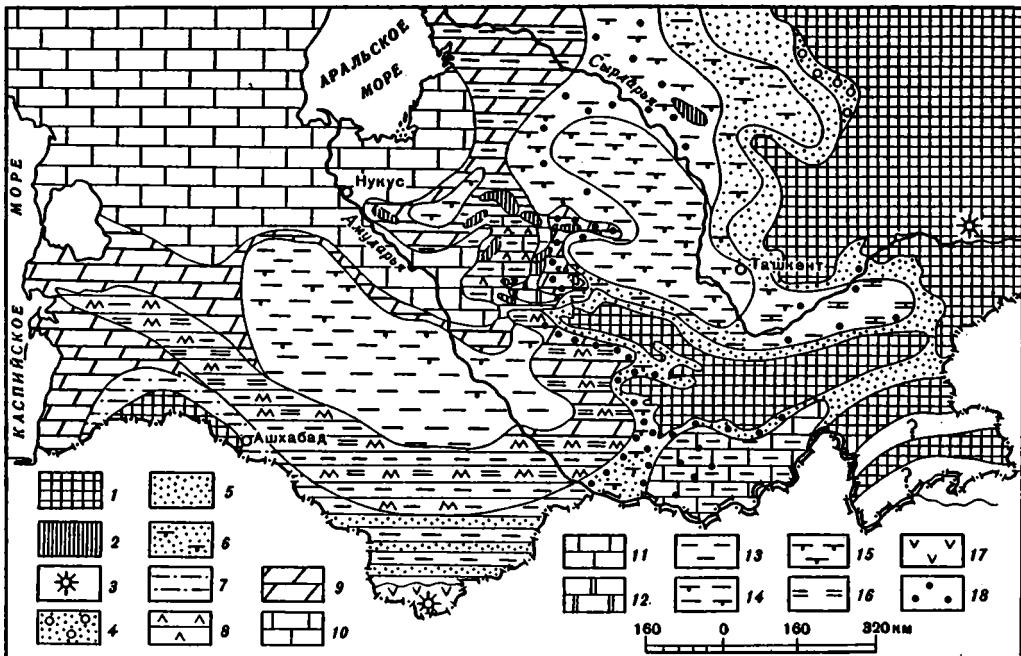


Рис. 1. Литолого-палеогеографическая схема Средней Азии (биозона № P14 *Discoaster sublodoensis*, средний эоцен)

1 – суши пенепленизированная; 2 – подводные поднятия, периодически осушавшиеся во время регрессий; 3 – вулканы; 4–16 – осадки: 4–7 – прибрежные (4 – галечно-гравийные, 5 – песчаные, 6 – известково-песчаные, 7 – алевритовые), 8–12 – мелкого моря (8 – гипсонасыщенные, 9 – глинисто-известковые, 10 – известковые с небольшой примесью глины, 11 – известковые, 12 – доломитово-известковые), 13–16 – глубокого моря (13 – глинистые; 14 – известково-глинистые; 15 – глинисто-известковые; 16 – глинисто-кремнистые с монтмориллонитом пепловой природы); 17 – эффиузивные породы; 18 – фосфориты зернистые

Алайским. Тектонический режим характеризовался крайней нестабильностью: одни блоки испытывали периодические погружения, а другие – воздымания, чем было обусловлено формирование более мелких прогибов и поднятий в пределах главных структур. Палеоширотное положение Средней Азии было несколько южнее современного ( $20\text{--}32^\circ$  с.ш.) и соответствовало северной аридной зоне. Крайней нестабильностью характеризовался и уровень морских вод, вследствие чего часто положительные структуры выводились из зоны седиментации и представляли собой ограниченные области размыва только что сформировавшихся осадков.

На этом довольно сложном палеогеографическом и палеотектоническом фоне возникла своеобразная лиофациальная зональность. Причем единая региональная физико-химическая система, охватывавшая в эоцене всю территорию Средней Азии, здесь так и не сформировалась.

В среднезоценовую эпоху для территории Средней Азии довольно четко устанавливается существование двух систем осадконакопления, отличавшихся рядом физико-химических особенностей. Первая система охватывала площади морской седиментации в условиях некомпенсированных прогибов, а вторая – в условиях прерывистых, восходящих тектонических движений. Развитие этих систем было взаимообусловлено их фациальной и геохимической сопряженностью.

Система осадконакопления в условиях некомпенсированных прогибов существовала в Сырдарьинской и Амударьинской синеклизах, где физико-химические процессы характеризовались восстановительными условиями, глубоким разложением  $\text{C}_{\text{орг}}$ , накоплением в жидкой фазе ионов  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{S}^{2-}$ ,  $\text{NH}_4^+$  и других компонентов. В твердую

фазу здесь переходили катионы  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{2+}$ ,  $\text{U}^{4+}$  и другие, которые связывались преимущественно сульфидной серой. Однако характер седиментации в этих двух прогибах имел существенные различия. На осадконакопление в Сырдарыинской синеклизе оказывали влияние снос обломочного материала с суши, а также непосредственная близость этого прогиба к северной гумидной климатической зоне, откуда поступал растворенный фосфор и другие элементы, подвижные при гумидном типе литогенеза. Осадконакопление в Амударыинской синеклизе контролировалось привносом обломочного и пеплового материала с суши (с востока и юга), а также подводным вулканизмом, поставлявшим значительные количества растворенной  $\text{SiO}_2$ . Источник фосфора, поступавшего в этот прогиб, помимо биогенного, мог быть и эндогенным. В силу указанных причин существовали и различия в характере биогенного осадконакопления. В Сырдарыинской синеклизе это были преимущественно биогенные известковые илы, формировавшиеся за счет скелетов птеропод, фораминифер и кокколитофорид, а в Амударыинской – преимущественно биогенные кремнистые илы, формировавшиеся за счет скелетов диатомей и радиолярий. Бурному расцвету планктонных организмов способствовал подток таких биофильных элементов, как P, N и Ca в Сырдарыинской и P, N и Si в Амударыинской синеклизы. P и N использовались биосом для обмена веществ, а Ca и Si – для построения скелета. Фосфоритов эта система не формировала, так как фосфаты были в растворенной форме. Лишь на стадии позднего диагенеза в осадках возникали редкие желваки и стяжения фосфоритов.

Процессы фосфоритообразования протекали в большей мере по периферии Сырдарыинской синеклизы, так как за счет растворявшихся при окислении  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$  на окислительно-восстановительном геохимическом барьере арагонитовых илов создавалось пересыщение иловых вод  $\text{Ca}^{2+}$ . Это приводило к синтезу коллоидов карбонат-фторапатита путем замещения метастабильной фазы  $\text{CaCO}_3$  (арагонита) с образованием биоморфоз по остаткам известковых скелетов планктона. В Амударыинской синеклизе эти процессы были подавлены вследствие подчиненной роли биогенных известковых илов. Лишь на северо-востоке и востоке ее происходили процессы фосфоритообразования, где имели место известково-глинистые и известково-песчаные осадки.

Таким образом, несмотря на кажущееся сходство масштаба палеотектонических, палеогеографических и других особенностей, физико-химическая система некомпенсированных прогибов в каждом конкретном случае была индивидуальной. Уровень организации условий осадконакопления в этой системе соответствовал III порядку – фосфоритоносному району (I порядок – провинция, II порядок – бассейн). Физико-химические процессы в ней вследствие неустойчивого тектонического режима носили нестационарный характер, в связи с чем резерв растворенного фосфора в палеопрогибах был относительно невелик.

Система осадконакопления в условиях прерывистых восходящих движений существовала на различных (по размерам и форме) палеоподнятиях и других подводных положительных структурах III порядка, сопряженных с прогибами. Эта система развивалась в двух фациальных обстановках: а) на подводных отмелях удаленных (открытых) частей моря; б) на склонах прилегающей с северо-востока и востока суши. В обоих случаях физико-химические и биологические процессы в этой системе происходили под непосредственным воздействием тех компонентов, которые продуцировала первая система. Сюда следует отнести приток на отмели из зон стагнации  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{NH}_4^+$  и др. Отличительными особенностями осадконакопления на подводных поднятиях в открытом море являлись отсутствие терригенной седиментации и постоянный вынос донными течениями пепитовых частиц за их пределы. На шельфе же происходил привнос и осаждение терригенного материала, хотя и в незначительных количествах (из-за отсутствия постоянных водотоков в аридной зоне), что подтверждается наличием вдоль палеосуши (см. рис. 1) глинисто-песчаных осадков. В обеих фациальных обстановках этой системы широко развивались процессы окисления  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{C}_{\text{орг}}$ , перехода двухвалентного железа в трехвалентное, урана четырехвалентного в шестивалентный и др. При этом на палеоотмелях открытого моря создавались исключительно

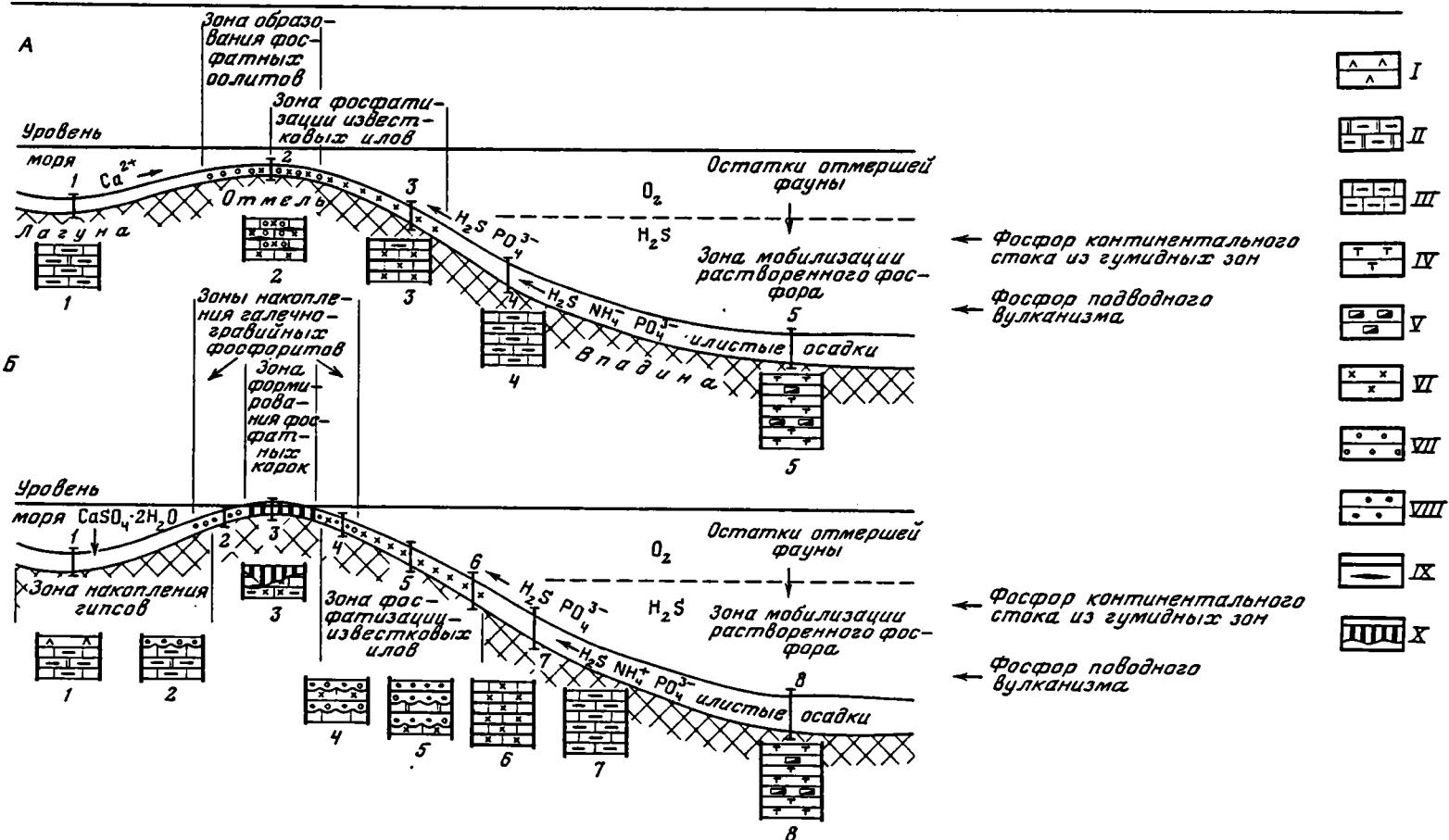


Рис. 2. Схема образования среднезооценовых фосфоритов Средней Азии (на примере Центральных Кызылкумов)

**A – в начале регрессии; Б – в конце регрессии**

**Литологический состав донных осадков:**

- I – гипсонасные
- II – глинисто-доломитовые
- III – глинисто-известковые
- IV – известково-глинистые
- V – битуминозные
- VI – фосфатизированные известковые
- VII – фосфатные оолиты
- VIII – фосфатные гравий и галька
- IX – биоморфные зернистые фосфориты
- X – фосфатные корки (вторичные фосфориты)

благоприятные условия для растворения и метасоматического замещения карбоната кальция, преимущественно арагонита, ортофосфатом кальция. На склоне материковой суши этот процесс происходил преимущественно на границе вода—осадок. Изложенное показывает, что в среднезоценовую эпоху, при максимально высоком стоянии уровня морских вод, на территории Средней Азии формировались следующие типы фосфоритов (рис. 2).

На ранней стадии диагенеза образовывались биоморфные фосфориты путем замещения карбонатфторапатитом арагонита известковых скелетов и шлама планктонной фауны. На стадии позднего диагенеза за счет фосфатоносных иловых вод в застойных условиях формировались фосфатные желваки путем цементации и стягивания карбонатфторапатитом глинистых, песчано-глинистых, известково-глинисто-песчаных и других осадков. Характерной особенностью минерального парагенеза биоморфных фосфоритов являлась ассоциация карбонатфторапатита с кальцитом и остатками  $\text{C}_{\text{орг}}$ . В качестве второстепенных минералов здесь могли формироваться на стадии позднего диагенеза сульфиды железа. Однако в условиях удаленности подводных отмелей от источников сноса  $\text{Fe}^{3+}$  биоморфные фосфориты практически оставались биминеральными с небольшой примесью остаточного  $\text{C}_{\text{орг}}$ . При их формировании метаколлоидные частицы карбонатфторапатита активно сорбировали подвижный  $\text{U}^{6+}$ , который на стадии позднего диагенеза переходил в  $\text{U}^{4+}$ . Часть акцессорного урана связывалась на стадии позднего диагенеза органическим веществом.

При кратковременных регрессиях происходило обмеление морского бассейна, вывод из-под уровня вод некоторых участков подводных отмелей, отступление береговой линии на шельфе. При этом на сложных по своей структуре поднятиях (например, на Центральнокызылкумском своде) возникали отдельные небольшие лагуны, имевшие связь с морем, в которых при аридности климата развивался эвапоритовый процесс (осаждение доломитов, гипсов). Эти лагуны становились источником  $\text{Ca}^{2+}$ , который соединялся с  $\text{PO}_4^{3-}$  (поступавшим из прогибов) в переходной зоне, где происходило смешение вод лагуны с водами сопряженной впадины, зараженной  $\text{H}_2\text{S}$ . Таким образом, при регрессиях возникала третья физико-химическая система, в которой pH вод была близкой к нейтральной, существовали резко окислительные условия и происходило смешение двух типов вод: богатых кальцием, с одной стороны, и фосфором — с другой. Для этой системы было характерно химическое осаждение карбонатфторапатита в виде округлых комочеков и оолитов в подвижной гидродинамической обстановке. Однако масштаб проявления этих процессов был ограничен небольшими запасами  $\text{Ca}^{2+}$  в маленьких лагунах и незначительными по площади зонами смешения вод. Поэтому при регрессиях на ограниченных участках формировались незначительные по мощности (1–5 см) прослои оолитовых фосфоритов. Эта же система могла сформироваться и на шельфе, однако в связи с относительно высоким положением суши мелководные лагуны здесь не возникали.

Четвертая физико-химическая система возникала на выведенных из-под уровня морских вод отмелях, где ранее (в подводных условиях) накопились биоморфные фосфориты и фосфатизированные известковые илы. Эта система характеризовалась резко окислительной обстановкой, относительно низкими значениями pH вследствие окисления  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\text{FeS}_2$ . Такие физико-химические условия создавали благоприятную обстановку для растворения  $\text{CaCO}_3$  (частично и фосфата кальция). Происходит вынос из биоморфных фосфоритов кальция и перераспределение фосфора. В результате эта физико-химическая система формировала профиль коры выветривания, в самой верхней части которой образовывались вторичные фосфориты остаточного типа ("фосфоритная шляпа"). Эти практически монофосфатные фосфориты нередко размывались во время приливов и отливов и переотлагались в виде хорошо окатанных гравия и галек в окрестностях поднятия, образуя незначительные по мощности прослои на размытой поверхности ранее сформировавшихся пород, в том числе биоморфных фосфоритов. На фациальном профиле от поднятия к прогибу возникал постепенный переход галечно-гравийных фосфоритов в биоморфные (или зернистые), который мы сейчас наблюдаем

в ископаемом состоянии (Джерой, Акай, Бешбулак и др.). Масштаб фосфоритообразования в этой системе был также ограничен площадью палеоподнятий, которая была выведена из-под уровня моря, а также количеством ранее сформировавшихся биоморфных фосфоритов и фосфатизированных известковых илов. Как следует из имеющегося фактического материала (см. рис. 1), развитие физико-химических процессов этой системы ограничено небольшими палеоподнятиями Центральных Кызылкумов (Джетымтау, Тамдытау и др.). Автор не исключает развитие этой системы и на более обширных пространствах, так как по другим районам Средней Азии фактического материала пока еще недостаточно для более объективной оценки масштаба развития этих процессов.

Таким образом, здесь рассмотрены наиболее вероятные условия образования фосфоритов в среднеоценовом морском бассейне Средней Азии исходя из геохимии фосфора и существовавших палеогеографических и палеотектонических обстановок.

В среднеоценовую эпоху процессы фосфоритообразования были закономерным явлением в нескольких физико-химических системах, уровни организации которых имели существенные различия. Если их для краткости изложения обозначить цифрами в порядке рассмотрения в настоящей статье и проанализировать имеющийся фактический материал по масштабу фосфоритообразования, мы получим следующее.

Самым незначительным масштаб фосфоритообразования был при формировании вторичных и связанных с ними галечно-гравийных фосфоритов, так как четвертая система развивалась в пределах палеоструктур IV порядка. Несколько большими масштабами характеризовалось развитие третьей системы, формировавшей оолитовые фосфориты (структуры III и IV порядка). При этом возникновение третьей и четвертой физико-химических систем происходило довольно часто. Однако время их существования и массы вовлекаемых в реакции веществ, как правило, были незначительными. Эти системы сформировали те многочисленные проявления галечно-гравийных и оолитовых фосфоритов, которые составляют 80% от всех известных эоценовых проявлений Средней Азии.

Вторая физико-химическая система развивалась в пределах палеоструктур III порядка. Она охватывала более обширные пространства и вовлекала в реакции более значительные массы веществ, способные создать мелкие и средние месторождения биоморфных фосфоритов. Равным с ней масштабом развития характеризовалась первая система, которая создавала резерв растворенного фосфора, поступавшего и реагировавшего во второй системе. В связи с этим массы фосфора в первой системе были значительными в растворенной форме, и лишь на стадии позднего диагенеза остаточные концентрации его формировали редкие стяжения в илах восстановительной зоны.

Из изложенного выше следует, что максимальный масштаб процессов фосфоритообразования в эоценовую эпоху на территории Средней Азии ограничивался палеоструктурами III порядка, в пределах которых существовали физико-химические условия, благоприятные для преимущественного образования биоморфных зернистых фосфоритов глинисто-известкового состава.

В принципе описанные четыре физико-химические системы, в которых происходило фосфоритообразование, по уровню организации могут быть любыми. Это зависит от палеотектонических, палеогеографических и палеоклиматических особенностей конкретной территории в определенный исторический отрезок времени. Наиболее предпочтительной для формирования крупных месторождений высококачественных оолитовых и зернистых фосфоритов является третья система, если она длительно развивается в структурах I и II порядка в аридной климатической зоне. Крупные месторождения могут быть сформированы и четвертой системой, если ее развитие происходит в пределах структур I и II порядка и по времени следует после длительного существования второй и третьей систем.

В эоценовую эпоху на территории Средней Азии доминировали процессы первой и второй систем, на образование которых неоднократно накладывались процессы третьей и четвертой систем, что несколько облагородило фосфориты, но не привело к созданию

уникальных месторождений с большой (более 2 м) мощностью и высоким (28–32%  $P_2O_5$ ) качеством фосфоритов.

Более предпочтительными для образования монофосфатных и оолитовых зерен являются литофации, переходные между карбонатными и кремнистыми, которые наблюдаются на востоке и северо-востоке Амударьинской синеклизы. Однако вследствие близости областей сноса зернистые фосфориты здесь характеризуются примесью обломочного материала.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт. Т. 4. / Под ред. А.П. Виноградова. М., 1967.
2. Батурина Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 232 с.
3. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
4. Родов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Палеогеновые литологические формации континентов // Сов. геология, 1978, № 3. С. 10–42.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. II. Закономерности состава и размещения гумидных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 574 с.
6. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
7. Тектоника Средиземноморского пояса / Под ред. А.Л. Яншина, М.В. Муратова. М.: Наука, 1980. 943 с.

УДК 553.64.06 : 552.1(575)

В.Я.Ильяшенко

## ТИПЫ ФОСФОРИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

В разные геологические эпохи на территории Средней Азии происходило образование фосфоритов различных типов — микрозернистых, зернистых, желваковых, галечных (рис. 1, см. вкл.), которые распространены в пределах горных сооружений Средней Азии, где приурочены к зачастую метаморфизованным мощным толщам допалеозойских и палеозойских пород, образовавшихся в геосинклинальных условиях. Зернистые, желваковые и галечные фосфориты тяготеют к равнинным пространствам региона, реже — к предгорным районам и связаны с мезозойскими и кайнозойскими отложениями платформенного чехла.

Микрозернистые фосфориты развиты в отложениях протерозоя (Букантау, Ауминзатау), кембрия (хребты Туркестанский, Алайский), ордовика (Нуратау, Терсекай-Алатау), силура (Ауминзатау, Тамдытау; Зарабулакские горы, хребты Зарафшанский и Алайский, западные отроги Ферганского хребта), девона (Букантау, Тамдытау, Кульджуктау) и карбона (гора Окжетпес, хр. Алайский). Эти фосфориты встречены на проявлениях 19, 21, 23, 25, 26, 32, 36, 44, 49, 51–58, 60 (см. рис. 1).

Фосфориты представляют собой микрозернистую, яшмовидную породу черного цвета, во многих случаях с раковистым изломом, залегающую среди известняков, доломитов, кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев в виде прослоев и пластов мощностью 0,03–3,50 м (рис. 1, 2), зачастую линзообразных [5, 9, 14].

Сложены микрозернистые фосфориты скрытокристаллическим фосфатным веществом с примесью кремнистого, в котором присутствуют редкие зерна фосфата размером 0,15–0,20 мм и в небольшом количестве терригенные зерна кварца, кальцита, доломита, полевого шпата, рудных минералов. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах 10,5–28,4%, в прослоях 6,0–13,0%.

Зернистые фосфориты распространены среди отложений палеогена (средний, отчасти верхний эоцен). Развиты они в центральной части Средней Азии (Таджикская, Бухарская и Ферганская депрессии, Центрально-Кызылкумский свод). Фосфориты этого

типа имеют облик мелко- и тонкозернистого песчаника или алевролита [1, 3, 8, 11, 15–17], а также средне- и крупнозернистого [2, 4, 5, 7 и др.].

В зависимости от условий образования и состава фосфатных обособлений зернистые фосфориты разделяются на детритовые, частью биоморфные (в районе Центральных Кызылкумов), встреченные на проявлениях 18, 24, 27–29 (см. рис. 1) и пеллетовые (в остальных районах) – на проявлениях 30, 34, 35, 37, 39, 41, 45, 46 (см. рис. 1; 2, б–д).

Детритовые фосфориты состоят из частично фосфатизированных раковин фораминифер, птеропод (60–90%), в большинстве своем покрытых фосфатной оболочкой, обломков костей и зубов рыб (5–30%), копролитов, фосфатных зерен и оолитов (5–15%). Иногда оолиты слагают отдельные пропластки в фосфоритовом пласте. Размер фосфатных обособлений от 0,05 до 1,0 мм, содержание  $P_2O_5$  25–32%. Как сопутствующие в фосфоритах находятся обломки кварца, доломита, кальцита, целестина, полевых шпатов, а также минералы глин (гидрослюдя, монтмориллонит, каолин). Цемент глинисто-карбонатный.

Эти фосфориты образуют пласты мощностью от 0,1 до 1,8 м, залегающие среди известняков, мергелей, глин и содержащие  $P_2O_5$  от 4,11 до 27%.

Пеллетовые фосфориты сложены фосфатными зернами и оолитами (30–70%), фосфатизированными раковинами гастропод и брахиопод (1–3%), копролитами (1–15%), обломками костей рыб. Размер фосфатных обособлений колеблется от 0,1 до 1,5 мм, содержание в них  $P_2O_5$  – от 26,2 до 32,2%. Неофосфатные компоненты представлены кварцем, полевыми шпатами, кальцитом, минералами глин. Цемент глинисто-карбонатный. Слои пеллетовых фосфоритов находятся среди известняков, песчаников, мергелей, глин. Мощность их от 0,1 до 2,7 м, содержание  $P_2O_5$  от 4,19 до 22,3%.

Таким образом, основное отличие пеллетовых фосфоритов от детритовых состоит в том, что в первых больше фосфатных зерен, а во вторых – фосфатизированного органического детрита. Кроме того, пеллетовые фосфориты содержат значительное количество терригенной примеси (55–75%), вследствие чего их можно считать песчанистыми.

Желваковые фосфориты известны в отложениях кембрия (Терской Ала-Тоо), ордовика (хр. Пскемский), силура (Букантау, Нурага, хр. Туркестанский), мела и палеогена (Центральные Кызылкумы, Малый Балхан, Копетдаг, Бадхыз). Они представляют собой округлые тела, в которых фосфатное вещество служит цементом терригенного материала [4, 5, 7]. В зависимости от строения фосфатных обособлений выделяются фосфориты конкреционные, развитые на проявлениях 2, 4, 6–8, 12, 13, 15–18, 20, 22, 31, 33, 38, 40, 42, 47, 48, 50, 59 и желваково-ракушечные, встреченные на проявлениях 11, 14, 15 (см. рис. 1; 2, е–з).

Конкреционные фосфориты домезозойского возраста образуют слои, иногда линзовидные. Мощность их от 0,6 до 6 м. Сложены они фосфоритовыми конкрециями размером от 3 до 15 см, содержание  $P_2O_5$  в которых от 10 до 32,3%. Форма их округлая, уплощенная, овальная. Поверхность конкреций неровная, шероховатая. Находятся они в углисто-кремнистых сланцах, аргиллитах, песчаниках в количестве 10–25 штук на 1  $m^2$ . Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритовых слоях колеблется от 6,6 до 8%. Конкреции имеют концентрическое строение и состоят из фосфатного вещества с примесью кремнистого, цементирующего терригенный материал (кварц, кальцит, доломит), который находится в небольших количествах, и полевые шпаты, целестин, рудные минералы. В составе конкреций присутствует кристаллический апатит.

Конкреционные фосфориты мелового и палеогенового возраста образуют слои мощностью от 0,1 до 0,7–1 м, сложенные конкрециями, находящимися в песке, реже в некрепком песчанике или глине. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритовых слоях от 1,61 до 12,9–13%. По данным Г.К.Литвина, К.Я.Федоренко и Е.М.Запевалина, эти конкреционные фосфориты широко развиты на территории Туркмении. Конкреции этих фосфоритов имеют размеры от 0,5 до 15 см. Форма их округлая, неправильная, поверхность бугристая. Многие из них имеют концентрически-слоистое строение. Состоят

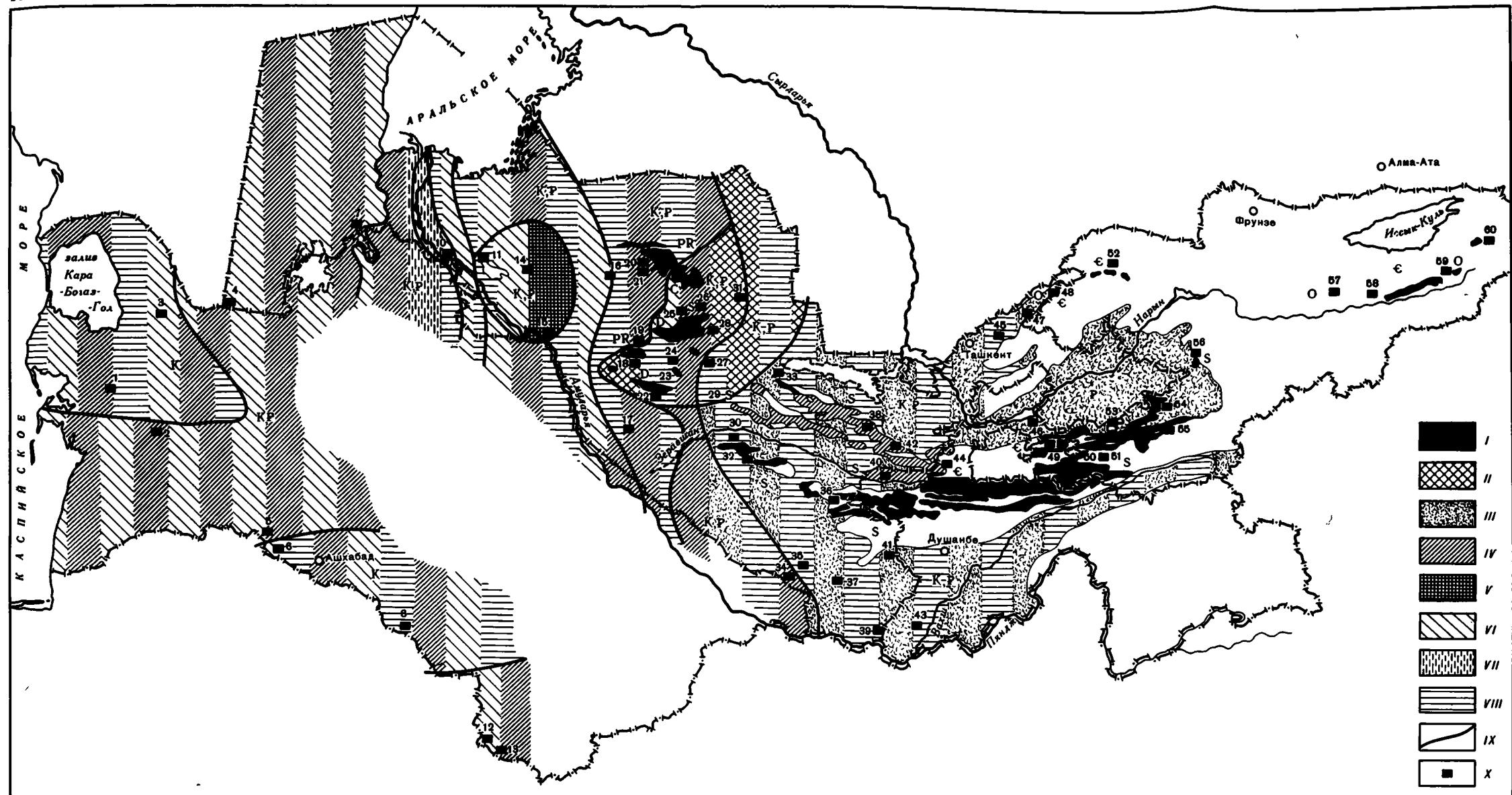


Рис. 1. Схема распространения основных типов фосфоритов Средней Азии (составил В.Я. Ильяшенко, 1983 г.)

I–VIII – типы и подтипы фосфоритов: I – микрозернистые, II – афанитовые, зернистые, III – детритовые, IV – пеллетовые, желваковые, V – конкреционные, VI – желваково-ракушечные, галечные, VII – галечниковые, VIII – конгломератовые; IX – границы площадей распространения основных типов и подтипов фосфоритов; X – месторождения и проявления фосфоритов: 1 – Утгуджа-Огландинское ( $K_1$ ), 2 – Малый Балхан ( $P_2^1$ ), 3 – Туарское ( $K_1$ ), 4 – Казахлинское ( $K_2$ ), 5 – Кууское ( $K_1$ ), 6 – Секизябское ( $K_1$ ), 7 – Айбурырское ( $K_2$ ), 8 – Арчынъякское ( $K_1$ ), 9 – Ходжейпийское ( $P_2^1$ ), 10 – Чукайтугайское ( $P_2^1$ ), 11 – Ходжакульское ( $P_2^1$ ), 12 – Разматурское ( $K_1$ ), 13 – Чокматлинское ( $P_2^1$ ), 14 – Якшикокчинское ( $P_2^1$ ), 15 – Мешеклинское ( $K_2$ ), 16 – Минбулакское ( $P_2^1$ ), 17 – Газлинское ( $P_2^1$ ), 18 – Ауминзатуское I ( $P_2^1$ ), Ауминзатуское II ( $P_2^1$ ), 19 – Шокетауское (PR), 20 – Букантаус-

кое ( $P_2^1$ ), 21 – Айтымское (PR), 22 – Кульджуктауское ( $P_2^1$ ), 23 – Таушанское (D), 24 – Ташкуринское ( $P_2^1$ ), 25 – Коскудукское (D), 26 – Каракатинское ( $P_2^1$ ), 28 – Джерой-Сардаринское ( $P_2^1$ ), 29 – Западно-иуратинское ( $P_2^1$ ), 30 – Навойское ( $P_2^1$ ), 31 – Кинктауское ( $K_1$ ), 32 – Зирабулакское ( $S_1$ ), 33 – Нуратуское ( $S_1$ ), 34 – Тойчайское ( $P_2^1$ ), 35 – Ходжамагометское ( $P_2^1$ ), 36 – Караджангальское ( $S_1$ ), 37 – Тодинское ( $P_2^1$ ), 37 – Санхарское ( $S_1$ ), 38 – Газарминское ( $S_1$ ), 39 – Досманоглынское ( $P_2^1$ ), 40 – Шишкатское ( $S_1$ ), 41 – Гулиобское ( $P_2^{1-3}$ ), 42 – Завминское ( $S_1$ ), 43 – Акджарское ( $K_2$ ), 44 – Арглинское ( $\infty$ ), 45 – Паркентское ( $P_2^1$ ), 46 – Исфаринское ( $P_2^1$ ), 47 – Коксуйское (O), 48 – Каракорумское ( $\infty$ ), 49 – Шурабское ( $\infty$ ), 50 – Кескулакское ( $S_1$ ), 51 – Шахимарданское ( $S_1$ ), Каракасмакское ( $S_1$ ), 52 – Кумыштагское (O $_1$ ), 53 – Пумское ( $\infty$ ), 54 – Аравансское ( $\infty$ ), 55 – Киргизатинское ( $S_1$ ), 56 – Джалаалабадское ( $S_1$ ), 57 – Окорченское (O), 58 – Туюксу ( $\infty$ ), Курметинское ( $\infty$ ), 59 – Карасайское (O), 60 – Бордугорское ( $\infty$ )

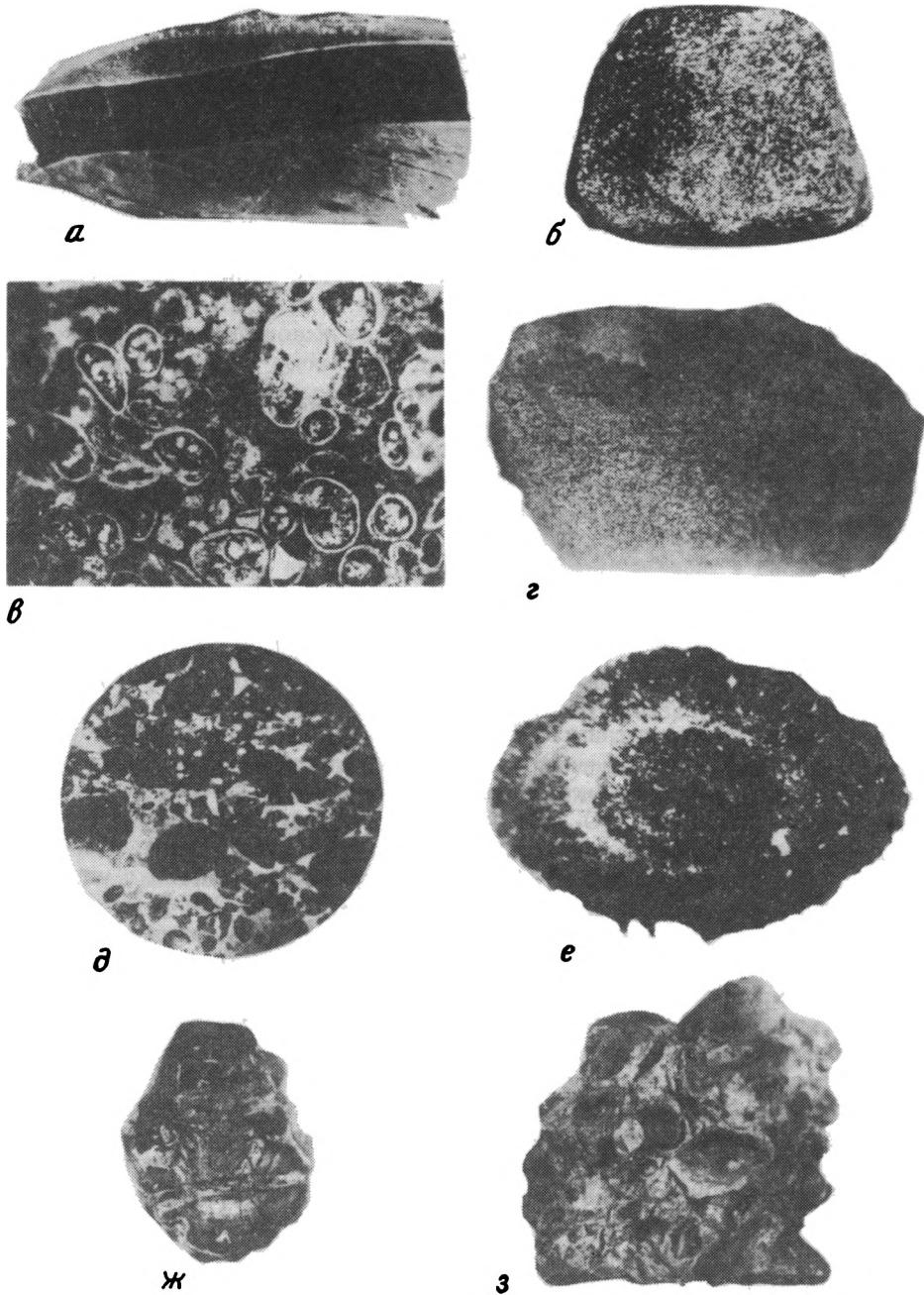


Рис. 2. Фосфориты Средней Азии

Подтипы фосфоритов: а – афанитовые, Заргарское проявление, ум. 4 (фото Г. Фатхуллаева); б – дегритовые, Джерой-Сардаринское месторождение, ум. 1,5; в – дегритовые (шлиф, николи параллельные), Джерой-Сардаринское месторождение, ув. 40; г – пеллетовые, Гулиобское проявление, ум. 2,5; д – пеллетовые (шлиф, николи параллельные), Гулиобское проявление, ув. 30; е – конкреционные, Газарминское проявление, ум. 5 (фото Г. Фатхуллаева); ж – конкреционные, Ауминзатауское проявление, ум. 2; з – желваково-ракушечные, Ходжакульское проявление, ум. 2; и – галечниковые, Назарханское проявление, ум. 2,5; к – конгломератовые, Санзарское проявление, ум. 4 (фото Г. Фатхуллаева); л – конгломератовые, Чукайтугайское проявление, ум. 3; м – гравийные, Джерой-Сардаринское месторождение, в натуральную величину

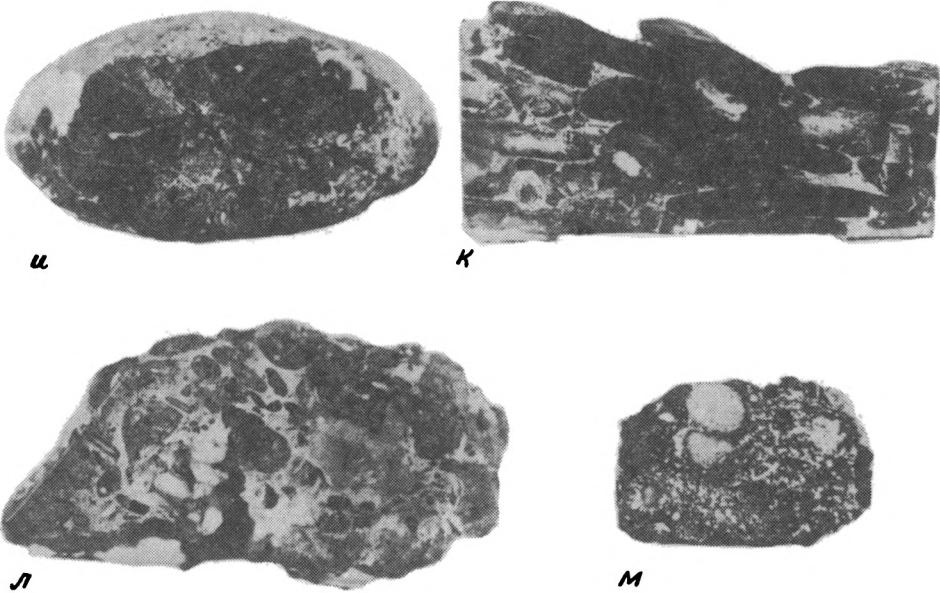


Рис. 2 (окончание)

конкремции из терригенного материала (кварца, полевого шпата, глауконита, обломков раковин, рудных минералов), сцементированного скрыто кристаллическим изотропным фосфатом. Встречаются крустификационные корочки фосфатного вещества вокруг обломочных зерен. Содержание  $P_2O_5$  в конкрециях от 12,6 до 27,8%.

Желваково-ракушечные фосфориты развиты в районе хр. Султануздаг, где образуют слой, сложенный желваками размером 1,0–12,0 см, которые находятся в устричнике. Мощность слоя от 0,2 до 0,4 м, содержание  $P_2O_5$  от 10 до 14%. Эти фосфориты отличаются от конкреционных тем, что в их желваках присутствуют в значительных количествах частично фосфатизированные раковины устриц размером 1–3 см и их обломки. Содержание  $P_2O_5$  в желваках 12,5–14,7%.

Галечные фосфориты распространены на всей территории Средней Азии. Они известны в отложениях силура (Нуратау, хр. Туркестанский), нижнего и верхнего мела и палеогена Туркмении, Узбекистана и Таджикистана (проявления 4, 5, 7 на рис. 1, данные З.Ф.Койфман, Г.К.Литвина, К.Я.Федоренко, Е.М.Запевалина). Эти фосфориты представляют собой переотложенные желваковые, зернистые, галечные и микрозернистые разности допалеозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов. Встречаются на всех проявлениях, кроме тех, где развиты микрозернистые (см. рис. 1; 2, *и–м*).

В зависимости от размера галек и характера цементации в слоях выделяются галечниковые, конгломератовые и гравийные фосфориты.

Галечниковые фосфориты представляют собой скопление фосфоритовых галек размером от 0,8 до 25 см округлой, удлиненной, неправильной формы. На гладкой поверхности галек часто имеют место небольшие углубления — следы деятельности камнеточцев (сверлящих организмов). Содержание  $P_2O_5$  в гальках колеблется от 18 до 33,5%. Распространены эти фосфориты в районе хр. Султануздаг, где ими образован слой мощностью от 0,1 до 0,4 м. В составе слоя наряду с фосфоритовыми гальками присутствуют фосфатизированные обломки костей животных и рыб, а также обломки древесины. Содержание  $P_2O_5$  в слое колеблется от 0,8 до 11,61%.

Конгломератовые фосфориты развиты в отложениях силура в Нурагау и хр. Туркестанском, а также в низовьях Амудары, где образуют слои в основании отложений палеогена. Силурийские конгломератовые фосфориты представляют собой уплощенные фосфоритовые гальки размером 3–8 см, сцементированные фосфатным и кремнистым веществом [14]. Залегают они в виде линз, в которых плотно упакованы. Содержание пятиокиси фосфора от 10 до 12%, а в гальках – от 15,5 до 25%. Конгломератовые фосфориты палеоценового возраста состоят из фосфоритовых галек, сцементированных известковым веществом. Слои их имеют мощность от 0,1 до 1 м. Содержание  $P_2O_5$  в них от 1,6 до 10,8%, а в гальках – от 11,5 до 23,5%.

Гравийные фосфориты получили очень широкое развитие. Они известны в отложениях мела и палеогена почти на всей территории Средней Азии. Состоят эти фосфориты из обломочных фосфоритовых зерен гравийной размерности. По своему составу фосфоритовые зерна отвечают всем более древним фосфоритам – микрозернистым, зернистым, желваковым и галечным, давшим материал для их образования. Зерна фосфоритов находятся в песчаниках в разных количествах. Встречаются гравийные фосфориты в виде слоев, мощность которых колеблется от 0,1 до 5 м и более. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритовых слоях от 1 до 10,5%, а в зернах – от 16,3 до 24,4%.

Образование разных типов морских фосфоритов зависит от различий палеотектонических и палеогеографических условий, существовавших в регионе, где находился морской бассейн, в котором происходило фосфоритообразование, а также от геохимических и гидродинамических особенностей самого бассейна. Такие факторы, как нормальная соленость и окислительная среда, являются благоприятными для образования всех типов первичноосадочных фосфоритов.

Во время формирования микрозернистых фосфоритов происходили устойчивые прогибания. Поступление в бассейн терригенного материала было незначительным, что является благоприятным фактором.

Образование желваковых фосфоритов шло в условиях неустойчивых прогибаний, когда терригенный материал доставлялся в бассейн в значительных количествах, что влияло на качество фосфоритов.

Тектонические условия, при которых накапливались зернистые фосфориты, характеризовались неустойчивыми поднятиями. Терригенный материал поступал в бассейн в количествах относительно больших, чем во время образования микрозернистых. Детритовые фосфориты формировались в области подводной возвышенности в открытом море, далеко от берега [4, 16]. В этот район терригенный материал почти не попадал, и поэтому фосфориты характеризуются малым его содержанием. Обилие здесь микрофауны обусловило накопление раковин отмерших организмов, что и определило состав этих фосфоритов. Пеллетовые фосфориты накапливались на участках, расположенных ближе к берегу, вследствие этого пеллетовые фосфориты обогащены обломочным нефосфатным материалом [2, 4].

Известно, что перераспределение вещества в процессе диагенеза происходит интенсивнее, если его количество в осадке намного меньше 100% [13]. Также известно, что количество осевшего фосфора зависит от характера шельфа [6, 12]. Узкий крутой шельф создавался интенсивными тектоническими движениями в геосинклинальных условиях; на платформах, где тектонический режим менее активен, происходило образование широкого пологого шельфа.

Осаждение фосфора в геосинклинальных условиях на единицу площади дна было значительным, так как шельф был крутым и узким. Перераспределение фосфата почти не происходило, и в процессе раннего диагенеза формировались пласты микрозернистых фосфоритов. Образование этих фосфоритов в раннедиагенетическую стадию из коллоидных растворов обусловило раковистый излом, характерный для большинства микрозернистых фосфоритов Средней Азии.

В платформенных условиях фосфатное вещество на единице площади дна накапливалось в небольших количествах и стягивалось вокруг определенных центров (зерен,

обломков раковин и др.), образуя в стадию позднего диагенеза конкреции (желваки) фосфоритов.

Во время образования зернистых фосфоритов шельф платформенного бассейна вследствие поднятия горных массивов Тянь-Шаня или образования подводной возвышенности был нешироким. Накопление фосфатного вещества на единице площади дна было более значительным, чем в случае широкого шельфа, а перераспределение его происходило более интенсивно, чем в геосинклинальном бассейне. Относительно небольшое количество фосфата не могло образовать сплошные пласты фосфоритов; в процессе юздного диагенеза формировались фосфатные зерна, а в местах большей подвижности водной среды – оолиты. Тогда же формировались фосфатные оболочки вокруг раковин микрофауны и терригенных зерен.

Область интенсивного фосфоритообразования располагалась в пределах доннотечиевого фациального пояса, причем микрозернистые и зернистые фосфориты формировались в доннотечиевые иловых фациальных зонах, а желваковые – в доннотечиевых песчаных.

Образование первичноосадочных фосфоритов происходило в условиях спокойного гидродинамического режима, но формирование фосфоритовых пластов и слоев – под влиянием большей его активности, в результате чего терригенный материал (более легкий) выносится, а фосфатный (более тяжелый) сгружается.

Климат во время образования микрозернистых и зернистых фосфоритов был аридным, о чем свидетельствуют доломиты, присутствующие в палеозойской кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации, и ксерофитная флора, находящаяся в породах палеогеновой терригенно-карбонатной фосфоритоносной формации [10]. Во время формирования желваковых фосфоритов климат был гумидным. На это указывают обломки древесины в фосфоритовых слоях.

Накопление галечных фосфоритов палеогенового возраста происходило в волноприбойной фациальной зоне в условиях активного гидродинамического режима. Более древние фосфориты размывались, давая материал для фосфоритовых галечников; на участках осаждения карбонатов происходило образование фосфоритовых конгломератов.

Конгломератовые фосфориты палеозоя формировались в условиях подводных течений, которые размывали микрозернистые фосфориты. Обломки последних, окатываясь, превращались в гальки, образующие линзы, где они (гальки) скементированы кремнистым веществом.

Гравийные фосфориты формировались в условиях подводнодельтовой обломочной фациальной зоны, где существовали течения продолжающихся под водой рек. Реки приносили обломки фосфоритов и отлагали их на значительных площадках. Эти обломки смешивались с нефосфатным терригенным материалом и образовывали слои гравийных фосфоритов, часто разной мощности.

Изложенное выше позволяет сделать некоторые выводы о перспективности охарактеризованных фосфоритов.

Высокие перспективы имеют среднезоценовые дегритовые фосфориты, распространенные в пределах широких равнинных пространств Центральных Кызылкумов. Содержание  $P_2O_5$  в них и запасы этих фосфоритов значительны. Меньшими перспективами обладают пеллетовые фосфориты среднего и верхнего эоценена, развитые в Таджикской депрессии. Хотя содержание пятиокиси фосфора в них высокое, крутое залегание ограничивает их запасы. Конкремионные, конгломератовые и галечные фосфориты палеогенового возраста имеют низкое содержание фосфорного ангидрита, небольшие мощности слоев и, несмотря на значительные площади распространения в Туркмении, Узбекистане, Таджикистане, небольшие запасы и малые перспективы. Палеозойские микрозернистые и конкремионные фосфориты в связи со слабой изученностью относятся к неясноперспективным.

Перспективы меловых гравийных фосфоритов малы, но изучение их необходимо продолжить, так как мощности слоев этих фосфоритов значительны и распространены

они на больших площадях Средней Азии. Не исключена возможность выявления крупного месторождения этих фосфоритов, а довольно легкая их обогатимость (грохочение) может существенно повысить перспективность гравийных фосфоритов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко В.С., Шабанина Н.В., Ильяшенко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 158–164.
2. Жураев Ш. Сравнительно-количественная характеристика фосфоритовых образований Обизаранга и степень их фосфатизации // Узб. геол. журн. 1967. № 4. С. 50–56.
3. Ибайдуллаев Н. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1968. № 3. С. 24–29.
4. Ильяшенко В.Я. Геология фосфоритов мезозоя и кайнозоя Узбекистана и соседних районов Средней Азии и закономерности их геологического размещения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1968. 28 с.
5. Ильяшенко В.Я. Фосфатоносность осадочных образований центральной части Средней Азии // Геология и генезис месторождений горнохимического сырья: Тр. Геол. ин-та. Казань, 1971. С. 79–88.
6. Ильяшенко В.Я. Геотектонические условия размещения мезозойско-кайнозойских фосфоритов центральной части Средней Азии // Проблемы прогноза, поисков и разведки горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971. С. 66–72.
7. Ильяшенко В.Я. Промышленно-генетическая классификация месторождений фосфоритов палеогена центральной части Средней Азии // Узб. геол. журн. 1980. № 1. С. 79–83.
8. Ильяшенко В.Я., Кудряшев Н.С., Фатхуллаев Г. Вещественный состав зернистых фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения // Зап. Узб. отд-ния ВМО. 1983. Вып. 36. С. 69–72.
9. Конев В.А., Ильяшенко В.Я., Фатхуллаев Г. О фосфоритоносности Средней Азии // Учен. зап. САИГИМСа, Ташкент: Фан, 1969. вып. 8. С. 104–109.
10. Миркамалова С.Х. Стратиграфия и моллюски палеогена Приташкентского района и Кызылкумов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 128 с.
11. Петров Н.П., Жураев Ш., Ибайдуллаев Н., Мирзалимова Н. Фосфатоносность палеогеновых отложений Западного и Юго-Западного Узбекистана // Послепалеозойские отложения Узбекистана. Ташкент: Фан, 1973. С. 75–97.
12. Рухин Л.Б. Основы литологии: Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969.
13. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963.
14. Фатхуллаев Г. Фосфоритоносность силурийских отложений Южного Тянь-Шаня: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1972. 27 с.
15. Шабанина Н.В., Бойко В.С., Журавлев Ю.П. Результаты петрографического изучения среднезооценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1982. № 4. С. 76–80.
16. Шаякубов Т.Ш., Ильяшенко В.Я., Бойко В.С., Кудряшев Н.С., Турнов У.Т. Палеогенные фосфориты Узбекистана // Сов. геология. 1982. № 7. С. 3–12.
17. Шаякубов Т.Ш., Михайлов А.С., Бойко В.С., Кудряшев Н.С., Журавлев Ю.П. Центрально-Кызылкумский фосфоритоносный район и его перспективы // Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых: (Обзор). М.: ВИЭМС, 1983. 28 с.

УДК 553.64:552.123

М.И. Карпова, Ю.Ф. Шмелькова, Е.Н. Шляпкина, В.Н. Силантьев

## ЗЕРНИСТЫЕ ФОСФОРИТЫ ТУАРКЫРА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА

Залежи фосфоритов в Туркменистане установлены в широком стратиграфическом диапазоне от нижнего мела до палеогена включительно (Литвин, 1972 г.). Повсеместно они представлены желваковым типом, лишь в альб-сеноманских образованиях Туаркыра сравнительно недавно обнаружены зернистые фосфориты, образующие небольшое Туарское месторождение. Данные, касающиеся их состава и строения, крайне ограничены [2, 4, 6]. В данной статье детально рассматриваются их минералого-геохимические особенности, что в значительной мере позволяет восполнить этот пробел.

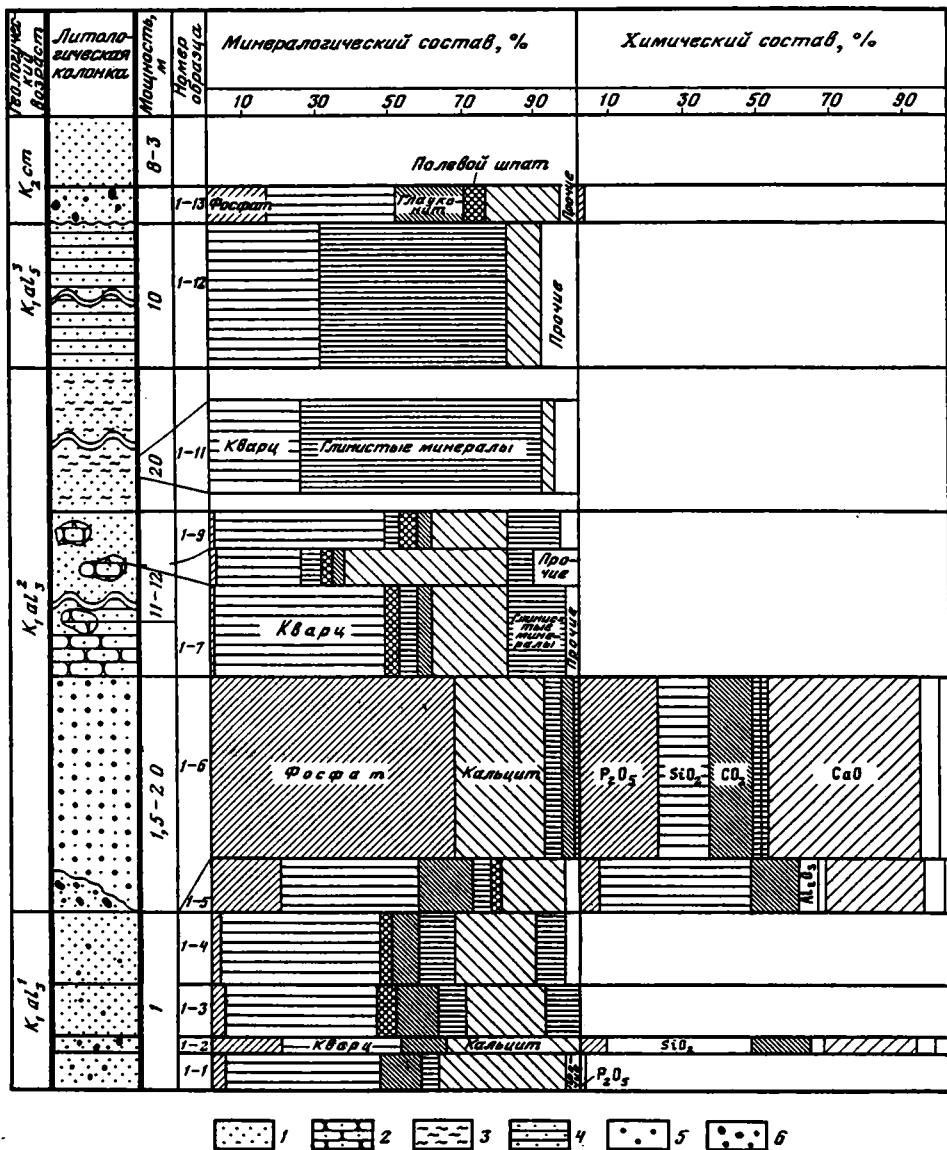


Рис. 1. Распределение минеральных и химических компонентов в разрезе Туарского месторождения (уч. Умок-Дере)

1 – песок; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – глина песчаная; 5 – зерна фосфоритов; 6 – желваки фосфоритов

Туарское месторождение расположено в пределах Туаркырской зоны поднятий. Фосфориты залегают в толще мелкозернистых глауконитсодержащих песчаных пород. Их мощность колеблется от 0,1–0,5 до 2,5 м. Это буровато-серые, прочные, в зоне выветривания рыхлые песчаники, в различной степени насыщенные фосфатными образованиями. Среди последних резко преобладают зерна. По простирианию и разрезу пласти зернистых фосфоритов переходят в желваковые и зернисто-желваковые (рис. 1). Рудоносные песчаники характеризуются грубой односторонней слоистостью потокового типа и повышенным содержанием по сравнению с вмещающими безрудными среднепесчаной фракции (31–65%) (рис. 2). Обломочная часть их состоит из зерен кварца (25–40%), глауконита (5–15%), полевых шпатов (3–10%), обломков кремней и кварца.

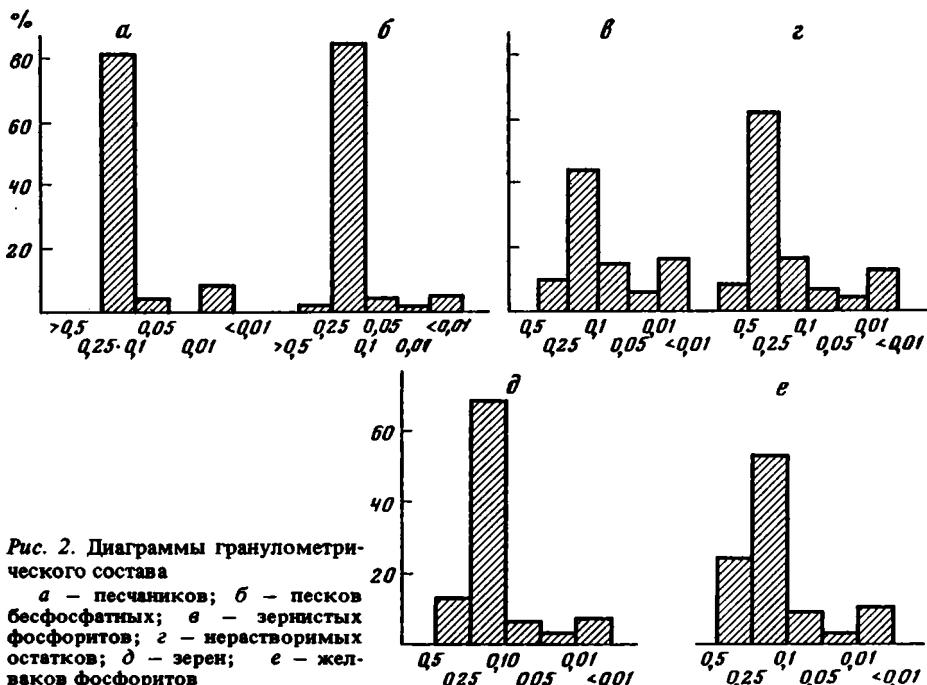


Рис. 2. Диаграммы гранулометрического состава

а – песчаников; б – песков бесфосфатных; в – зернистых фосфоритов; г – нерастворимых остатков; д – зерен; е – желваков фосфоритов

тов (3–12%), сцементированных мелко- и тонкозернистым кальцитом, местами глинистым и известково-глинистым материалом.

В составе фосфоритовых слоев присутствуют следующие морфогенетические фосфатные образования: зерна, диагенетические стяжения (желвачки), костный детрит.

Фосфоритовые зерна составляют от 20–25 до 70–85% породы. Зерна имеют бежевый, светло-коричневый, редко белый или темно-коричневый цвет, шаровидную или овальну, в единичных случаях палочковидную и конусовидную форму. Поверхность их гладкая, ровная, часто блестящая. Размеры колеблются от 0,15 до 1,5 мм. Ситовой анализ показал, что основная масса зерен сосредоточена в классе 0,25–0,8 мм, где их содержание достигает 85–90%. Они состоят из бледно-желтого, почти бесцветного или буревато-коричневого и темно-серого скрытокристаллического фосфата кальция. Вокруг некоторых из них наблюдается каемка анизотропного фосфата с волнистым погасанием. В зернах часто содержатся расположенные беспорядочно включения кварца, полевых шпатов, глауконита, чешуйки глинистых минералов, сгустки гидроокислов железа, стяжения пирита. Количество включений колеблется от долей до 50% и более. По характеру нефосфатной примеси различаются мономинеральные фосфатные, кварцево-фосфатные, глауконит-кварцево-фосфатные разновидности. Размер нефосфатного зернистого материала, входящего в состав фосфоритовых зерен, обычно несколько тоньше, чем во вмещающей фосфатной массе (см. рис. 2).

Диагенетические стяжения (желваки) фосфоритов составляют в фосфоритовых слоях не более 10–12% фосфатных образований. Форма их неправильная, часто причудливая, поверхность бугорчатая, шероховатая. Размеры колеблются в очень широких пределах: от долей миллиметра до 4–5 см в диаметре. Наиболее мелкие желваки представлены мономинеральной и алеврито-глинистой кварцевой разностями, более крупные – песчанистой глауконит-кварцевой и кварцевой. В последних постоянно встречаются фосфоритовые зерна, изредка обломки зубов акул. В гранулометрическом составе нерастворимой части доминирует мелкозернистая фракция. По сравнению с вмещающими песками содержание мелкопесчаной фракции в них увеличивается, а количество среднепесчаной снижается.

Костный детрит представлен обломками костей, зубов, позвонков размером от 0,1

Таблица 1

Химический состав фосфатного вещества зернистых фосфоритов Туаркыра, %

HO	SiO <sub>3</sub> (HO)	SiO <sub>3</sub> р.	CO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO
10,41	8,69	0,59	2,03	2,34	Не опр.	1,56	0,43	46,62
4,08	3,26	1,37	2,56	1,06	0,14	1,79	0,51	47,81
5,45	3,88	1,38	4,66	1,17	0,33	1,48	0,82	46,25
6,34	4,51	0,88	4,95	1,12	0,43	1,73	0,58	45,56

Примечание. Sульфид отсутствует

Таблица 2

Химический состав зернистых фосфоритов и их фракций рассева, %

Фракция, мм	Содержание химических компонентов, %									
	HO*	SiO <sub>3</sub> н.о.	SiO <sub>3</sub> р.	CO <sub>2</sub> *	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO
Участок Умок-Дере, образец 1–6										
-0,4+0,315	20,66	18,06	1,61	Не опр.	2,75	0,11	1,93	0,23	32,29	0,79
-0,63+4,40	18,88	16,13	1,60	2,72	2,88	0,13	1,82	0,25	41,16	0,50
+0,63	23,50	20,00	1,71	Не опр.	3,07	0,15	1,80	0,25	39,08	0,49
0,25–0,8	19,20	16,97	1,55	4,25	2,25	0,15	1,82	0,25	41,90	0,50
Исходный образец	15,9	14,60	1,90	12,48	2,44	0,04	2,07	0,27	41,03	Не опр.
Участок Туар, образец 14–2										
-0,16+0,1	73,95	62,35	0,95	Не опр.	7,49	0,29	1,73	0,32	10,68	0,30
-0,2+0,16	70,18	60,66	1,02	1,54	6,30	0,29	1,73	0,36	12,56	0,50
-0,315+0,20	62,90	56,16	1,11	1,94	4,25	0,16	1,68	0,29	17,68	0,50
-0,4+0,315	17,05	14,98	1,45	Не опр.	2,02	0,12	1,66	0,99	40,99	1,02
-0,63+0,40	16,76	13,90	1,47	4,31	1,93	0,14	0,36	0,36	41,50	0,50
+0,63	22,76	19,85	1,44	3,66	2,43	0,12	1,24	0,32	39,20	0,50
Исходный образец	29,25	25,34	1,31	4,82	6,02	0,05	3,04	0,44	32,38	0,49
Участок Туар, образец 14–4										
0,25–0,80	15,95	13,49	1,43	4,02	1,87	0,11	1,23	0,32	42,69	0,92
1,0	24,99	21,94	1,30	2,68	3,32	0,22	1,94	0,39	35,46	0,74
Исходный образец	33,21	26,88	0,84	13,85	5,55	0,15	2,92	0,21	27,23	0,49

\* В сумму не входит

до 2,5 мм. Форма их неправильная, удлиненная или клиновидная. В некоторых хорошо сохранилось ячеисто-петельчатое строение костной ткани.

Минералого-петрографическими исследованиями установлено, что преобладающими минералами в фосфоритах являются фосфат кальция, кварц, кальцит, глауконит (см. рис. 1). В незначительном количестве встречаются полевые шпаты, пирит, гипс, гидрокислые железа и др.

Фосфат кальция содержится в зернистых фосфоритах в количестве от 20 до 75%. Он имеет в основном скрытокристаллическое строение. Радиально-лучистый фосфат наблюдается в виде тонких корочек на фосфоритовых зернах. Окраска фосфата меняется от светло-желтой почти бесцветной до темно-буровой и буровато-серой. Ее интенсивность зависит от присутствия тонкодисперсных примесей органики, глинистых минералов, гид-

MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub> сульфат	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	F	ППП	Σ
Не опр.	0,44	0,54	0,31	0,30	31,87	2,69	4,11	99,08
1,26	0,49	0,41	0,68	0,56	32,85	2,94	5,78	99,24
1,62	0,78	0,42	1,01	0,98	29,30	2,81	8,62	98,89
2,03	0,93	0,55	1,19	0,96	29,16	2,95	8,83	99,52

**Содержание химических компонентов, %**

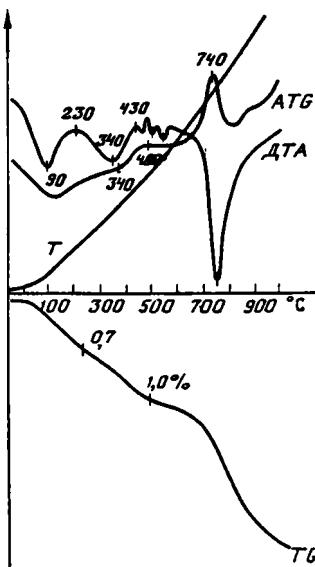
Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	S <sup>*</sup> сульфид	S <sup>*</sup> сульфат	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO	F	ППП*	Σ
<b>Участок Умок-Дере, образец 1–6</b>									
0,71	0,87	0,81	Не опр.	Не опр.	24,45	0,05	2,11	6,03	99,26
0,74	0,86	Не опр.	0,11	0,59	25,34	0,05	2,18	6,72	100,00
0,74	0,91	0,87	Не опр.	Не опр.	23,58	0,04	2,16	5,91	99,88
0,71	0,86	Не опр.	0,17	0,49	24,3	0,04	2,30	5,86	99,15
0,74	0,84	0,55	Не опр.	Не опр.	21,16	0,18	1,59	12,9	100,1
<b>Участок Туар, образец 14–2</b>									
1,98	2,79	0,62	Не опр.	Не опр.	6,41	0,03	0,80	3,07	99,47
0,50	1,54	2,84	Не опр.	0,12	7,88	0,08	0,93	3,09	99,65
0,93	2,00	Не опр.	0,09	0,54	10,3	0,04	1,16	3,31	99,73
0,79	Не опр.	0,19	0,19	2,00	24,95	0,03	2,32	7,93	99,79
1,02	0,65	Не опр.	0,16	1,32	25,07	0,03	2,27	6,87	98,10
1,03	0,86	Не опр.	0,15	1,59	23,46	0,04	2,14	6,00	69,47
1,13	1,21	0,53	Не опр.	Не опр.	17,53	0,14	2,03	8,58	98,32
<b>Участок Туар, образец 14–4</b>									
0,56	Не опр.	0,18	1,13	Не опр.	26,42	0,04	2,00	6,77	98,59
1,25	1,06	Не опр.	0,12	1,12	21,65	0,06	2,10	7,42	99,20
1,31	1,57	1,07	Не опр.	Не опр.	16,61	0,04	1,84	15,28	100,52

роокислов железа и др. Показатель преломления, определенный в иммерсии, колеблется от 1,618 до 1,625.

Под электронным микроскопом фосфат кальция обнаруживает неравномерную кристаллически-зернистую ультраструктуру. Форма кристаллитов неправильная, близкая к изометричной, размеры до 1 $\mu$ . Параметры элементарной ячейки фосфата:  $a_0 = 9,34 - 9,35 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 6,88 - 6,89 \text{ \AA}$ .

Химический анализ мономинеральных фракций показал, что содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется в них от 29,16 до 32,85%, CaO – от 45,58 до 47,81%, CO<sub>2</sub> – от 2,03 до 4,95%, F – от 2,69 до 2,95% (табл. 1). Отношения CaO, CO<sub>2</sub>, F к P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> равны соответственно 1,45–1,58; 0,06–0,17; 0,09–0,1. В незначительном количестве присутствуют SO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, MgO, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub> и др., что объясняется, с одной стороны, наличием в фосфате тонкодисперс-

Рис. 3. Термограмма фосфатного минерала зернистых фосфоритов месторождения Туар



ных неотделимых примесей кварца, глинистых минералов, с другой — вхождением некоторых из них в структуру фосфата кальция. Пересчет химических анализов на кристаллохимические формулы обнаруживает дефицит кальция. Этот факт наряду с прямой зависимостью между содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SO}_3$  сульфат позволяет предполагать вхождение  $\text{Na}^+$  и  $\text{S}^{6+}$  в кристаллическую решетку фосфата вместо  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{P}^{5+}$ , а результаты термографических и ЭПР-исследований свидетельствуют о внедрении в нее  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}^+$ .

На кривых ДТА фиксируются две стадии дегидратации фосфата кальция (рис. 3). В интервале температур 40–230°C удаляется адсорбционная вода, количество которой составляет 0,8–1%. Вторая стадия дегидратации начинается выше 430°C и заканчивается к 870°C. Она определяется выделением воды, слабо связанной в структуре, так называемой структурно-свободной

воды [1]. Удаление  $\text{CO}_2$  из структуры протекает в интервале температур 650–980°C. Максимума развития реакции декарбонатизации достигает при 810°C. На кривых ДТГ она сопровождается мощным экзоэффектом при температуре 740°C.

При исследовании фосфатов методом ЭПР выявлено присутствие парамагнитных радикалов типа  $\text{CO}_3^{3-}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  (д-факторы 2.00022 и 2.0087 соответственно) и радиационный центр  $\text{F}^- \text{— O}^- \text{— F}^-$ . Облучение образцов рентгеновскими лучами в течение 4–7 часов при комнатной температуре привело к появлению спектра атомарного водорода  $\text{H}^0$  (электронная конфигурация  $1\text{S}^1$ ,  $2\text{S}\frac{1}{2}$  — состояние), что, скорее всего, определяется наличием  $\text{OH}^-$ -группировок в апатитовой части образцов [6].

Изложенные выше результаты физико-химических исследований дают возможность отнести фосфатный минерал туаркырских фосфоритов к гидроксил- и сульфатсодержащему фторкарбонатапатиту, близкому по параметрам к франколиту.

Глауконит присутствует в продуктивном горизонте в количестве 5–15%. Зерна окрашены в зеленый и буровато-зеленый цвет, размеры их колеблются от 0,15 до 0,5 мм, форма их овальная и почковидная. Нередко встречаются обломки зерен. Глауконит обычно изменен, трещиноват, содержит включения пирита и гидроокислов железа. Кальцит в продуктивных отложениях играет роль цемента обломочного материала и фосфатных компонентов. В самих фосфоритовых зернах кальцит отсутствует. Структура карбонатного цемента тонко- и мелкозернистая, местами крупно- и среднезернистая. Кальцит часто корродирует зерна фосфоритов и микрожелвачки. Пирит наблюдается в фосфоритах в незначительном количестве. Он присутствует в тонкораспыленной и глобулярной форме в зернах глауконита и фосфоритов. Гидроокислы железа, диагностируемые как гидрогетит, развиты весьма широко в виде сгустков, хлопьев, прожилковых выделений. Кварц образует угловатые и полуокатанные зерна размером от 0,02 до 0,8 мм. Глинистые минералы, по данным рентгеноструктурного и электронно-микроскопического анализов, представлены гидрослюдой и смешанно-слойными монтмориллонит-гидрослюдистыми образованиями.

Полные химические анализы фосфоритовых руд и фосфоритов приведены в табл. 2. Из нее следует, что особенностью химического состава альб-сеноманских фосфоритов Туаркыра являются: 1) сравнительно невысокие содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$ , не превышающие 21,16%; 2) несколько повышенные содержания  $\text{SiO}_2$  (14,6–26,88%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,44–

6,02%),  $\text{CO}_2$  (4,82–13,88%),  $\text{CaO}$  (27,23–41,03%), определяемых различным количеством в них примеси кварца, глауконита, кальцита, полевых шпатов и др.; 3) пониженные содержания таких вредных компонентов, как  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ . Во фракциях рассева наибольшими значениями элементов фосфатной составляющей –  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 25,07%),  $\text{CaO}$  (до 41,9%),  $\text{CO}_2$  (до 4,31%), F (до 2,3%) – и минимальными –  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  – характеризуются фракции 0,315–0,63 и 0,25–0,8 мм, в которых сосредоточены зерна фосфоритов. Во фракциях > 0,8–1 мм количество  $\text{P}_2\text{O}_5$  снижается до 14,86–21,65% при возрастании  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{MgO}$ . Содержание последних достигает максимума в самых тонких фракциях (0,1–0,063 мм), где количество нефосфатных примесей кварца, глауконита, глинистых минералов составляет в сумме до 95%.

Таким образом, первичный концентрат зернистых фосфоритов отличается лучшими качественными показателями, чем концентрат желваковых.

Спектральным приближенно-количественным анализом в фосфоритах и вмещающих их породах обнаружено присутствие бария, кобальта, молибдена, свинца, цинка, стронция, иттрия, иттербия и др.

Большая часть элементов присутствует в изучаемых отложениях в рассеянном состоянии и лишь стронций, иттрий, иттербий, ванадий и свинец образуют в них концентрации выше кларка. В целом, несмотря на идентичность комплекса элементов, сопутствующих фосфоритам и вмещающим их породам, намечается определенная дифференциация в их распределении в зависимости от степени фосфатоносности пород. Так, в литологическом ряду фосфориты → фосфатоносные песчаники ( $\text{P}_2\text{O}_5$  – 1–5%) → бесфосфатные песчано-алевритовые породы ( $\text{P}_2\text{O}_5$  менее 1%) прослеживается закономерное снижение концентраций свинца, скандия, цинка, стронция, серебра, иттрия, иттербия, бария и возрастание количества олова, кобальта, циркония.

Величина же отношения  $\text{Sr}/\text{Ba}$  остается при этом неизменной и приблизительно равной единице. Можно предположить, что первая группа элементов генетически связана с фосфатом кальция и его минералами-спутниками. С этой целью нами было проанализировано поведение примесных элементов в фосфатных компонентах и слагающих их минералах – фосфате кальция, глауконите, кварце, глинистых минералах. В результате была обнаружена довольно сложная картина их распределения, отраженная на рис. 4. В фосфатных компонентах концентрации свинца – до 3 кларков, стронция – до 7, иттрия – до 20 кларков. В самом фосфатном веществе наиболее активно накапливаются только стронций – 6 кларков, барий – 16, цинк – 4 кларка. Закономерности поведения остальных элементов контролируются не столько приуроченностью их к фосфату, сколько наложившимся так называемым глауконитовым эффектом [8] и эффектом глинистых минералов. В глауконите, например, в большей степени, чем в фосфате накапливаются иттрий – 66 кларков, иттербий – 8, свинец – 3, хром – 1,7, германий – 2, ванадий – 1,4; в глинистых минералах – ванадий – 1,4 кларка, цинк – 23, молибден – 5, скандий – 1,6 кларка. В фосфатном веществе иттрий, иттербий, свинец, цинк также имеют значения выше кларка, но дают только второй максимум концентрации после глауконита и глинистых минералов. В кварце практически все элементы находятся в рассеянной форме, за исключением меди, серебра, иттрия.

Для фосфоритов, судя по результатам радиометрических исследований, характерна повышенная радиоактивность относительно вмещающих их пород. Для первых она составляет в среднем (в %-экв. и) 0,0025 при колебаниях от 0,0007 до 0,0033, для вторых – 0,0005 при вариациях от 0,0003 до 0,0008.

По степени радиоактивности туаркырские фосфориты значительно уступают как зернистым фосфоритам Северной Африки и Центральных Кызылкумов, так и желваковым фосфоритам Русской платформы [3, 5]. В литологическом ряду фосфориты – фосфатсодержащие пески – бесфосфатные породы средние значения радиоактивности закономерно снижаются, составляя соответственно (в %-экв. и) 0,0025; 0,001; 0,0006. Таким образом, между степенью радиоактивности и фосфатоносностью существует прямая корреляционная зависимость.

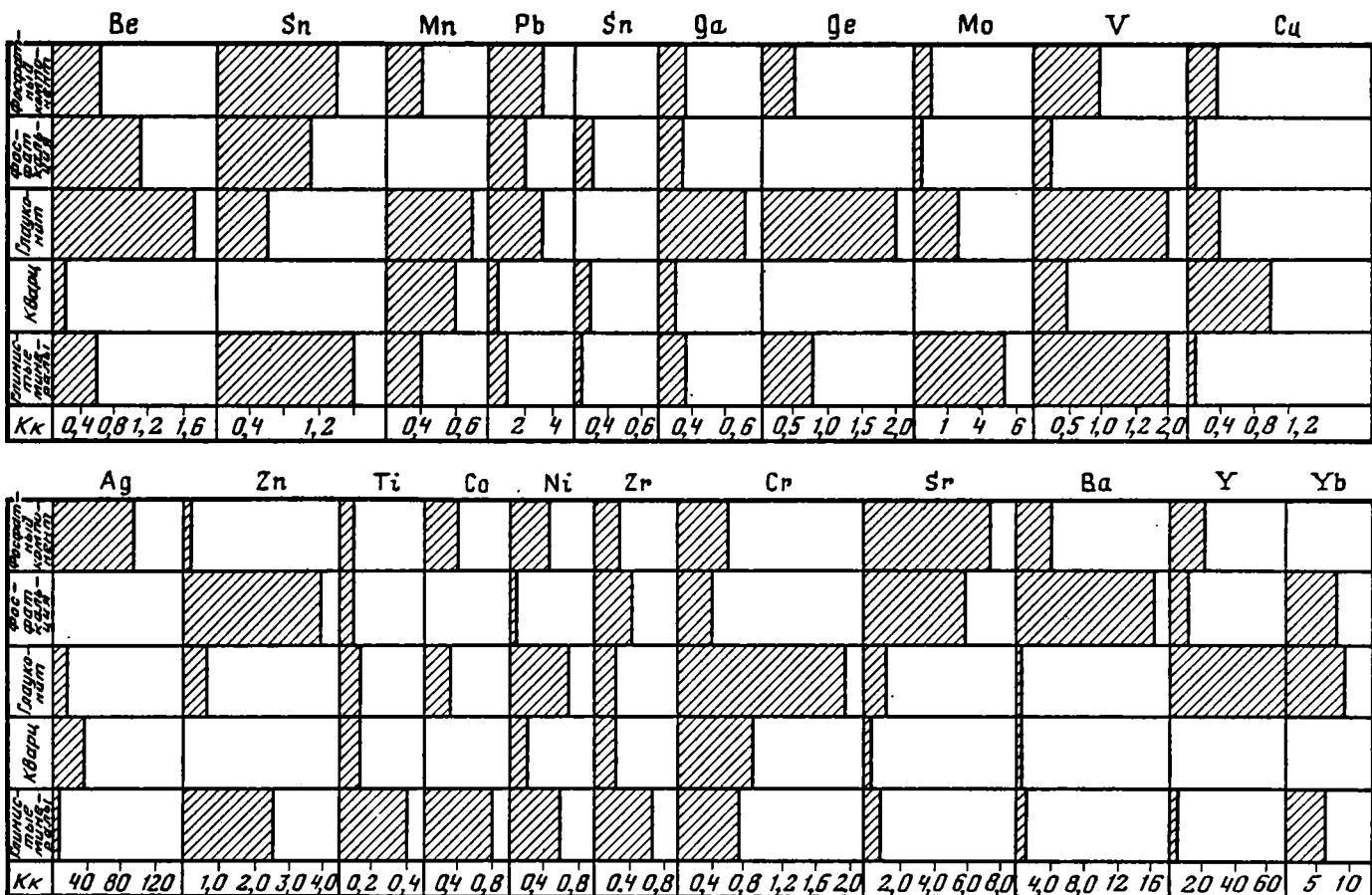


Рис. 4. Диаграмма кларков концентраций примесных элементов в фосфатных компонентах и слагающих их минералах зернистых фосфоритов

Проведенные детальные исследования вещественного состава зернистых фосфоритов Туаркыра позволяют прийти к следующим выводам:

1. Особенности внутреннего строения фосфоритовых зерен и сопутствующих им желваков фосфоритов свидетельствуют о том, что ареной фосфатогенеза служили терригенные осадки. Формирование продуктивного комплекса отложений осуществлялось в мелководном морском бассейне со слабо щелочным режимом, что подтверждается ассоциацией фосфата кальция с кальцитом и глауконитом, величиной отношения Sr/Va, близкой к 1, и другими признаками. Наличие в рудоносных песчаниках косой одноравненной слоистости потокового типа, увеличение в их составе среднезернистой фракции, достаточно хорошая сортировка кластического материала, присутствие обломочных зерен глауконита свидетельствуют о накоплении зернистых фосфоритов в прибрежно-мелководных участках бассейна в зоне действия донных течений и перемывов. Возникновение продуктивных горизонтов вызвано переотложением и концентрацией фосфатных компонентов в областях с более активным гидродинамическим режимом, что подтверждается более тонким составом нерастворимой части фосфоритов относительно вмещающих их пород, а также присутствием в рудных залежах фосфатных образований разных петрографических типов. Близкий минералогический состав нерастворимого остатка желваков и фосфоритовых зерен с межрудными песками и между собой свидетельствует о их поступлении в продуктивные горизонты в результате незначительных перемещений с места своего образования путем локальных перемывов.

2. Зернистые фосфориты по сравнению с желваковыми имеют лучшие качественные показатели. В связи с этим представляется целесообразным дальнейшие поисковые работы в Туркмении ориентировать на выявление промышленных залежей зернистых фосфоритов.

Установленные закономерности связи фосфатной минерализации данного типа с известковистыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, ассоциация фосфата с кальцитом и глауконитом, повышенные концентрации стронция, бария, цинка, иттрия в рудных горизонтах относительно вмещающих пород могут быть реализованы в качестве прогнозно-поисковых признаков на месторождения зернистых фосфоритов в пределах Туаркыра.

3. Проведенные исследования позволили обнаружить специфические признаки рассмотренных фосфоритов, важнейшими из которых являются: сонахождение в пластах зернистых фосфоритов желваков и зерен, правильная шаровидная форма последних, терригенный состав нефосфатных включений в них, ассоциация фосфата кальция с незначительным количеством глауконита и повышенным – кальцита, принадлежность фосфатного минерала к франколиту, пониженная по сравнению с типичными зернистыми фосфоритами Северной Африки и Центральных Кызылкумов радиоактивность. Все эти признаки свидетельствуют о ярко выраженном своеобразии зернистых фосфоритов Туаркыра, которые, на наш взгляд, являются связующим, переходным звеном между типично зернистыми и желваковыми типами фосфоритов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Блисковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16–36.
2. Бойко В.С., Шабания Н.В., Ильяшенко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С.158–164.
3. Вишневский П.В., Вахрамеев Г.С., Горбачев А.Н. и др. Общие положения методики геофизических и геохимических исследований при прогнозировании и поисках месторождений фосфоритовых руд // Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М.: Наука, 1980. С. 70–76.
4. Горбачев Б.Ф., Бойко В.С., Варфоломеева Е.К. и др. Состав основных разновидностей меловых и палеогеновых фосфоритов Средней Азии // Сов. геология. 1981. № 5. С. 59–69.
5. Карпова М.И., Харитонова Р.Ш., Головков В.М. Радиоактивность фосфоритов востока Европейской части СССР и Урала // Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горно-химического сырья. М.: Недра, 1974. С. 74–79.
6. Карпова М.И., Силантьев В.Н., Крутиков В.Ф. Особенности фосфатонакопления на Русской плат-

- форме и Туранской плите // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1974. С. 197–200.
7. Литвин Г.К. Стратиграфическая приуроченность фосфоритовых залежей Туркменистана // Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Илим, 1968.
8. Холодов В.Н., Горский С.П., Казанский М.Г. Редкие земли в глауконитах // Геология и полезные ископаемые. 1966. № 5. С. 80–89.

УДК 553.64.042 (575.1)

А.З. Юлдашев

## РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ДЖЕРОЙ-САРДАРИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Джерой-Сардаринское месторождение зернистых фосфоритов, расположенное в Тамдынском районе Навоийской области, выявлено в 1966–1967 гг. в процессе региональных тематических работ [1].

Месторождение приурочено к южной части Джеройского прогиба и Сардаринской впадины, на крыльях которых обнажаются меловые и нижнепалеогеновые глинисто-песчанистые отложения, залегающие на размытой поверхности докембрийских и палеозойских метаморфизованных пород. Мульды сложены средне- и верхнепалеогеновыми кремнисто-терригенно-карбонатными и глинистыми породами, перекрытыми неоген-четвертичными песчано-глинистыми отложениями. Залегание их близко к горизонтальному с углами 0–3°, местами до 5–10°. Площадь месторождения осложнена субширотной и северо-восточной системами разломов с амплитудой смещения 10–50 м, редко до 150 м.

Продуктивные отложения представлены толщей среднезоценовых мергелей, переслаивающихся с известняками и глинами. В основании разреза по периферии прогиба и впадины находится базальный слой гравийно-галечных фосфоритов постепенно переходящих с глубиной в песчаники. Мощность слоя 0,1–0,35 м, содержание  $P_2O_5$  6,24–8%. Выше разрез представлен переслаивающимися пелитоморфными мергелями, известняками, глинами и фосфоритами. По мере удаления от выходов фундамента в разрезе резко увеличивается количество прослоев глин. Мощность отложений среднего эоценена 30–50 м. Отложения насыщены остатками различной фауны: фораминифер, моллюсков, рыб.

Часто фаунистические остатки являются собственно породообразующим материалом. В составе описываемых отложений довольно четко выделяются три микрофаунистические зоны, что позволило В.К. Юрковских разработать их детальную стратиграфию и сопоставить с другими разрезами. Аналогичное трехчленное деление устанавливается и по нанопланктонным комплексам [4].

Верхнезоценовые отложения, перекрывающие фосфоритоносную формацию и распространенные на всей территории месторождения, подразделяются на две пачки. Нижняя пачка сложена известковыми зеленовато-серыми глинами с прослойями известняков и алевролитов, содержащих фосфатные зерна, гравий, костный дегрит. Верхняя пачка представлена бескарбонатными глинами серого и зеленовато-серого цветов с прослойями бентонитов, цеолитов и алевролитов, реже известняковых глин и глинистых известняков. Мощность верхнезоценовых отложений варьирует от 6 до 45 м в краевых и до 170 м в центральной части впадины.

В разрезе среднего эоценена установлены пять фосфоритовых пластов, из которых два, залегающие в верхней его части на расстоянии 8–10 м друг от друга, имеют повсеместное площадное распространение и являются промышленными. Мощность первого пласта колеблется от 0,25 до 1,0 м, в среднем 0,55 м, а второго – от 0,3 до 1,2 м, в среднем 0,70 м. Суммарная мощность обоих пластов в целом по месторождению равна 1,25 м.

Рассматриваемые фосфориты имеют облик мелко- и тонкозернистого песчаника или алевролита. Сложенны они фосфатизированными органическими остатками — раковинами фораминифер, птеропод, пелеципод размером 0,01–0,1 мм в количествах 20–90%. В большинстве случаев эти органические остатки покрыты фосфатными оболочками. Присутствуют также обломки костей и зубов рыб, копролиты и оолиты. Встречаются иглы морских ежей и остатки водорослей. В небольшом количестве имеются нефосфатный материал — кальцит, кварц и глинистые минералы — гидрослюдя, монтмориллонит, каолин. Зерна фосфоритов в основной своей массе слабо скементированы. Карбонатизация-сементация вторичным кальцитом и глинистым веществом наблюдается в зонах развики тектонических нарушений и поверхностного выветривания.

Фосфатное вещество представлено минералами из группы фторкарбонатапатита. Содержание  $P_2O_5$  по двум промышленным пластам в целом 19–20%,  $CO_2$  — 12–15%,  $HO$  — около 3–5%,  $Fe_2O_3$  и  $MgO$  не более 1% (каждого). В рудах присутствуют ряд других элементов, а также фтор. Содержание последнего составляет 1,9–2,4%.

По каждому пласту проведено малообъемное геолого-технологическое картирование. Были отобраны пробы на всю мощность пласта, которые подвергались размачиванию и гранулометрическому рассеву по пяти классам: –0,05; +0,05–0,25; +0,25–1; +1–5 и +5 мм. Химическим анализом установлено, что класс –0,05 мм обогащен тонкодисперсным карбонатом и соответствует отвальным шламам промывки. Его объем составляет от 1–2 до 25–30, в среднем 19 мас.%, в том числе по I пласту — 22,5%, по II — 15,4%. Содержание  $P_2O_5$  в этом классе составляет от 3–4 до 20–23%, в среднем 12%. Удаление шламистого материала повышает содержание  $P_2O_5$  на 1,5–5% при незначительном понижении извлечения, что позволяет рекомендовать включение в технологическую схему операции обесшламливания руд.

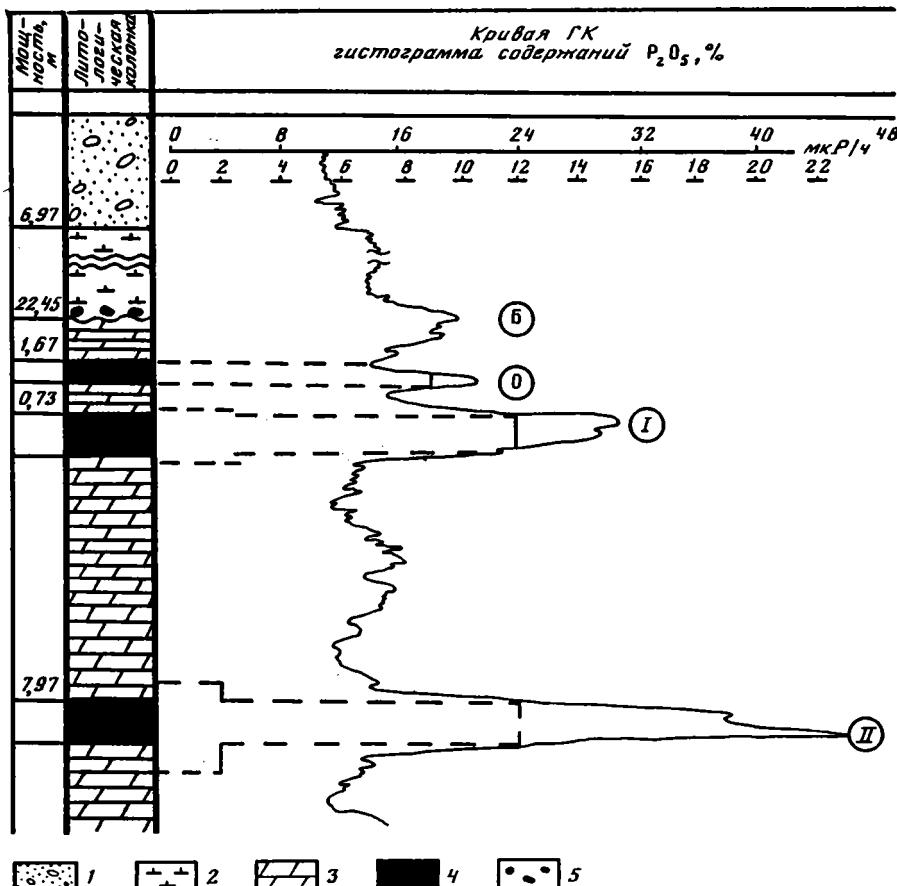
Класс +5 мм отражает ориентировочно количество прочно скементированных фосфоритов. Объем его составляет от 2–3 до 95–98%, в среднем 45,5%. Содержание  $P_2O_5$  в нем составляет от 7–9 до 25–27, в среднем 18,3%, в связи с чем требуется доизмельчение класса +5 мм для дальнейшего обогащения.

В ходе технологических испытаний разработана рациональная схема обогащения руд, включающая в качестве предварительной операции гравитационное обогащение с последующим кальцинирующим обжигом, обеспечивающая получение высококачественного концентрата с содержанием  $P_2O_5$  28,5–30,5% при его извлечении 70–78%. Согласно данным НИУИФ, концентрат пригоден для производства ЭФК и аммофоса высокого качества.

Над первым (верхним) пластом в интервале 0,5–1 м залегает так называемый нулевой пласт зернистых фосфоритов, отчетливо выделяемый на диаграммах ГК (см. рисунок). На участке Куруккудук пласт имеет повсеместное развитие. На участке Джерой-Южный он наблюдается в восточной и, частично, северной частях площади, что обусловлено более интенсивным проявлением здесь предверхнезоценового размыва, а также налеганием желваковых фосфоритов (базального горизонта) непосредственно на фосфоритсодержащие мергели, а иногда и на I пласт. Мощность "нулевого пласта" варьирует от 0,2 до 0,55 м, в среднем 0,39 м, содержание  $P_2O_5$  составляет от 7,5 до 14,8, в среднем 11,8%.

Обогатимость фосфоритов из этого пласта изучена в лабораторных условиях САИГИМС. Из пробы, содержащей 6,64%  $P_2O_5$ , гравитационно-флотационным способом получен концентрат с содержанием фосфорного ангидрита 20,9% при извлечении полезного компонента 55–62%. Концентрат по содержанию  $P_2O_5$  и вредных компонентов удовлетворяет требованиям ГОСТ-5716-74 и может быть использован в качестве фосфоритной муки III сорта, что позволяет отнести "нулевой" пласт в разряд полезных.

Выше по разрезу на контакте спреднезоценовых мергелей с верхнезоценовыми глинями расположен пласт базальных желваковых фосфоритов мощностью 0,1–0,3 м с содержанием фосфорного ангидрита до 8–10%. Пласт желваковых фосфоритов не является промышленным из-за малой мощности (в среднем 0,15), низкого содержания  $P_2O_5$  и обогащенности окисным железом от 5 до 19–20%.



Типовой разрез Джерой-Сардаринского месторождения

1 – супесь, суглинок; 2 – глина известковистая; 3 – мергель; 4 – фосфоритовый пласт; 5 – желваки фосфоритов

Пройденным в процессе поисковых и разведочных работ большим количеством горных выработок и колонковых скважин, геологической съемкой и геолого-структурными построениями масштаба 1:10000 и 1:50000 установлено сравнительно несложное геологическое строение Джерой-Сардаринского месторождения. Основные фосфоритовые пласти харктеризуются выдержанной мощностью и относительно устойчивым качеством руд. В главной своей части пласти имеют простое внутреннее строение и почти горизонтальное залегание. Все это позволяет отнести Джерой-Сардаринское месторождение к I группе по классификации запасов месторождений фосфоритов [2].

На основании анализа имеющихся геологических данных и с учетом группы месторождения для оконтуривания запасов по категории С<sub>1</sub> выработки на стадии предварительной разведки пройдены по сети 600×600 м. На участках предполагаемого размыва пластов и в местах развития разрывных структур пройдены дополнительные выработки картировочного характера. Для более достоверного выделения разрывных нарушений были использованы профильная ВЭЗ ВП, дешифрирование аэро- и космоснимков и другие материалы.

Выявленные по категориям С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> запасы месторождения по двум основным пластам составляют 118 млн т Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, в том числе на участках открытой отработки до глубины 60 м – 32 млн т. Прогнозные ресурсы фосфорного ангидрита на прилегающих к место-

рождению площадях оцениваются до глубины 300 м по категории Р<sub>1</sub> в 450–475 млн т, из них ресурсы Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по "нулевому" пласту 50–55 млн т.

Изучается возможность промышленной утилизации вскрытых пород, представленных современными лёссовидными суглинками с прослойми песчано-гравийной смеси, верхнеоценовыми глинами и среднезоценовыми фосфоритсодержащими мергелями в пределах участков открытой отработки. К настоящему времени выяснены лишь области возможного использования глин и мергелей, выполнен небольшой объем лабораторно-технологических исследований. Проведенными исследованиями устанавливается пригодность глин для производства кирпича и керамзита, а также для изготовления бурового раствора. По содержанию основного (CaO – 30–40%) и вредных компонентов (MgO – около 1,5%; сумма щелочей – 1–1,6%; SO<sub>3</sub> – до 0,8%) фосфоритсодержащий мергель является натуралом-мергелем, пригодным в естественном виде для изготовления клинкера, портланд-цемента. Присутствующий в нем фосфорный ангидрид в количествах 1,5–3%, по-видимому, может служить заменителем активных минеральных добавок.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ибайдуллаев Н.И. О новых типах фосфоритовых проявлений в палеогеновых отложениях Кызылкумов // Узб. геол. журн. 1968. № 3. С. 24–29.
2. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям апатитовых и фосфоритовых руд. М. 1983. 41 с.
3. Соколов С.И., Фатхуллаев Г.Ф., Ибайдуллаев Н.И. Палеогеновые зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов // Генетические типы и оценка перспектив нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент, 1977. С. 22–37.
4. Шакубов Т.Ш., Михайлов А.С., Бойко В.С. и др. Центрально-кызылкумский фосфоритоносный район и его перспективы // Геологические методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 1983. 28 с.

УДК 553.64:550.8 (575.1)

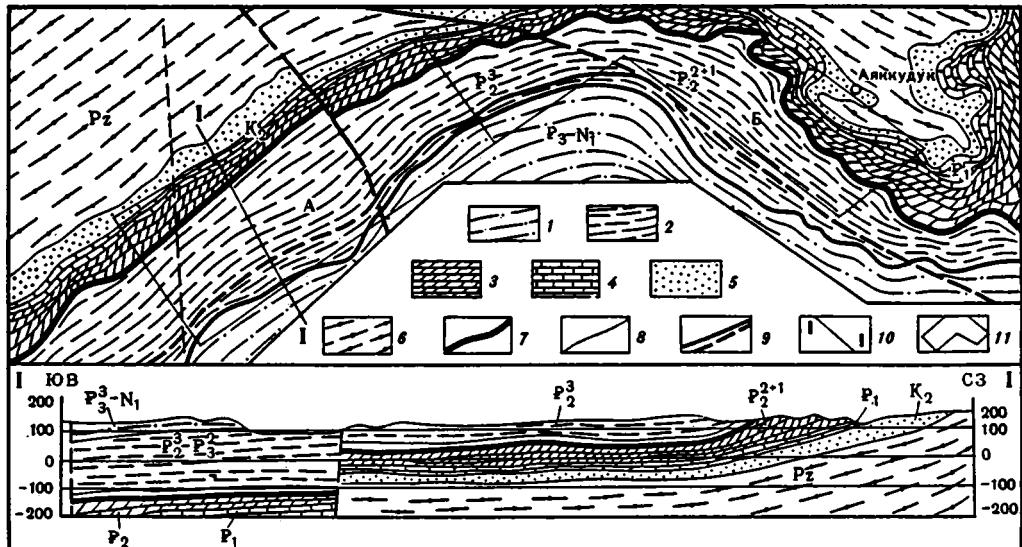
Г.Ф. Фатхуллаев, Н.И. Ибайдуллаев, А.А. Федоров

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА КАРАКАТИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ФОСФОРИТОВ

Каракатинское месторождение фосфоритов расположено на юго-востоке Центрально-Кызылкумского бассейна, на северном борту огромной каракатинской впадины. Площадь его с севера и с северо-востока ограничена горами Аристантау, Сангрунтау и Ка захтау, с юго-востока – отрогами южного Нуратау (Актау и Карагатау), с юго-запада – восточным окончанием Кульджуктау.

В геологическом строении месторождения принимают участие два обособленных в вертикальном разрезе структурных этажа. Нижний структурный этаж сложен комплексом осадочно-метаморфических и магматических формаций протерозоя и палеозоя, имеющих развитие в горном обрамлении. Мезозойско-кайнозойский комплекс формаций, образующий верхний структурный этаж, сложен верхнемеловыми, палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными осадками терригенного и терригенно-карбонатного состава.

Меловые отложения залегают на размытой поверхности нижнего структурного этажа и представлены глинисто-песчаной толщей мощностью 50–250 м. Внутри палеогеновых отложений выделяются палеоценовые песчано-карбонатные и эоценовые. Последние подразделены на три подотдела: нижний, средний и верхний. Нижний подотдел представлен песчано-глинистыми отложениями с прослойями фосфатных битуминозных



Схематическая геологическая карта месторождения Караката

1 – палеогеновая и неогеновая системы нерасчлененные: олигоцен-миоценовые отложения – песчаники глинистые, глины; 2–4 – палеогеновая система: 2 – верхнеооценовые отложения – глины алевритистые с линзами песчаников и алевролитов; 3 – средненоценовые отложения – глинистые мергели, мергели, фосфориты зернистые; 4 – палеоценовые отложения – песчаники, ракушечники, глины и алевролиты; 5 – верхнемеловые отложения – песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 6 – палеозойская группа – сланцы, песчаники, доломиты, кремни; 7 – выход фосфорных пластов на дневную поверхность или залегание под четвертичными отложениями; 8 – стратиграфические контакты пород; 9 – тектонические нарушения; 10 – линия геологического разреза; 11 – площадь работ Зарафшанской ГРП (А – участок Азтек, Б – участок Аяккудук)

глин, переполненных рыбными остатками. Мощность нижнеооценовых отложений достигает 25 м. Среднеооценовые отложения залегают согласно на образованиях нижнего эоцена и представлены мергелистыми, глинистыми известняками с прослоями опок, глин и фосфоритов. В основании подотдела отмечается прослой желваково-галечных фосфоритов в верхней части и пласти зернистых фосфоритов. Мощность отложений среднего эоцена колеблется от 20 до 45 м. Отложения верхнего эоцена распространены повсеместно. Представлены они алевритистыми глинами с прослоями мало мощных песчаников. В основании толщи отмечается базальный горизонт желваковых фосфоритов.

Месторождение расположено на моноклинальном склоне гор Аристантау и Сангрунтау, представляющем собой дугообразную поверхность со слабой дислокацией, осложненную разрывными нарушениями северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираций (см. рисунок). Первые два типа разломов, возникшие в неоген-четвертичное время, определяют ступенчатый характер поднятия моноклинали с юга на север с амплитудой смещения в первые десятки метров. Разломы субмеридионального простирания основное развитие получили на Азтекской площади. Наиболее протяженные из них имеют амплитуду смещения около 30 м.

Фосфоритовые пласти отмечаются в меловых и палеогеновых отложениях. Наибольшей фосфоритоносностью характеризуются среднеооценовые отложения, к которым приурочены промышленные месторождения и проявления зернистых фосфоритов. Фосфоритовые пласти имеют в пределах впадины повсеместное развитие. Однако геологоразведочные работы, начатые с октября 1981 г., были сосредоточены вдоль южных предгорий Аристантауских гор на площадях Азтекской и Аяккудукской, где имеются наибольшие возможности для выделения площадей с неглубоким залеганием фоспластов.

Поисково-оценочные работы на этих площадях проводились поисковыми маршру-

тами, проходкой горных выработок с поверхности, бурением колонковых скважин и различными видами опробования. На площади месторождения пробурено 295 скважин, пройдено более 20 шурфов, 17 траншей, канав и карьеров. На площади участка Азек скважины расположены по сети 1200 × 1200 м, а на площади Аяккудук – 3600 × 1200 м. По всем скважинам проведен комплекс геофизических исследований. Уточнены геологическое строение и гидрологические условия месторождения, подтверждено повсеместное развитие двух выдержаных по мощности и литологическому составу фосфоритовых пластов в верхней части разреза терригенно-карбонатных толщ среднего зоцена. Установлена полная аналогия в стратификации фосфоритовых пластов с джерой-сардаринскими. На месторождении Караката, как и на Джерой-Сардаринском, в стратиграфическом разрезе среднего зоцена сверху вниз выделяются "базальный" пласт желваковых фосфоритов и "нулевой", "первый", "второй" зернистых. Из перечисленных лишь I и II пласти зернистых фосфоритов представляют практический интерес по мощности и содержанию  $P_2O_5$ , суммарная мощность их на изученной части площади составляет 1,5 м. Строение пластов преимущественно простое, лишь западнее колодца Азек внутри фосфоритовых пластов появляются прослои дегритовых мергелей мощностью от 0,1 до 0,3 м. Местами эти прослои мергелей насыщены фосфатными зернами и приближаются к фосфоритам.

Зернистые фосфориты месторождения Караката представляют собой органогенно-зернистый слабо пористый материал с включением гравийных зерен и небольшого количества оолитов. Порода состоит на 85% из зернистого фосфатного материала. Цемент карбонатный, частично карбонатно-фосфатный с примесью глинистого вещества. Зернистый фосфатный материал представлен фосфатными зернами (50%), фосфатизированными известковистыми остатками (30%), обломками костей рыб (2%), фосфатными оолитами (5–10%). Преобладает мелкозернистая фракция (0,1 – 0,25 мм), зерна крупнее 0,3 мм присутствуют в небольшом количестве. Гранулометрический состав руды следующий:

Фракция, мм	-1	+1–3	+3–5	+5–7
Содержание, мас. %	59,45	17,65	13,85	9,05 $\Sigma = 100$

Фосфатные зерна сложены бурым аморфным изотропным, либо очень слабо поляризующим криптозернистым фосфатом с незначительной примесью пелитоморфного карбоната, находящегося в тонком срастании с фосфатом. Зерна большей частью бесструктурны, окаймлены тонкой одно- или двухслойной оболочкой светлого кристаллического фосфата. Органогенные остатки представлены в основном фосфатизированными раковинами фораминифер, редкими обломками створок, ядрами пелеципод, гастропод, птеропод и костными обломками рыб.

У фосфатных оолитов отмечается многослойная оболочка, которая имеет концентрически-слоистое строение, характеризующееся чередованием очень тонкого светлого поляризующего и еще более тонких слоев изотропного фосфата. В ядрах оолитов находятся либо бурый изотропный фосфат, либо раковинка фораминифер (карбонатная или фосфатизированная), костный обломок, редко обломочные зерна кварца.

Карбонатно-фосфатный цемент фосфоритов сложен пелитоморфным, либо криптозернистым кальцитом с незначительной примесью глинистого вещества. Фосфат в цементе аморфный, желто-бурый.

В качестве примеси из второстепенных минералов в фосфоритах присутствуют кварц, гипс в количестве до нескольких процентов, единичные зерна полевых шпатов, гётита, пирита, роговая обманка, опал, цеолиты и др.

Химический состав, пределы колебаний и средние значения основных окислов приведены ниже

	$P_2O_5$	НО	$CO_2$	$Fe_2O_3 + FeO$	MgO
Первый пласт	12,37–27,0	2,64–25,3	2,70–22,40	0,71–8,62	0,3–0,9
	18,65 (79)	6,98 (79)	13,86 (79)	2,41 (79)	0,36 (79)

Второй пласт	<u>12,87–24,7</u>	<u>1,92–20,38</u>	<u>4,09–20,26</u>	<u>0,51–9,25</u>	<u>0,3–1,03</u>
	18,55 (72)	8,10 (72)	13,85 (72)	1,54 (72)	0,4 (71)

В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – средние значения (в мас.%), в скобках – число определений.

Из приведенных данных видно, что содержание железа в первом пласте выше допустимой нормы. Такое повышение содержания железа отмечается в местах близкого залегания, а иногда налегания высокожелезистого базального желвакового пласта на первый фосфоритовый пласт. Значения содержания других вредных компонентов ( $MgO$ ,  $HO$  и др.) в фосфоритах находятся в допустимых пределах. Обогатимость фосфоритовой руды с высоким содержанием окисного железа изучена в САИГИМС на двух пробах. При этом с применением гидравлической классификации как основной обогатительной операции и включением магнитной сепарации получен фосфоритный концентрат содержанием 29,7%  $P_2O_5$  при достаточно высоком извлечении (71,2%) с допустимыми содержаниями вредных примесей.

Запасы фосфоритовых руд месторождения до глубины кровли II пласта (50 м) оценены по категориям  $C_2 + P_1$  в 400–410 млн т, или 70–75 млн т  $P_2O_5$ . Из них на площади Азнак сосредоточено 272 млн т руды (48,9 млн т  $P_2O_5$ ). Прогнозные ресурсы месторождения, оцененные по категориям  $P_1$  до глубины 300 м, составляют 1,49 млрд т руды, или 260 млн т  $P_2O_5$ .

УДК 553.64:552.123 (575.1)

А.П. Странаков

## РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТАХ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ

Материалом исследования являлись пробы зернистых фосфоритов и вмещающих их пород, отобранные в 9 скважинах и 11 разрезах на месторождениях Джетымтау, Джерой, Сардара, Ташкура и Караката. Пробы брались из вмещающих пород кровли и подошвы пласта, в пласте опробовались все разности фосфоритов (интервал опробования 3–4 см). Определения элементов проводились количественными методами: рентгеноспектральным ( $Sr$ ,  $Rb$ ,  $Pb$ ,  $Mo$ ,  $As$ ,  $Se$ ,  $n \cdot 10^{-4}\%$ ), спектральным ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $Ti$ ,  $V$ ,  $B$ ,  $Cu$ ,  $Ag$ ,  $n \cdot 10^{-5}\%$ ). Анализы выполнены в Центральной лаборатории Мингео УзССР. Для проверки определений осуществлялся внутренний и внешний контроль.

В данной статье фосфоритовые руды подразделены на собственно фосфориты ( $> 18\% P_2O_5$ ) и фосфатоносные породы (5–18%), согласно [3]. Так как нефосфатная часть фосфоритовых руд Центральных Кызылкумов представлена смесью карбонатных и глинистых минералов, для сравнительного анализа использованы кларковые содержания изучаемых элементов в глинах и карбонатных породах по К. Турекиану и К. Ведеполю [2] (табл. 1). В табл. 1 приведены также сведения по содержанию редких и рассеянных элементов в зернистых фосфоритах Африкано-Аравийской провинции (по [1, 4, 5]).

Полученные результаты приведены в таблицах.

При сравнении средних содержаний элементов в фосфоритовых рудах (табл. 2) с кларковыми значениями среди них выделяются три группы: 1) элементы, содержащиеся в фосфоритовых рудах в повышенных концентрациях, –  $Sr$ ,  $B$ ,  $Mo$ ,  $Ag$ ,  $As$ ,  $Cr$ ,  $V$ ; 2) элементы, содержания которых находятся в интервале между кларковыми значениями для глин и карбонатных пород, –  $Rb$ ,  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ; 3) элементы, содержания которых ниже кларковых, –  $Pb$ ,  $Ti$ . Из приведенных анализов также видно, что фос-

форитовые руды по сравнению с вмещающими породами обогащены Sr, Mo и As и обеднены Rb, Cu, Ni, Co, Cr, Ti, V, Se. По содержанию Pb и Ag они занимают положение между терригенными и карбонатными породами формации. Содержание В в рудах примерно соответствует содержанию его в карбонатных породах. Из табл. 2 видно, что месторождения отличаются между собой по содержанию редких и рассеянных элементов. Несмотря на то, что средние содержания Mo в фосфоритовых рудах выше таковых во вмещающих породах, на месторождениях Джетымтау, Сардара и Караката наблюдается обратная картина распределения. Такое пониженное содержание объясняется поведением Mo — элемента с ярко выраженным гидрофильным свойством — в процессе воздействия атмосферных и грунтовых вод на фосфоритовые руды и последующем его осаждением на геохимическом барьере (см. рисунок).

Сравнение средних содержаний редких и рассеянных элементов в рудах Центральных Кызылкумов с содержаниями таковых в зернистых фосфоритах Африкано-Аравийской провинции показывает, что Sr, Pb, Mo, Ag, Co, Cr, V находятся в одинаковых количествах. Содержания В, Cu, Se, Ni в кызылкумских фосфоритовых рудах выше, чем в рудах Африкано-Аравийской провинции. Содержания В и Se значительно повышенны как по отношению к кларковым значениям, так и по отношению к рудам Африкано-Аравийской провинции.

Значительную роль в распределении изучаемых элементов играет эпигенетическая зональность. На рисунке показаны два случая эпигенетических изменений фосфоритовых руд. Вариант *А* иллюстрирует случай глубокого эпигенетического изменения на дневной поверхности, вариант *Б* — случай, когда пласт фосфоритовых руд подвергнут на глубине 99 м (скв. 17) пластовому окислению. В обоих вариантах рассмотрен второй пласт фосфоритовых руд месторождения Сардара. По петрографическим и гранулометрическим параметрам этот пласт является водопроницаемым горизонтом, поэтому на границе его с вмещающими непроницаемыми мергелями и известняками формируются окислительно-восстановительные геохимические барьеры, обращенные восстановительной зоной в сторону вмещающих пород.

Как видно из рисунка, эти барьеры четко фиксируются понижением или повышением содержаний ряда элементов. При этом выделяются следующие группы элементов: 1) повышающие содержание Rb, Ag, Mo, Se, Ni, Co, Cr, Ti, V; 2) понижающие содержание Sr, Pb. В случае, когда в пласте фосфоритовых руд имеются прослой карбонатных пород, возникает внутривластовой геохимический барьер, на котором также уменьшаются содержания одних элементов (Sr, Pb, Rb, Ag, Cr, V) и повышаются другие (Mo, Se). Когда же прослои представлены глинами, то на внутривластовом барьере содержания Sr, Pb, Ag, Mo, Cr, Ti понижаются, а Rb и V увеличиваются. Таким образом, по характеру поведения фосфоритовых руд при выветривании изученные редкие и рассеянные элементы можно подразделить на три группы: 1) накапливающиеся в рудах — Sr, Ag, Mo, As; 2) выносящиеся из руд — Pb, Se, Ni, Co; 3) содержание сохраняется примерно на одном и том же уровне — Rb, Cr, Ti, V.

Приведенные результаты изучения распределения ряда редких и рассеянных элементов в зернистых фосфоритовых рудах Центральных Кызылкумов позволяют сделать следующие выводы.

1. Средние содержания редких и рассеянных элементов в рудах Центральных Кызылкумов находятся в тех же интервалах, что и в зернистых фосфоритах Африкано-Аравийской провинции. Отличительной особенностью руд Центральных Кызылкумов является повышенное содержание В, Cu, Se, Ni.

2. В процессе эпигенетического преобразования фосфоритовых руд происходит перераспределение редких и рассеянных элементов. В рудах, подвергшихся поверхностному окислению, уменьшаются содержания Pb, Se, Ni, Co и увеличиваются содержания Sr, Ag, Mo, As.

3. Изучение характера распределения редких и рассеянных элементов позволяет установить эпигенетическую зональность как отдельных пластов, так и продуктивной формации в целом.

Таблица 1

Средние содержания редких и рассеянных элементов в породах среднезооценовой фосфоритоносной формации Центральных Кызылкумов

Компонент	Песчаники	Глины	Мергели	Известняки
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	0,6 (3)	0,9 (56)	1,1 (80)	1,7 (54)
HO, %	Не опр.	35,6 (16)	20,1 (32)	5,3 (16)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	2 (3)	1,8 (18)	0,9 (22)	0,9 (12)
Sr, г/т	203 (3)	548,8 (52)	538,5 (81)	701 (54)
Rb, г/т	100,5 (2)	60,9 (33)	32,5 (44)	29 (46)
B, г/т	Не опр.	Не опр.	36,2 (8)	60 (8)
Pb, г/т	14 (2)	25,6 (34)	3,5 (44)	4 (46)
Cu, г/т	Не опр.	57 (6)	61,6 (5)	78,1 (29)
Mo, г/т	Не опр.	26,9 (7)	24,3 (29)	25,8 (32)
Ag, г/т	Не опр.	1 (5)	0,7 (13)	0,8 (37)
As, г/т	Не опр.	8,2 (26)	12,3 (27)	4 (5)
Se, г/т	Не опр.	10,6 (7)	11,7 (29)	4 (32)
Ni, г/т	50,5 (2)	50,1 (7)	50,8 (13)	66 (37)
Co, г/т	20 (2)	10,1 (7)	9,2 (13)	10 (37)
Cr, г/т	230 (2)	218,6 (7)	213,3 (2)	242,9 (37)
Ti, г/т	3100 (2)	3185,7 (7)	1579,2 (12)	1576,3 (37)
V, г/т	355 (2)	424,3 (7)	292,5 (12)	492,7 (37)

Примечание. В скобках указано количество проб.

Таблица 2

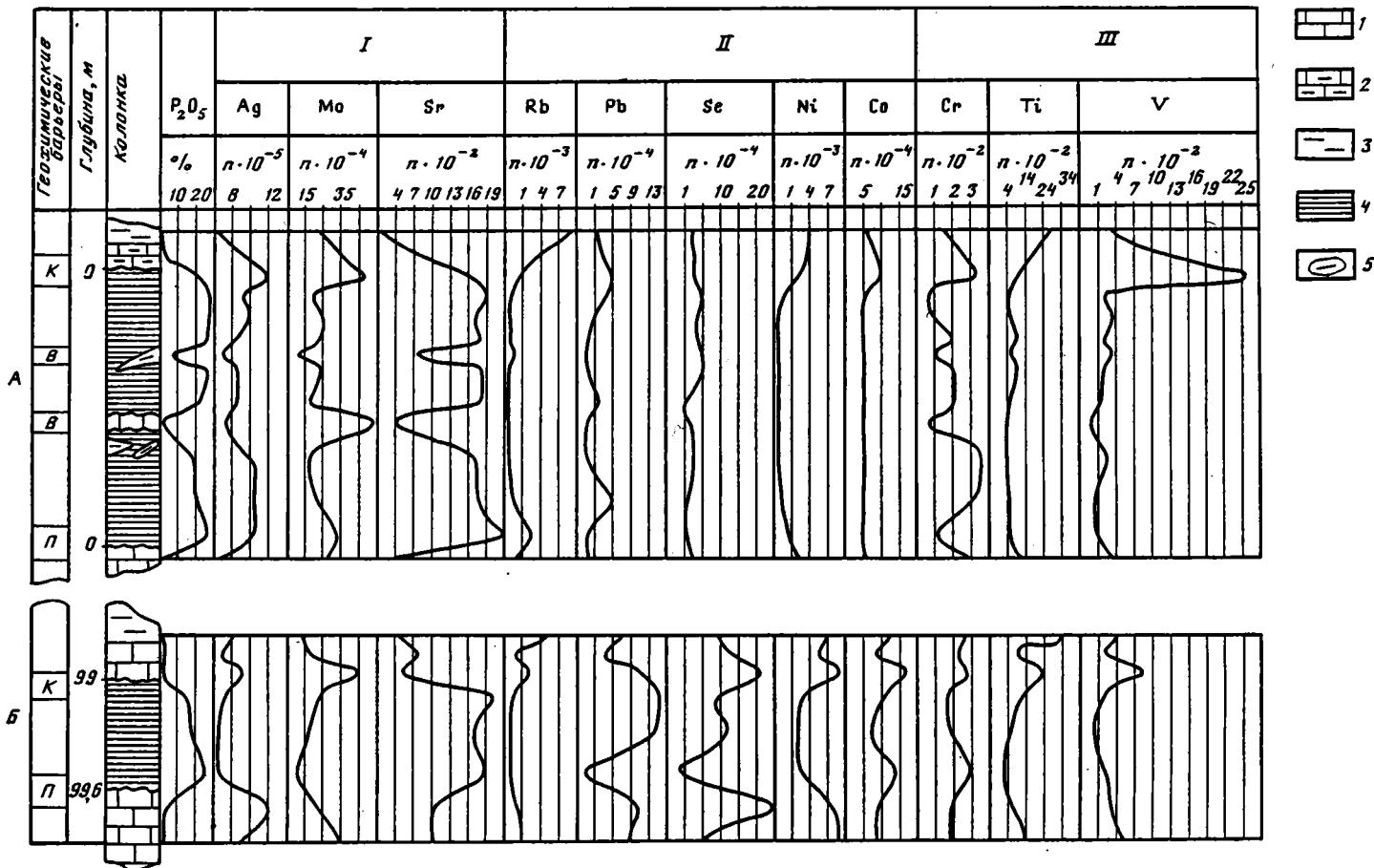
Средние содержания редких и рассеянных элементов в фосфоритовых рудах месторождений Центральных Кызылкумов

Компонент	Джетыптау		Джерой	
	1	2	1	2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	25,3 (32)	11,6 (24)	21,7 (5)	13,7 (8)
HO, %	1,5 (11)	4,9 (7)	1,1 (5)	5,6 (8)
Sr, г/т	1713,6 (33)	1170,2 (22)	1716,2 (5)	1192,6 (8)
Rb, г/т	6,9 (33)	8,9 (22)	8 (5)	13,2 (8)
B, г/т	40,4 (5)	48,4 (7)	57,8 (5)	82,4 (8)
Pb, г/т	3,9 (32)	2,8 (22)	5,4 (5)	1 (7)
Cu, г/т	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Mo, г/т	23,5 (32)	42,8 (21)	77,4 (5)	47,1 (8)
Ag, г/т	0,9 (5)	1,1 (7)	0,9 (5)	1,1 (8)
As, г/т	25,2 (27)	21,2 (17)	Не опр.	Не опр.
Se, г/т	6,3 (32)	3 (21)	8,2 (5)	1,6 (8)
Ni, г/т	43 (5)	49,3 (7)	96,8 (5)	46 (8)
Co, г/т	5 (5)	5 (7)	6,5 (5)	8,4 (8)
Cr, г/т	128 (5)	91,8 (7)	24,2 (5)	208,6 (7)
V, г/т	116 (5)	200 (7)	148 (5)	195,8 (7)
Ti, г/т	488 (5)	491,4 (7)	517,5 (4)	748,6 (7)

Примечание: 1, 1 – фосфориты, 2 – фосфоритоносные породы. 2. В скобках указано количество проб.

Фосфоритовые руды		Фосфориты (по данным [1])	Кларки (по данным [2])	
Фосфориты	Фосфоритоносные породы		Глины	Карбонатные породы
23,3 (78)	11,5 (76)	Не опр.	Не опр.	Не опр.
3,3 (52)	5,6 (29)	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1 (33)	1,02 (31)	Не опр.	Не опр.	Не опр.
1614,2 (74)	1067,4 (75)	600–2400	30	610
8,7 (67)	15,9 (63)	Не опр.	140	3
54,9 (31)	64,1 (25)	10–50	10	20
3,3 (66)	3,9 (62)	1–16	20	7
25,6 (3)	48,5 (9)	3–21	45	4
27,2 (67)	31,1 (55)	1–41	2,6	0,4
0,9 (33)	0,9 (44)	0,1–10 (по [4])	0,07	0
24,2 (30)	19 (22)	3–37	1,3	1
6 (68)	6,6 (62)	3,7 (по [5])	0,5	0,08
36 (34)	41 (34)	15–16	68	30
5,6 (35)	12,3 (34)	3–6	19	0,5
175,1 (35)	162,2 (32)	20–290	90	11
764,1 (34)	739,4 (33)	Не опр.	4600	40
138,5 (33)	154,2 (33)	100–300	130	20

Сардара		Ташкурда		Караката	
1	2	1	2	1	2
23,4 (13)	10,7 (19)	22,2 (14)	12,3 (9)	20,4 (14)	10,6 (16)
1,9 (8)	4,3 (1)	0,7 (14)	3,1 (9)	8,9 (14)	12,5 (4)
1573,4 (13)	1053,7 (19)	1538,8 (13)	1035,1 (9)	1388 (10)	907,8 (17)
11,7 (13)	27,8 (19)	9,9 (13)	8,3 (9)	11 (3)	19 (5)
66,5 (8)	50 (1)	52,1 (13)	61,7 (9)	Не опр.	Не опр.
2,6 (13)	8,1 (9)	2,2 (13)	1 (9)	1 (3)	1,6 (5)
25,6 (3)	48,5 (9)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
20,9 (13)	10,9 (12)	26,5 (14)	20,4 (9)	12,3 (3)	24,6 (5)
0,8 (13)	0,7 (19)	0,9 (10)	0,9 (8)	Не опр.	Не опр.
18,7 (6)	14,3 (4)	Не опр.	Не опр.	15 (3)	13,4 (5)
4,1 (14)	10,8 (19)	6,4 (14)	6,7 (9)	6,3 (3)	9,0 (5)
12,7 (11)	47,6 (10)	29,6 (13)	22,6 (9)	Не опр.	Не опр.
5,2 (11)	11,8 (10)	7,2 (14)	12,9 (9)	Не опр.	Не опр.
212,7 (11)	214,6 (9)	138,6 (14)	128,6 (9)	Не опр.	Не опр.
130,2 (10)	160,8 (13)	150 (13)	78,8 (9)	Не опр.	Не опр.
508,1 (11)	1125,5 (9)	1134,3 (14)	621,1 (9)	Не опр.	Не опр.



Распределение редких и рассеянных элементов в фосфоритовых рудах второго пласта месторождения Сардара

А – вариант поверхностного окисления; Б – вариант пластового окисления

Группы элементов, выделяющиеся в процессе выветривания: I – повышающие содержание; II – понижающие содержание; III – содержание изменяется незначительно. Геохимические барьеры: К – возникающий в кровле пласта; В – внутри пласта; П – в подошве пласта

1 – известняки; 2 – мергели; 3 – глины; 4 – фосфоритовые руды; 5 – линзы глин

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

## ЛИТЕРАТУРА

1. Блесковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983. 200 с.
2. Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1970. 280 с.
3. Журавев Ш., Бойко В.С. Журавлев Ю.П., Потехин Е.А. О термине "Фосфорит" // Узб. геол. журн. 1981. № 3. С. 55–60.
4. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира. М.: Недра, 1981. 208 с.
5. Altschuler Z.S. The geochemistry of trace elements in marine phosphorite // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ. 1980. N 29. C. 19–30.

УДК 553.64:550.83/84 (575.1)

В.А. Большов

### РАДИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ КЫЗЫЛКУМОВ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ ЗЕРНИСТЫХ ФОСФОРИТОВ

Радиоактивность морских отложений палеогенового периода, с которыми в Центральных Кызылкумах связаны зернистые фосфориты, изучалась на известных месторождениях и проявлениях (Джеройское, Акойское, Керизкое, Сорбулакское, Сардаринское, Каракатинское и др.), а также в некоторых пунктах за их пределами. Полевыми радиометрическим и гамма-спектрометрическим методами определены интегральная гамма-активность пород и содержание в них U, Th, K. Пробы и образцы, отобранные в пунктах радиометрических измерений, подвергались различным лабораторным исследованиям и выборочно-заречочным анализам на U, Th, K.

При рассмотрении радиоактивности породы подразделены на три группы с учетом их вещественного состава и фосфоритоносности: алюмосиликатные; карбонатные; фосфориты и фосфоритовые руды (рис. 1).

К первой группе отнесены преимущественно глины и песчано-глинистые породы верхнего эоцен-олигоцена и палеоцен-нижнего эоценена, которые вмещают в различной степени фосфатные карбонатные породы среднего эоценена. Последние в совокупности с содержащимися в них пластами зернистых фосфоритов образуют фосфатную серию.

К карбонатным породам отнесены в основном мергели среднего эоценена и залегающие среди них маломощные прослои известняков. Часто мергели, вмещающие пласти зернистых фосфоритов, сами в различной степени фосфатны и содержат от десятых долей до 3–4%  $P_2O_5$ .

К группе фосфоритов и фосфоритовых руд отнесены собственно зернистые фосфориты и фосфатный гравелитовый горизонт, залегающий в основании фосфатной серии – толщи мергелей среднего эоценена.

Зернистые фосфориты сложены в основном фосфатным детритом, остатками и продуктами жизнедеятельности живых организмов с незначительным количеством терригенного материала. Средние содержания  $P_2O_5$  в них превышают 20%. Фосфатный гравелитовый горизонт сложен конгломератами, гравелитами, песчано-глинистым материалом, среди которых присутствуют обломки фосфатных пород, иногда костных остатков, оолитов и др. Преобладают в породе зерна кварца, обычно покрытые окислами железа; цемент породы кальцитовый, глинисто-кальцитовый. Гравелитовый горизонт по сравнению с зернистыми фосфоритами беден фосфатами ( $P_2O_5 = 5,1\%$ ) и богат окислами железа ( $Fe_2O_3 = 14,3\%$ ), что определяет его непригодность для промышленного использования.

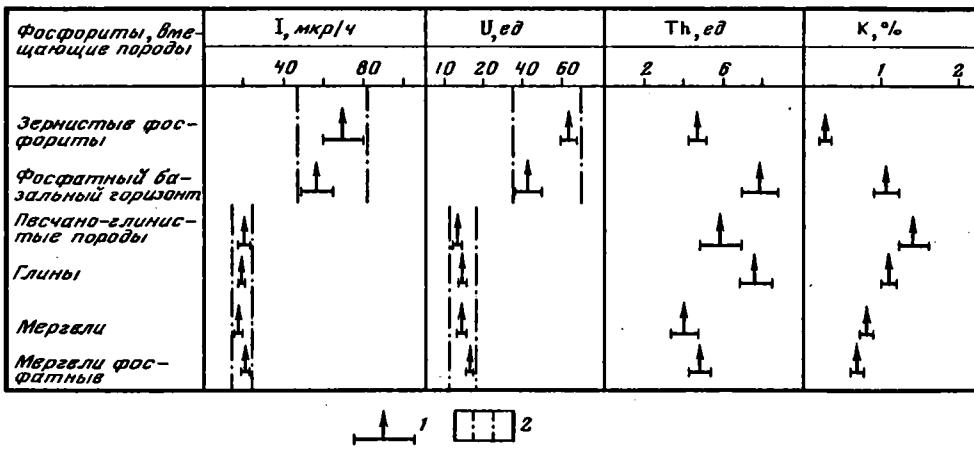


Рис. 1. Диаграмма радиоактивности фосфоритов и вмещающих пород Кызылкумского района  
 1 — средние значения (вертикальные стрелки) радиоактивности и их доверительные интервалы для 5%-ного уровня значимости (горизонтальные отрезки); 2 — интервалы значений радиоактивности

Алюмосиликатные породы в целом характеризуются низкой радиоактивностью (см. рис. 1). При этом в глинах установлены большие содержания U, Th и меньшие K, чем в песчано-глинистых породах. Различие в содержаниях Th является существенным<sup>1</sup>.

Карбонатные породы в целом также обладают низкой радиоактивностью. При этом фосфатные мергели, содержащие  $P_2O_5 \geq 1\%$ , существенно отличаются от бесфосфатных ( $P_2O_5 < 1\%$ ) повышенными интегральной гамма-активностью и содержаниями U. Средние содержания Th, K в фосфатных и нефосфатных мергелях различаются несущественно. Для мергелей в целом имеют место прямые зависимости гамма-активности и содержаний U от количества  $P_2O_5$  со значимыми коэффициентами парной корреляции, которые характеризуются следующими уравнениями:

$$I = 3,67 P_2O_5 + 13,0, \quad (1)$$

$$U = 4,67 P_2O_5 + 4,5. \quad (2)$$

Эти зависимости указывают на связь урана в мергелях с фосфатным веществом. Содержания Th, K с количеством  $P_2O_5$  в мергелях не коррелируются.

Зернистые фосфориты характеризуются повышенной радиоактивностью, при этом содержание U в них (65 ед.) в 20–30 раз выше кларка осадочных пород, Th — примерно на уровне кларка, а K — несколько ниже таковых. То есть повышение радиоактивности обусловлено увеличением содержания урана. Содержания U и  $P_2O_5$  в фосфоритах взаимосвязаны, характеризуются значимым коэффициентом корреляции ( $r = 0,83$ ) и выражаются уравнением

$$P_2O_5 = 0,315 U. \quad (3)$$

То есть уран в фосфоритах ассоциирует главным образом с фосфатным веществом, на что указывают и результаты  $\gamma$ -радиографии прозрачных шлифов фосфоритов [1, 2].

Фосфатный гравелитовый горизонт также имеет повышенную радиоактивность. Среднее содержание U в нем составляет 39 ед. при кларковых или близких к таковым содержаниях Th, K. Природа повышенной радиоактивности гравелитового горизонта также урановая, однако тесной корреляции между содержаниями U и  $P_2O_5$  в нем не

<sup>1</sup> По  $t$ -критерию Стьюдента для уровня значимости  $q = 5\%$ .

установлено. Это можно объяснить присутствием в горизонте большого количества окислов железа, с которыми, как известно, уран также широко ассоциирует.

В сравнении с зернистыми фосфоритами фосфатный гравелитовый горизонт существенно отличается более низкими (в 1,5 раза) содержаниями урана и более высокими тория (в 1,7 раза), калия (в 3,6 раза); по интегральной гамма-активности отличие между ними отсутствует. Разница в средних содержаниях U, Th, K в зернистых фосфоритах и гравелитовом горизонте определяется их вещественным составом. Более высокие содержания Th, K в последнем обусловлены большим количеством в нем терригенного, в частности глинистого, материала. Высокие гамма-активность и содержание U в зернистых фосфоритах определяются прежде всего большим количеством в них фосфатов и преимущественной связью урана с последними.

Таким образом, по радиогеохимическим признакам фосфатный гравелитовый горизонт отчетливо отличается от зернистых фосфоритов.

По отношению к вмещающим мергелям среднего эоценена зернистые фосфориты и фосфатный гравелитовый горизонт характеризуются в 3,2–4 раза более высокой интегральной гамма-активностью и в 4–6 раз большими содержаниями U. Содержание тория в зернистых фосфоритах примерно такое же, что в мергелях, а в гравелитовом горизонте содержание этого элемента в 1,7 раза выше, чем в мергелях. Содержание калия в зернистых фосфоритах в 2,6 раза меньше, чем во вмещающих их мергелях, в то время как в гравелитовом горизонте его больше в 1,4 раза, т.е. примерно столько же, сколько в алюмосиликатных породах района.

Породы фосфатной серии (мергели среднего эоценена) отличаются от вмещающих их алюмосиликатных пород более высокими содержаниями U (в 1,6 раз) и низкими содержаниями Th (в 1,5 раз), K (в 1,6 раз). По интегральной гамма-активности карбонатные и алюмосиликатные породы не различаются.

Установленные особенности радиоактивности зернистых фосфоритов, фосфатного гравелитового горизонта, карбонатных пород фосфатной серии и вмещающих последнюю алюмосиликатных пород свидетельствуют о наличии благоприятных геологогеохимических предпосылок радиогеохимических поисков месторождений зернистых фосфоритов в Кызылкумском районе. При этом радиогеохимическими исследованиями могут решаться следующие основные геологические задачи: 1) выявление залежей зернистых фосфоритов и фосфатного гравелитового горизонта, их диагностирование, дифференциация и прослеживание в геологическом пространстве; 2) уточнение глубины залегания, мощности, изучение однородности пластов фосфоритов, приближенная оценка содержаний в них  $P_2O_5$ ; 3) определение состава вмещающих пород, корреляция фосфатной серии в пределах фосфоритоносного района.

Методической основой решения названных задач с использованием радиогеохимических методов является совокупность разработанных диагностических радиогеохимических признаков пород района (см. таблицу).

Кроме диагностических задач, указанных в таблице, метод позволяет оценивать содержания  $P_2O_5$  в зернистых фосфоритах с использованием корреляционной связи между количествами U и  $P_2O_5$ . По установленной зависимости (3) содержание  $P_2O_5$  в фосфоритах по U может быть оценено с относительной ошибкой в 40–50%, т.е. приблизенно. Однако необходимо иметь в виду, что уравнение (3) отражает связь между содержаниями U и  $P_2O_5$  в зернистых фосфоритах для значительной территории – Кызылкумского района в целом. На отдельных локальных участках (поисковых, поиско-во-разведочных, разведочных) характер и сила этой связи могут заметно варьировать.

Практические возможности поисков месторождений зернистых фосфоритов поверхностными радиогеохимическими съемками с использованием гамма-спектрометрического метода определения U(Ra), Th, K в горных породах в значительной степени определяются геологоландшафтными условиями изучаемых территорий. Наиболее благоприятны для изучения участки открытых ландшафтов I типа, представленные коренными породами и крупнообломочным элювием. Такие участки в пределах кон-

Порода	<i>I</i> , мкр/ч	U, ед	Th, ед	K, %	U/Th
Выделение фосфоритов среди вмещающих пород					
Фосфориты и фосфатный гравелитовый горизонт	47–81	35,3–67,5	Не опр.	Не опр.	4,2–16,9
Вмещающие породы	13–22	41–13,6	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Разделение зернистых фосфоритов и фосфатного гравелитового горизонта					
Зернистые фосфориты	Не опр.	53,4–67,5	41–6	0,2–0,6	9,6–16,9
Фосфатный гравелитовый горизонт	Не опр.	35,3–53,4	6–8,7	0,6–1,2	4,2–9,6
Определение вмещающих пород					
Карбонатные	Не опр.	Не опр.	3,1–5,0	0,5–0,9	Не опр.
Алюмосиликатные	Не опр.	Не опр.	5,0–8,3	0,9–1,6	Не опр.

туров развития перспективных на зернистые фосфориты отложений палеогена в Кызылкумском районе практически отсутствуют.

Возможно эффективное проведение поверхностных гамма-спектрометрических поисков на участках открытых ландшафтов, представленных мелкощебнистым элювием, элювио-делювием (открытые ландшафты II типа). Такие участки в контурах развития палеогена в районе довольно многочисленны, но они имеют ограниченные размеры — от нескольких десятков до первых сотен метров. Выходы пластов фосфоритов минимальной мощности 0,3–0,6 м в пределах участков открытых ландшафтов при характерных для района условиях залегания пород палеогена имеют размеры до 5–10 м по ширине и до первых сотен метров по простираннию. Выходы залежей фосфоритов указанных размеров могут быть уверенно обнаружены наземной гамма-спектрометрической съемкой масштаба 1 : 10000–1 : 5000 и АГСМ-съемкой масштаба 1 : 10000–1 : 250000.

При интерпретации радиогеохимических данных на участках открытых ландшафтов II типа использование диагностических радиогеохимических признаков (см. таблицу) возможно с учетом перераспределения радиоактивных элементов в гипергенных условиях.

Экспериментальными наблюдениями установлено существование прямых корреляционных связей между интегральной гамма-активностью и содержаниями U, Th, K в коренных породах (к) и рыхлых элювиально-делювиальных образованиях (р). Связи характеризуются высокими коэффициентами корреляции ( $r = 0,77–0,86$ ) и следующими уравнениями регрессии:

$$I_p = 0,36 I_k + 11,8, \quad (4)$$

$$U_p = 0,41 U_k + 2,4, \quad (5)$$

$$Th_p = 0,69 Th_k + 0,48, \quad (6)$$

$$K_p = 0,93 K_k - 0,08. \quad (7)$$

Зависимости (4)–(7) позволяют оценить радиоактивность элювиальных, элювиально-делювиальных образований по известной радиоактивности коренных пород. С использованием названных зависимостей диагностические радиогеохимические признаки, разработанные для коренных пород (см. таблицу), могут быть трансформированы в соответствующие признаки элювиально-делювиальных образований и использоваться для решения диагностических задач при проведении поверхностных радиогеохимических поисков на участках с развитым чехлом рыхлых автохтонных образований.

На участках, перекрытых рыхлыми аллюхтонными образованиями (закрытые ландшафты) мощностью более 30–50 см, поверхностные гамма-спектрометрические поиски фосфоритов малоэффективны в связи с практическим полным поглощением гаммаизлучения фосфоритов слоем рыхлых отложений. Такие площади могут быть опрошены глубинным вариантом гамма-спектрометрических исследований, при которых наблюдения выполняются в различных мелких выработках, скважинах ручного и шнекового бурения и т.п., вскрывающих коренные породы или их элювий под чехлом.

Из изложенного выше видно, что правильное построение методики радиогеохимических поисков зернистых фосфоритов, выбор модификаций гамма-спектрометрического метода для изучения перспективных площадей, достоверная интерпретация получаемых данных требуют обязательного учета геолого-ландшафтных условий опрошиваемых участков.

Для составления геолого-ландшафтных карт целесообразно максимально использовать материалы предшествующих аэрофото-, геологической, топографической и других съемок, содержащие информацию о генезисе и характере развития покровных отложений.

Остановимся на некоторых практических результатах радиогеохимических исследований в районе по материалам аэро- и наземных гамма-спектрометрических наблюдений на площадях развития палеогеновых пород.

На Джетымтауской площади по профилю, ортогональному простианию мергелей среднего эоценса, проведены пешеходные гамма-спектрометрические наблюдения по поверхности элювио-делювия (рис. 2), их результаты приведены ниже.

№ точ- ки	Содержа- ние $P_2O_5$ , %	Радиоактивность			
		$I$ , мкР/ч	U, ед	Th, ед.	K, %
1*	—	63	63,3	5	0,5
2*	—	67	64,6	5	0,5
3*	—	59	59,8	3,8	0,4
4	25,1	72	66,6	5,6	0,5
					U/Th
					12,6
					12,9
					15,7
					11,9

\* Точки вне линии маршрута на выходах фосфоритов.

По результатам диагностики фосфориты всех точек отнесены к зернистым. Мощность последнего 5–10 см. Выявлены две отчетливые аномалии интегральной гамма-активности и U, которые по диагностическим признакам обусловлены двумя пластами зернистых фосфоритов. Вмещающие породы уверенно дифференцированы по тем же признакам на карбонатные и алюмосиликатные в соответствии с их фактическим составом, установленным геологическими наблюдениями.

На Каракатинской площади по маршруту автогамма-съемки выявлена контрастная аномалия интегральной гамма-активности (рис. 3), приуроченная к локальному участку элювиально-делювиальных образований по породам палеогена. Величины гамма-активности и содержаний U, Th, K в эпицентре этой аномалии позволили уверенно диагностировать активные породы как зернистые фосфориты, что подтверждено последующими геологическими наблюдениями и опробованием.

Обратимся к результатам повторного целенаправленного анализа материалов АГСМ-съемок прошлых лет по Кызылкумскому району, выполненного с позиций изложенных представлений о возможностях радиогеохимических исследований при поисках зернистых фосфоритов. Такими съемками охвачено около 20% площади развития палеогеновых пород в районе. По времени проведения АГСМ-съемки опережали геологические поисковые, поисково-оценочные работы, однако материалы их при выполнении этих работ практически не использовались.

Ревизией АГСМ-данных выделено четыре площади, на которых имеются аномалии радиоактивности в контурах распространения пород палеогенового возраста, предположительно или достоверно обусловленные выходами пластов зернистых фосфоритов.

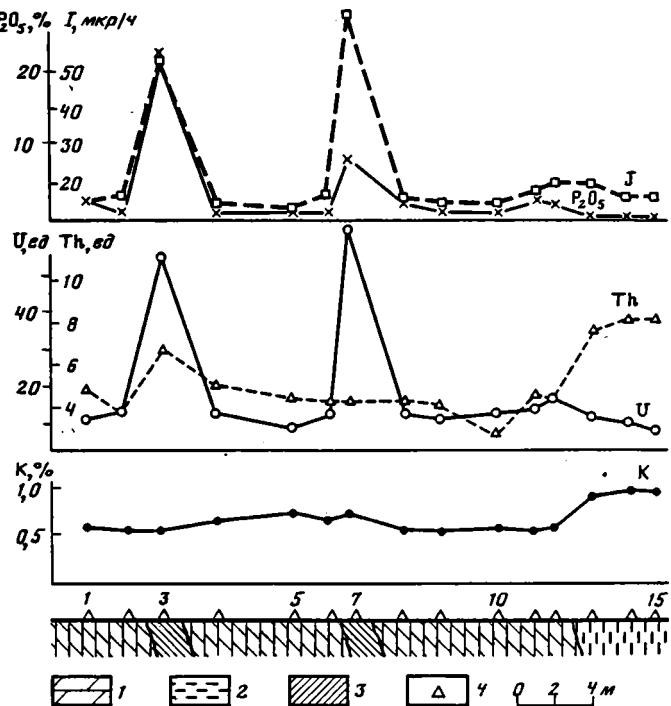


Рис. 2. Результаты пешеходных гамма-спектрометрических наблюдений по профилю I на Джетымтауской площади

1 – мергели; 2 – глины; 3 – зернистые фосфориты; 4 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

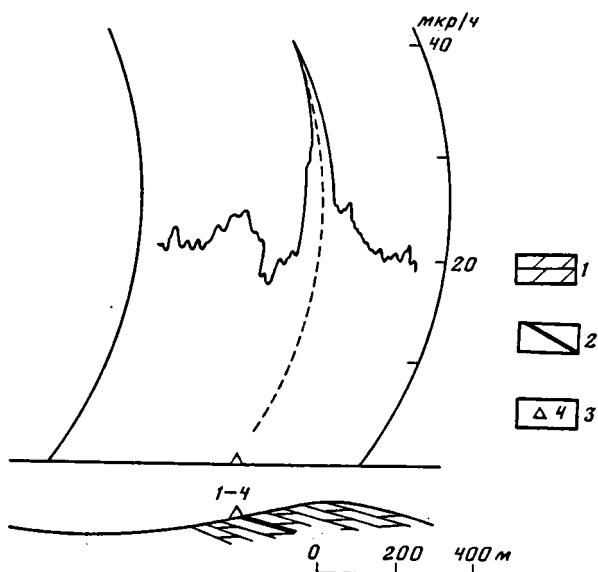


Рис. 3. Результаты радиометрических наблюдений по маршруту на Каракатинской площади  
1 – мергели; 2 – зернистые фосфориты; 3 – точки гамма-спектрометрических наблюдений

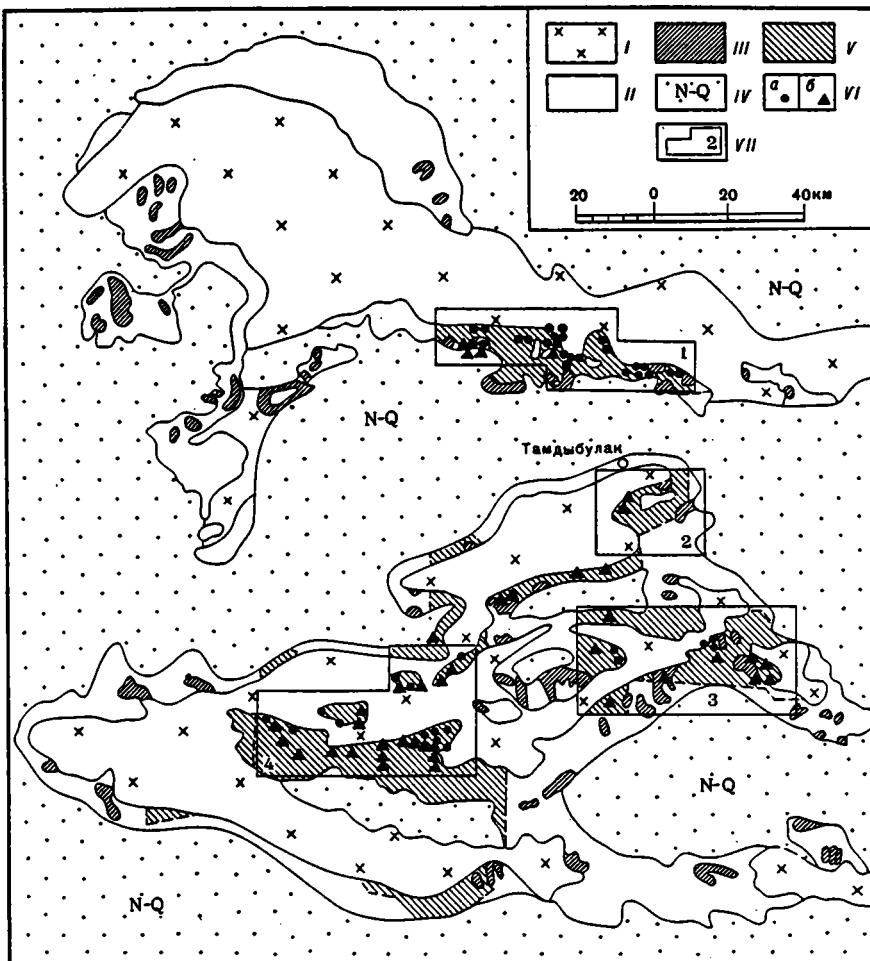


Рис. 4. Схематическая карта расположения АГСМ-аномалий, перспективных на зернистые фосфориты в Центральных Кызылкумах

I – допалеогеновые образования; II–IV – палеогеновые отложения: II – перекрытые чехлом альлюхтона; III – без чехла альлюхтона; IV – неоген-четвертичные отложения, изученные АГСМ-съемкой; V – площади АГСМ-аномалий, перспективные на зернистые фосфориты; VI – АГСМ-аномалии (а – контрастные, б – слабоконтрастные); VII – площади ревизии материалов АГСМ-съемки: 1 – Джетымтауская, 2 – Джеройская, 3 – Каракатинская, 4 – Окузкакская

Это Джеройская, Каракатинская, Джетымтауская, Окузкакская площади (рис. 4). Связь выделенных аномалий с выходами зернистых фосфоритов определена по результатам проведенных к настоящему времени геологоразведочных работ, либо установлена выборочной проверкой части из них, либо предполагается по аналогии радио-геохимических параметров и геологической позиции пока еще непроверенных аномалий с достоверно определенными.

Из названных выше площадей первые две соответствуют известным в районе одноименным месторождениям зернистых фосфоритов. Поэтому наличие аномалий в их пределах подтверждает возможность применения АГСМ-съемки для поисков новых аналогичных месторождений.

Восточная часть Джетымтауского участка также представляет собой известное одноименное месторождение зернистых фосфоритов. Наличие аномалий в пределах этой

площади свидетельствует о перспективности и западной ее части на выявление новых залежей, т.е. о возможности значительного расширения масштабов месторождения.

Окузкакская площадь в настоящее время еще детально не опиcкована на зернистые фосфориты. В ее пределах известен ряд проявлений желваковых фосфоритов в верхнемеловых породах и несколько точек фосфатной минерализации в эоценовых отложениях. Поэтому по геологическим данным эта площадь рассматривается как перспективная на выявление зернистых фосфоритов. Результаты ревизии материалов АГСМ-съемок подтверждают возможность выявления на Окузкакской площади новых месторождений зернистых фосфоритов. Эти результаты необходимо учитывать при планировании дальнейших поисковых работ в Кызылкумском районе.

Итак, на основе изложенного выше можно сделать следующие выводы.

1. Различие содержаний радиоактивных элементов в фосфоритах, породах фосфатной серии и вмещающих ее породах является благоприятной предпосылкой радиогеохимических поисков зернистых фосфоритов в Кызылкумском районе.

2. Опережающие радиогеохимические исследования с использованием различных модификаций гамма-спектрометрического метода в зависимости от геолого-ландшафтных условий должны более широко применяться при поисках и изучении месторождений зернистых фосфоритов в районе.

3. Результаты предшествующих АГСМ-съемок в Центральных Кызылкумах отражают фосфоритоносность площадей известных месторождений и свидетельствуют о перспективности и необходимости опиcкования на зернистые фосфориты новых участков.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко В.С., Стренаков А.П., Харитонова Р.Ш. и др. Уран и торий в зернистых фосфоритах Средней Азии//Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. об-ва. 1983. Вып. 36. С. 116–120.
2. Покрышкин В.И., Большов В.А., Харитонова Р.Ш. и др. Особенности распределения урана в зернистых фосфоритах Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции и Средней Азии// Геохимия. 1982. № 8. С. 1165–1171.

УДК 553.64:549:622.7 (575.1)

В.З. Блисковский, Э.К. Журавлева, В.О. Магер

### ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ФОСФОРИТОВЫХ РУД ДЖЕРОЙ-САРДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В данной статье вещественный состав джерой-сардаринских фосфоритов рассматривается с позиций технологической минералогии — как основа процессов переработки полезных ископаемых. Ранее В.З. Блисковский сформулировал основные минералогопетрографические факторы технологичности фосфатных руд [1]: а) величина содержания  $P_2O_5$ ; б) структурные характеристики руды; в) текстура руды; г) природа фосфатного минерала; д) характер минералов-примесей.

Рассмотрим технологическую роль каждого из перечисленных факторов применительно к рудам месторождения.

Продуктивными здесь являются два горизонта зернистых фосфоритов, залегающие в мергелях среднезоценового возраста. Мощность первого из них (верхнего) варьирует в пределах 0,24–1,0 м, второго — 0,3–1,2 м, составляя в среднем соответственно 0,55 и 0,7 м. Фосфоритовые пласти разделены 8–12-метровой пачкой слабофосфатизированных (2–4 до 6%  $P_2O_5$ ) мергелей [6].

Большинство проб первого пласта содержит 16–19, второго — 21–23%  $P_2O_5$ . Однако

Таблица I

Химический состав проб фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения (в %)

№ пробы	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общий	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO
8	19,9	3,13	0,69	0,51	49,75	1,00
9	23,50	3,37	0,34	1,53	49,00	1,00
14	16,60	5,00	0,60	1,40	47,60	1,00
19	18,60	5,50*	0,97	2,75	44,60	0,87
21	13,37	4,84*	0,75	1,18	49,30	0,53
24	20,90	9,32	0,97	2,75	44,60	0,87
17	17,00	2,28	2,33	0,36	49,31	0,40
33	16,15	7,80*	0,99	1,35	46,20	0,60
34	18,20	9,30*	1,00	1,40	43,95	0,60

\* Нерастворимый остаток (НО)

№ пробы	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	± H <sub>2</sub> O	F	Сумма(—O=F)
8	0,03	1,67	1,38	17,83	2,00	97,05	
9	0,16	1,00	2,13	2,10	4,54	1,02	99,28
14	Не опр.	Не опр.	1,40		19,11	Не опр.	92,71
19	0,68	1,47	Не опр.	11,30	4,20	2,21	101,21
21	0,20	0,60	Не опр.	22,60	2,80	1,28	96,91
24	0,68	1,47	Не опр.	11,30	4,20	2,21	98,34
17		0,60	1,70	20,38	0,82	2,40	96,58
33	0,35	1,10	2,65		21,34	1,94	100,16
34	0,35	2,00	3,00		18,80	1,40	100,12

Примечания: 1: Анализы проб № 9 и 17 выполнены в САИГИМСе, остальные в ГИГХСе.

2: В пробе № 17 определено также 0,02% TiO<sub>2</sub> и 0,02% MnO, в пробе № 9 – 0,02% TiO<sub>2</sub>.

в связи с малой мощностью разубоживание фосфоритов при разработке вмещающими мергелями составит не менее 20%. Таким образом, добываемая руда будет содержать 16–18% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Данные о химическом составе проб фосфоритовых руд месторождения, изученных в ГИГХС, представлены в табл. 1.

Следует отметить, что зернистые фосфориты ряда стран Северной Африки и Ближнего Востока, подобные кызылкумским, разрабатываются только при содержаниях P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 24–25% и выше [5].

Основной элемент структуры джерой-сардаринских фосфоритов – фосфатизированные фаунистические остатки, преимущественно раковины фораминифер. Реже встречаются остатки птеропод, гастропод, из первично фосфатного материала – зубы акул, позвонки, обломки костей (рис. 1). Менее типичны, но также частно встречаются в рудах разности, не имеющие биогенной морфологии, – фосфатные зерна и оолиты. Размеры фосфатных образований варьируют от 0,02–0,03 до 1–3 мм, реже до 5–7 мм и более; преобладающим является размер 0,1–0,25 мм. Цемент фосфоритов – кальцитовый, иногда с примесью глинистого и фосфатно-глинистного материала.

Одна из структурных особенностей фосфоритов состоит в наличии включений кальцита внутри фосфатных раковин – эндокальцита (в отличие от экзокальцита цемента). Эндокальцит может быть представлен как точечными микровключениями, так и более крупными и морфологически ясно выраженными скелетными реликтами раковин (рис. 2, 3).

Прочность цементации фосфоритов различна. Значительная доля руд представлена легко размокающими в воде и дезинтегрирующими при этом разновидностями.

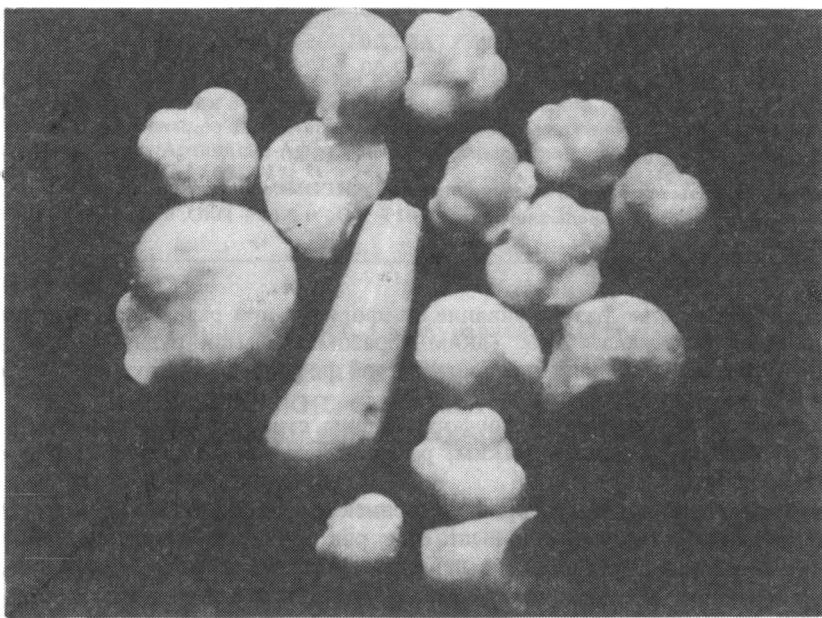
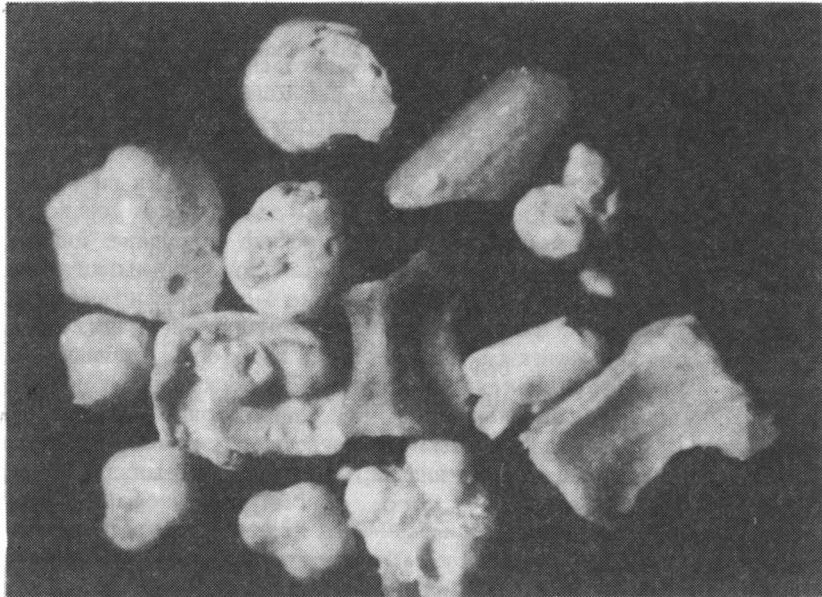


Рис. 1. Фосфатизированные органические остатки: фораминиферы, обломки раковин пелеципод, штеропод, позвонки (ув. 90)

Другая часть довольно прочно сцементирована кальцитом (иногда с примесью гётита) и гипсом. Эта цементация местами носит несомненно вторичный характер; она широко развита в приповерхностных участках, а нередко проявлена и в более глубоких зонах.

Гистограмма гранулометрического состава одной из слабо сцементированных проб (с добавкой разубоживающих мергелей) представлена на рис. 4,а. На нем видна высокая степень дезинтеграции руды, значительная часть которой (30%) представлена тон-

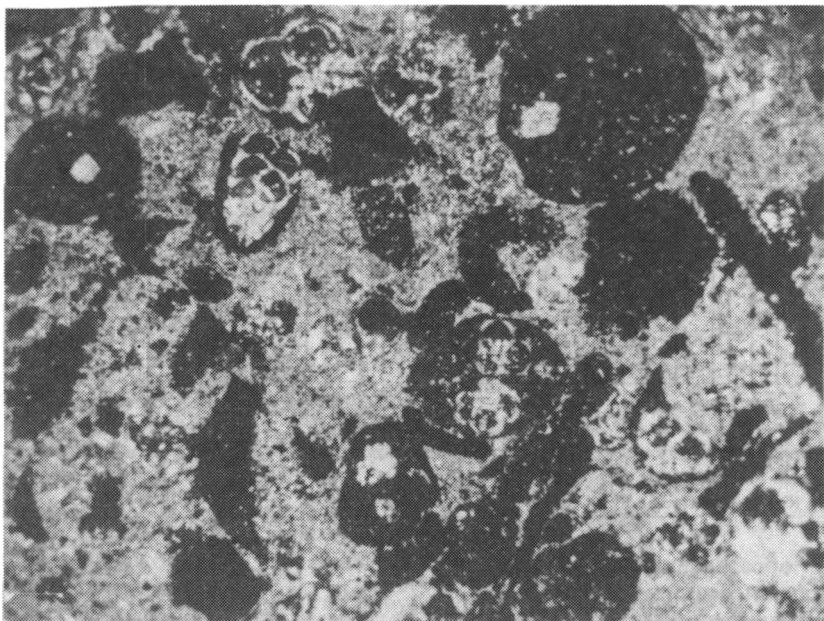


Рис. 2. Фосфатизированные foramиниферы, скементированные микрозернистым кальцитом (светлое)

Видны включения эндокальцита в фосфатных образованиях (ув. 35, николи скрещены)

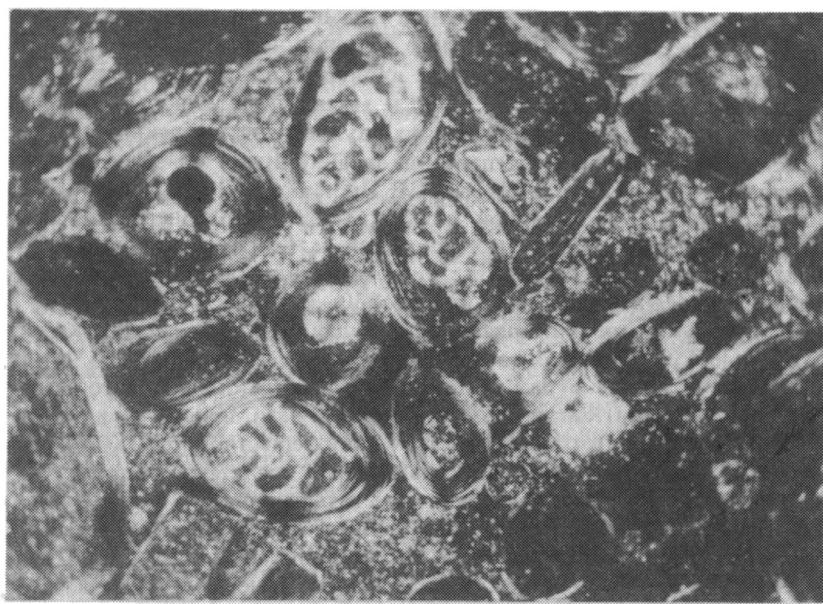


Рис. 3. Оолитовый фосфорит (ув. 35, николи скрещены)

ким шламующимся материалом ( $-0,04$  мм). Основной минеральный компонент тонких классов — кальцит, к ним относятся также глинистый фосфат цемента, мелкие фосфатизированные раковины и их обломки. Крупнокусковый материал — класс  $-25 + 10$  мм (выход 11%) представлен мергелями с низким содержанием  $P_2O_5$ . Основная часть  $P_2O_5$  концентрируется в классах  $-0,25 + 0,074$  мм, границы которых отвечают собственным размерам фосфатных образований. В пробе № 14 содержание  $P_2O_5$  в этих

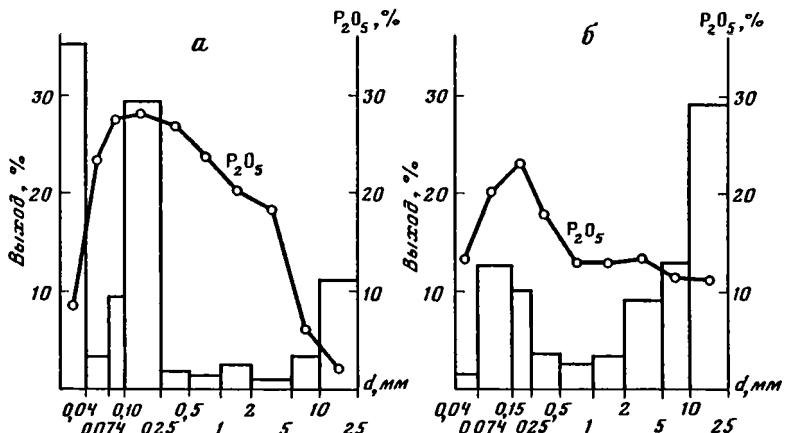


Рис. 4. Гистограммы гранулометрического состава технологических проб фосфоритов с 20%-ным разубоживанием вмещающим мергелем

а — пробы № 14; б — пробы № 21

фосфатных образованиях составляет 28%. В целом по месторождению содержание  $P_2O_5$  колеблется весьма существенно (от 22–23 до 31–32%) и зависит от количества эндокальцитовых включений, количества и морфологии экзокальцитовых сростков (фосфатных образований с цементом).

Продуктивным минералом джерой-сардаринских руд является фторкарбонатапатит-франколит, в структуре которого часть тетраэдров  $PO_4^{3-}$  замещена  $CO_3^{2-}$ -группами. Химические анализы чистого фосфата, выделенного нами из руд, показывают содержания  $P_2O_5$  32,5–33,0 и  $CO_2$  4,5–6,0%. Аналогичные значения получены ранее В.С. Бойко [3].

Характерными особенностями минерала являются значительные содержания изоморфных сульфатных групп (до 3%  $SO_3$ ) и молекулярной воды [2]. На дериватограмме фосфата (рис. 5) отчетливо выражена двухступенчатая декарбонатизация (940 и 965°C). Экзотермический эффект перехода франколита в близкую ко фторапатиту фазу здесь полтермичен (720; 850; 940°C). Прогиб кривой ДТГ в интервале 180–640°C отвечает потере молекулярной воды (3,15%). По содержанию изоморфной  $CO_2$  джерой-сардаринский фосфат приближается к наиболее карбонатизированному из природных франколитов — курскиту [1]; соответственно близка к курскиту и растворимость фосфата в 2%-ной лимонной кислоте: 30–36 отн.%.

Основной примесью в джерой-сардаринских рудах является кальцит. Количество его варьирует от 10 до 65%, вместе с фосфатом он составляет от 75–80 до 90–95% массы руды. Кварц присутствует в рудах в количестве нескольких процентов. Он входит в состав нерастворимых остатков, в которых, помимо него, присутствуют также глинистые минералы гидрослюдистого типа, органическое вещество и т.д. Химический состав нерастворимых (в 3% HCl) остатков нескольких проб представлен в табл. 2.

Из второстепенных минералов следует отметить глинистые алюмосиликаты, гипс, гётит, пирит, полевые шпаты, галит. Если принять количество второстепенных минералов фиксированным, то содержание  $CO_2$  функционально связано с содержанием  $P_2O_5$ . Эта зависимость представлена на номограмме (рис. 6) для случаев отсутствия второстепенных минералов, 3,5- и 10%-ного их содержания.

Основываясь на изложенных данных по вещественному составу, попытаемся оценить возможные направления обогащения и переработки руд месторождения.

Методами грохочения и промывки в принципе можно отделить бедные  $P_2O_5$  крупные классы мергелей и тонкие шламы. Очевидно, что наибольший эффект эти простые операции дают для рыхлых, легко дезинтегрируемых руд. В них, в частности, крупные классы представлены почти исключительно мергелями (см. гистограмму рис. 4,а).

Следует отметить, что на первых стадиях изучения месторождения распространен-

Таблица 2

Состав нерастворимых остатков фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения (в%)

№ пробы	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O
33	0,9	4,70	10,35	2,82	0,88	2,09
35	0,53	6,37	11,32	3,03	1,15	2,22
24	0,36	2,15	8,15	2,35	0,34	1,79
19	0,48	5,24	10,99	0,52	0,57	1,25

№пробы	Na <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	F	ППП	SiO <sub>2</sub>	Сумма (-O=F)
33	1,47	2,2	Сл.	9,27	64,2	98,88
35	0,50	1,78	Сл.	21,35	50,33	98,53
24	0,99	0,72	0,11	14,44	68,39	99,79
19	1,21	0,67	Не опр.	15,5	60,19	96,54

ность на нем рыхлых, легко дезинтегрирующихся руд переоценивалась. Именно к такой разновидности относятся лабораторно-технологические пробы № 8, 14, на которых в ГИГХС изучались возможности и основные направления обогащения и переработки руд (к одной из таких проб — № 14 — относится гистограмма рис. 4,а). Для руд этого типа крупные обломки — надрешетный продукт грохочения — представляют собой отвальные хвосты, содержащие 2–4% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (при потерях извлечения не более 5–6%).

Проведенные нами совместно с зарафшанской ГРП работы позволили ориентировочно оценить количественные соотношения между рыхлыми и сцепментированными рудами. Был изучен гранулометрический состав и распределение основных компонентов по классам крупности более чем в 80 керновых пробах из обоих продуктивных горизонтов.

Выход класса +5 мм (примерно отвечающего количеству крупнокускового материала) варьирует от 2–3 до 95–98% и в среднем составляет 44% по первому и 47% по второму пластам. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в этом материале лишь незначительно понижено по сравнению с рудой и составляет для I и II пластов соответственно 16,9 и 19,6%. Таким образом, операция предварительного отгрохочивания и удаления в отвал крупнокускового материала в целом для руд месторождения не может быть применена.

Выход класса –0,05 мм колеблется от 2–3 до 30–35% (в среднем 22,5% по I и 15,5% по II пластам). В этом классе концентрируется преимущественно карбонатный и карбонатно-глинистый материал, содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в котором на 3–13% ниже, чем в исходной руде. Удаление этого шламистого материала повышает содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> на 0,5–5% (при незначительных потерях извлечения).

В первых технологических исследованиях руд месторождения изучалась возможность их обогащения методом промывки (с применением концентрационных столов и гидроциклонов)<sup>1</sup>. Для рыхлых руд в лабораторных экспериментах были получены хорошие результаты: концентрат с 25–27% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> при извлечении 72–80%. Естественно, что для сцепментированных руд промывка дает гораздо более низкие показатели. Даже из рыхлых руд промывкой удаляется только карбонат цемента—экзокальцит. Полученные таким способом концентраты являются высококарбонатными, так как содержат эндокальцит и структурно связанные в франколите CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-группы.

Соотношение между тремя формами углекислоты, например, в лабораторно-техно-

<sup>1</sup> См. статью А.К. Кузовлева в наст. сб.

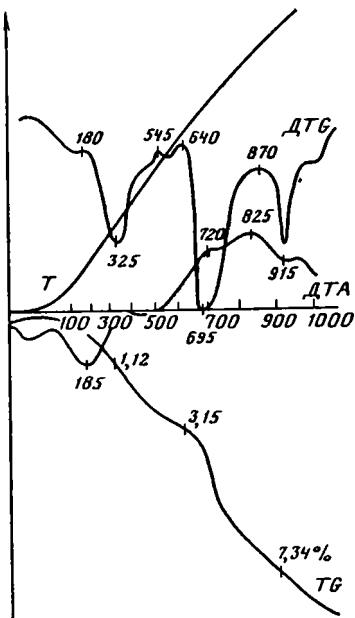
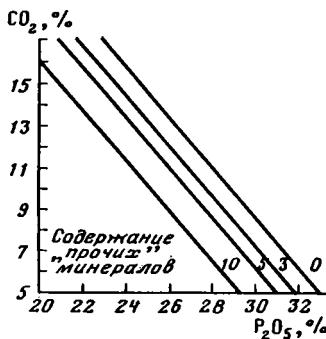


Рис. 5. Термограмма фосфатного минерала из фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения

ДТГ 1/5; ДТА 1/5; ТГ 100 мг;  
навеска 1,240 г

Рис. 6. Номограмма зависимости содержаний  $P_2O_5$  от  $CO_2$  при различных содержаниях "прочих" (кроме кальцита и франколита) минералов



логической пробе № 8 следующее:  $CO_2$  экзокальцита 53,6 отн.%;  $CO_2$  эндокальцита 28,3 отн.%;  $CO_2$  франколита 18,1 отн.% (структурно связанные).

Из номограммы рис. 6 следует, что даже при 10%-ном содержании прочих минералов 25%-ный по  $P_2O_5$  продукт промывки заключает 10%  $CO_2$ . Столь высокая карбонатность при переработке на удобрения вызывает повышенный расход кислоты и обильное пенобразование.

По результатам исследований НИУИФ выдал отрицательное заключение о возможности переработки 25%-ного по  $P_2O_5$  концентрата промывки на растворимые удобрения. Таким образом, в схеме обогащения джерой-сардаринских фосфоритов промывка может рассматриваться лишь как вспомогательная операция, которую целесообразно использовать для удаления тонких шламов.

Промывкой могут быть также отделены крупные классы (+30 мм и более). Как указывалось выше, в сцепментированных рудах крупнокусковый продукт не может удаляться в отвал, поскольку наряду с мергелями содержит обломки фосфоритов. Содержание  $P_2O_5$  в крупнокусковом материале заметно ниже среднего в руде, но извлечение довольно значительное: 15–25% и более (см. рис. 2).

Нами изучалась возможность тяжелосреднего разделения фосфоритов и мергелей. Эксперименты показали, что такое разделение недостаточно эффективно ввиду малых различий в плотностях мергелей и фосфоритов.

Изучение естественной гамма-активности пород выявило различия между активностью фосфоритов и мергелей, связанные с наличием микропримесей урана в фосфоритах.

Проведенная на серийном оборудовании радиометрическая сепарация крупнокускового материала выявила возможность разделения фосфоритов и вмещающих мергелей уже начиная с массы куска 100–150 г [4].

Высокая карбонатность руд и самих фосфатных минералов служит предпосылкой для применения к джерой-сардаринским рудам метода кальцинирующего обжига. Минералогическая сущность метода состоит в разложении кальцита и последующем удалении оксида кальция путем оттирки. Фосфатный минерал при обжиге также декарбонатизируется и переходит в фазу, близкую к фторапатиту. В экспериментах Л.А. Юр-

Рис. 7. Термограмма обжигового концентратата (после оттирки) полученного из джерой-сардаринских руд

DTG 1/3; DTA 1/2; TG 50 мг; навеска 0.5 г

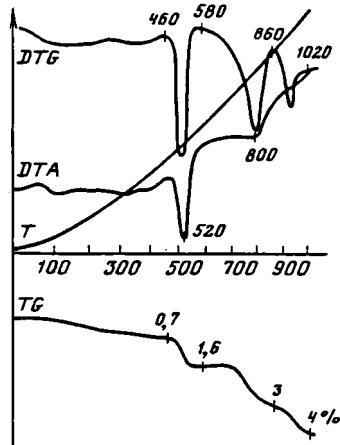
ковой, С.Ф. Шинкоренко, Т.Г. Михайловой методом обжига были получены концентраты с содержанием 28–31,5%  $P_2O_5$  при извлечении 65%<sup>2</sup>.

В одном из обжиговых концентратов химическим анализом обнаружены следующие содержания компонентов (в %):  $P_2O_5$  – 30,6; CaO – 50,56; MgO – 0,31; F – 3,06;  $Al_2O_3$  – 1,16;  $Fe_2O_3$  – 0,26;  $CO_2$  – 1,67. Из этих данных следует, что образующаяся при обжиге окись кальция не полностью удаляется оттиркой. В приведенном концентрате, например, содержится около 10% остаточной CaO. Как показывают минералогические наблюдения, эта окись кальция находится внутри фосфатных зерен и образовалась при разложении эндокальциита и преобразовании франколита.

На рис. 7 изображена термограмма одного из концентратов, полученных обжигом и оттиркой. На кривой DTG отчетливо видны три интервала потери массы. Первый из них с максимумом развития при 520°C отвечает дегидратации  $Ca(OH)_2$ , в которую перешла CaO при оттирке. Часть гидроокиси кальция, взаимодействуя с  $CO_2$ , карбонатизировалась; прогиб кривой DTA с максимумом при 800°C отвечает разложению этого вторичного карбоната.

Последняя ступень потери массы (860–1020°C) отражает удаление остаточного  $CO_2$  из структуры франколита. По термограмме легко рассчитать количество окиси кальция, связанной в новообразованных  $Ca(OH)_2$  и  $CaCO_3$ , – 4,8%.

Согласно заключению НИУИФ, обжиговый концентрат с содержанием 28,5–30%  $P_2O_5$  перерабатывается на ЭФК и аммофос с высокими показателями.



#### ЛИТЕРАТУРА

- Блисковский В.З. Вещественный состав, генетические особенности и минералого-петрографические факторы обогащимости фосфоритовых руд: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. М., 1982. 29 с.
- Блисковский В.З., Фатхуллаев Г.Ф., Mager B.O. Вещественный состав джерой-сардаринских фосфоритов // Геология и вещественный состав неметаллических полезных ископаемых Средней Азии. Ташкент: САИГИМС, 1984. С. 19–30.
- Бойко В.С. Минеральная природа фосфатного вещества среднезоценовых зернистых фосфоритов Центральных Кызылкумов // Докл. АН УзССР. 1979. № 11. 59 с.
- Mager B.O. О возможности гамма-радиометрической сепарации фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения: Экспресс-информ. по отечественному производственному опыту. Сер. Горнохим. пром-сть. М.: НИИГЭХИМ, 1985. Вып. 8. С. 1–3.
- Ратобильская Л.Д., Бойко Н.И., Кожевников А.О. Обогащение фосфатных руд. М.: Недра, 1979. 261 с.
- Центрально-Кызылкумский фосфоритоносный район и его перспективы / Т.И. Шаякубов, А.С. Михайлов, В.С. Бойко и др.: Обзор. М.: ВИЭМС, 1983. 28 с.

<sup>2</sup> См. статью С.Ф. Шинкоренко и др. в настоящем сборнике.

И.Г. Красильникова, В.Г. Игнатов, Б.И. Шуб, Н.П. Бельская, А.И. Ангелов

## ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КЫЗЫЛКУМСКИХ ФОСФОРИТОВ

За последние годы в Центральных Кызылкумах выявлен и разведен ряд месторождений фосфоритов, географическое положение, условия залегания и масштабы которых дают основание видеть в них новую перспективную базу для развития фосфорных удобрений в этом регионе.

Фосфоритные пласти (мощностью от 0,05 до 1,2 м), количество которых меняется от одного до четырех, горизонтально залегают в среднезооценовых мергелях и известняках. Фосфориты относятся к зернистому типу и, по мнению ряда исследователей, близки к африканским [1]. Они представляют собой светлую породу желтовато-серого цвета с различимой макроскопически зернистой структурой, слабо сцементированную. Ниже уровня грунтовых вод цвет фосфоритов более темный, бурый, что связано с присутствием органического вещества и микровключений железистых минералов; цементация здесь более прочная. Выше уровня грунтовых вод порода не только осветлена, но часто дезинтегрирована за счет растворения части цементирующего кальцита.

Практический интерес представляют два пласта зернистых фосфоритов, развитых на большей части района. Они разделены 10-метровой пачкой известково-мергелистых слабо фосфатизированных пород. Содержание  $P_2O_5$  в фосфоритных пластах колеблется от 17,5 до 29, в среднем составляя около 20%.

Зернистый материал представлен главным образом фосфатизированными органическими остатками, в меньшей степени фосфатными зернами и оолитами. Нефосфатные зернистые компоненты – это обломки раковин карбонатного состава и терригенный материал (в основном кварц и полевые шпаты). Цемент типа заполнения пор, по составу карбонатный с некоторой примесью глинистого материала.

Фосфатизированные органические остатки в виде раковин фораминифер и их обломков, копролитов имеют размеры от 0,1 до 0,5 мм. Они сложены желтоватым, светлым, иногда с примесью органики, изотропным фосфатом. В небольшом количестве (около 5%) присутствует фосфатный костный детрит, фосфат которого лучше раскристаллизован, часто двупреломляющий. Фосфатные зерна и оолиты также присутствуют в количестве не более 5%. Для части оолитов характерно наличие 10 и более концентров, отмечено присутствие сложных оолитов. Фосфат концентров более светлый, анизотропный. Центральная часть сложена либо зерном более темного изотропного фосфата, либо нефосфатными обломочными зернами. Для подошвенной части фосфоритоносного слоя характерно присутствие фосфатной гальки и гравия, обычно хорошо окатанных; фосфатный минерал в них изотропный, количество примесей незначительно.

Основными минеральными компонентами являются фосфат и кальцит, составляющие 85–90% породы. Кроме того, присутствуют кварц, полевые шпаты, глинистые и железистые минералы, доломит, гипс, галит, органическое вещество.

В проходящем свете цвет фосфатного минерала желтоватый, различных оттенков – от совсем светлого до буроватого. Окраска связана с дисперсными включениями органического вещества, глинистых минералов и гидроокислов железа. Кроме того, в центральной части некоторых зерен отмечены микроагрегаты темных, непрозрачных, неправильной формы выделений размером в первые микроны. В части фосфатных зерен эти образования представлены гидроокислами железа, в отдельных зернах – сульфидами железа, возможно, марказитом, образовавшимся по органическим остаткам. Химический состав фосфатного минерала, выделенного в условно-мономинеральную фракцию [2], приведен в табл. 1. Для него характерно в целом невысокое содержание примесей. Соотношения основных компонентов составляют:  $CO_2 P_2O_5 = 0,166$ ;

Таблица 1

Химический состав (в мас. %) и некоторые свойства фосфатных минералов зернистых фосфоритов

Компонент	Месторождение		
	Джерой-Сардаринское	Восточное (Сирия)	Кнейфес (Сирия)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	32,05	35,7	34,5
CaO	51,34	52,6	52,1
F	3,30	3,7	3,6
CO <sub>2</sub>	5,36	3,0	3,5
Na <sub>2</sub> O	0,39	0,5	0,5
K <sub>2</sub> O	0,13	0,05	0,05
MgO	Не опр.	0,3	0,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,1	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	0,1	0,2
SO <sub>3</sub>	0,84	0,9	1,0
SiO <sub>3</sub>	1,21	2,5	2,6
H <sub>2</sub> O	1,7	Не опр.	Не опр.
Орг. в-во	0,024	Не опр.	Не опр.
-O=F	1,39	1,50	1,50
Сумма	96,04	97,95	96,85
F/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,103	0,104	0,104
CO <sub>2</sub> /P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,166	0,084	0,101
CaO/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,601	1,473	1,510
Средний показатель преломления	1,601–1,610	1,615	1,610
Параметры элементарной ячейки, Å			
<i>a</i> <sub>0</sub>	9,326	9,340	9,330
<i>c</i> <sub>0</sub>	6,896	6,896	6,893
Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /г	12,3	13,5	16,5

Примечание. Химический и термический анализ, а также определения удельной поверхности проводились в лабораториях НИУИФ.

F/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,103; CaO/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 1,601. Показатель преломления фосфатного минерала колеблется от 1,601 до 1,610, возрастая в анизотропных разностях. Сила двупреломления около 0,002, цвета интерференции серые, погасание часто волнистое. Для некоторой части зерен характерно мозаичное строение, отчетливо проявляющееся в скрещенных николях. В основной части зерен фосфат изотропный.

Параметры элементарной ячейки, определенные на дифрактометре ДРОН-2 ( $\lambda$  Cu, Ni фильтр, с KCl в качестве внутреннего стандарта) составляют 9,326 (3) Å для *a*<sub>0</sub> и 6,894 (3) Å для *c*<sub>0</sub>. Величина удельной поверхности, определенная по низкотемпературной адсорбции азота, составляет 12,3 м<sup>2</sup>/г, что достаточно хорошо согласуется с результатами определений для фосфатов зернистого (в среднем 12,5 м<sup>2</sup>/г) и других типов [3].

По совокупности свойств и составу фосфат близок к фосфатам из фосфоритов зернистого типа, в частности к изученным нами ранее из месторождений Сирии (см. табл. 1), и может быть отнесен к разновидности фторкарбонатапатита со значительным замещением фосфора на углерод. Однако не вся механическая примесь карбоната кальция удаляется при очистке из условно-мономинеральной фракции – часть кальцита присутствует в виде микровключений внутри фосфатных зерен. Таким образом, содержание CO<sub>2</sub> в фосфате может быть несколько завышено.

Необходимо отметить, что фосфатный минерал характеризуется постоянным присутствием  $\text{Na}$  и  $\text{SO}_3$ , что позволяет ряду исследователей относить его к изоморфной смеси натрийсульфатапатита и фторкарбонатапатита [1]. Присутствие связанной воды (1,7%) подтверждается и результатами термического анализа.

Кальцит слагает цемент фосфоритов и частично зернистый материал. Кальцит цемента нередко ожелезненный, пелитоморфный. Хорошо окристаллизованный кальцит чаще слагает остатки организмов. Количество терригенного материала непостоянно, но в среднем не более 5%. Он представлен хорошо окатанными зернами кварца и плагиоклазов. Глинистые минералы входят преимущественно в состав цемента. В основном они относятся к гидрослюдам глауконитового ряда, присутствуют также монтморилонит и каолинит (рентгено- и электронографические определения на тонких классах нерастворимых остатков). Гидроокислы железа пигментируют цемент, в меньшей степени – фосфатные зерна. Ниже уровня грунтовых вод четко диагностируется пирит. В зоне гипергенеза отмечен гипс, входящий в состав цемента. В некоторых загипсованных разностях его количество превышает 5%. Встречается галит (меньше 1%). Его присутствие (по данным авторов) отмечено и в зернистых фосфоритах Сирии. В небольших количествах присутствует доломит.

Зернистый состав фосфоритов и слабая цементация позволяют применять для их облагораживания гравитационные методы. Однако, несмотря на относительную простоту и дешевизну, получение из них высококонцентрированных форм удобрений на основе экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК) нецелесообразно, так как высокое содержание  $\text{CO}_2$  в готовом продукте (табл. 2) приводит к интенсивному и устойчивому (за счет присутствия глинистых минералов и органического вещества) пенообразованию.

Ввиду высококарбонатного состава и отсутствия значительных количеств других вредных примесей, по-видимому, реальным методом обогащения следует избрать кальцинирующий обжиг.

Полученные в ГИГХС обжиговые концентраты были изучены как сырье для получения ЭФК. Процесс получения обжигового концентрата включал предварительное гравитационное обогащение, технологический обжиг при температуре 950°C, мокрое гашение и оттирку. Данные о химическом составе обжиговых концентратов приведены в табл. 3. Для изучения концентратов использовались рентгеновский, иммерсионный и термический анализы.

В результате обжига существенно меняется минеральный состав и некоторые свойства фосфатной руды. Величина удельной поверхности в пробах необожженной руды составляла 9,7–11  $\text{m}^2/\text{г}$ . После обжига за счет раскристаллизации фосфатного минерала ее величина упала до 4,3  $\text{m}^2/\text{г}$ . Сам фторкарбонатапатит, теряя летучие компоненты, изменился до фторапатита, при этом в виде новообразований появились кальцит и флюорит. Этот переход можно выразить следующей формулой:  $3 \text{Ca}_3[(\text{PO}_4)_{1-n}(\text{CO}_3\text{OH})_n]_2\text{CaF}_2 \xrightarrow{(1-n)} 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2 + 9n\text{CaO} + 6n\text{CO}_2 + 3n\text{H}_2\text{O} + n\text{CaF}_2$ . Кальцит при нагревании распадается на известь и  $\text{CO}_2$ . Затем при гашении образуется портландит. Некоторая часть тонкодисперсной извести, набирая  $\text{CO}_2$  из воздуха, переходит во вновь образованный кальцит:  $\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{CaO} + \text{CO}_2$ ,  $\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{OH})_2$ . Аналогично ведет себя при обжиге доломит, но количества его незначительны. Глинистые минералы частично переходят в муллиты. Незначительная доля кварца преобразуется в волластонит и псевдоволластонит. Железистые минералы в обжиговых концентратах представлены гематитом. После обжига показатель преломления фосфата возрастает до 1,633, параметр  $a_0$  элементарной ячейки – до 9,364 (3) Å,  $c_0$  изменяется до 6,890 (3) Å. То есть в результате обжига исходный фторкарбонатапатит, теряя карбонат-ион и воду, переходит в термически инертную форму – фторапатит.

Для обжиговой пробы (лабораторной) характерно высокое (54,4%) содержание  $\text{CaO}$ . Однако лишь 39%  $\text{CaO}$  связаны с фосфатным минералом. Около 3%  $\text{CaO}$  связаны

Таблица 2

Химический состав некоторых проб фосфатного сырья Джерой-Сардаринского месторождения (в мас. %)

Компонент	Гравитационный концентрат (данные САИГИМС)	Фосфатное сырье для агрохимических исследований	
		Проба № 11	Полупромышленная пробы
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,1	20,30	23,67
CaO	47,18	49,24	46,00
F	3,92	2,50	2,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	0,54	0,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опр.	0,36	1,20
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,77	0,90	2,11
MgO	0,70	0,90	0,48
CO <sub>2</sub>	7,88	15,70	10,25
Na <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	1,90
K <sub>2</sub> O	Не опр.	Не опр.	0,24
SO <sub>3</sub>	2,32	Не опр.	2,29
SiO <sub>2</sub>	Не опр.	Не опр.	4,8
Cl	Не опр.	Не опр.	0,67
HO	0,55	Не опр.	Не опр.

Таблица 3

Химический состав обжиговых концентратов кызылкумских фосфоритов (в мас. %)

Компонент	Лабораторная пробы	Полупромышленная пробы	Компонент	Лабораторная пробы	Полупромышленная пробы
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	29,6	25,2	MgO	0,50	0,53
CaO	54,4	52,05	CO <sub>2</sub>	2,30	2,32
F	3,45	2,20	Na <sub>2</sub> O	0,50	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,80	K <sub>2</sub> O	0,15	Не опр.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	1,30	HO	1,70	9,70

с новообразованным кальцитом, 6% входит в состав портландита, около 6,5% присутствует в свободном виде и не погашено. Возможно, сложности оттирки связаны в основном с затрудненностью доступа к части микрозерен, находящихся внутри фосфатных образований. Таким образом, для обжиговых концентратов характерно присутствие значительных количеств легко растворимых в ходе экстракции минералов кальция, что приводит к существенному росту расхода серной кислоты при переработке. Для полупромышленной обжиговой пробы характерно высокое содержание нерастворимого остатка (9,3%), практически полностью представленного кварцем. Несмотря на то, что он не является вредной примесью для процесса экстракции, все же он, будучи балластом, снижает содержание полезного компонента в пробе.

Проведенные исследования показали, что обжиговые концентраты кызылкумских фосфоритов могут быть переработаны на ЭФК с достаточно высокими технологическими показателями: К разложения — 96%, К отмычки — 97–98%, удельный съем фосфорного гипса по сухому веществу составляет 700 (кг/м<sup>2</sup>) · ч, концентрация производственной кислоты — 22–24% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.

С учетом сложности обогащения фосфоритов и особенностей их вещественного состава было проведено изучение возможности использования их в качестве прямого удобрения.

Основными факторами, предполагающими легкое растворение фосфатного сырья почвенными растворами, являются особенности минералогической природы фосфатного минерала. Для фосфата кызылкумских фосфоритов характерны высокая степень замещения фосфора на углерод, относительно большая величина удельной поверхности, следствием этого должна быть и его высокая реактивность [4]. Положительным моментом является и практическое отсутствие вредных примесей. Однако фосфат характеризуется невысокой величиной лимоннорастворимого  $P_2O_5$  (20% от общего количества). Агрехимические свойства сырья могут быть окончательно определены только эмпирически, так как теоретические предпосылки его пригодности в общем расплывчаты и четких критериев пока нет [5].

Изучение агрехимической эффективности кызылкумских фосфоритов проводилось на двух представительных пробах руды (химический состав см. в табл. 2). Двухлетние вегетационные испытания велись на кислой и известкованной дерново-подзолистой почве с зерновыми культурами (ячмень, овес, яровая пшеница). За стандарт было взято действие фосфоритной муки из Егорьевского месторождения фосфоритов желвакового типа (ныне широко применяемой и одной из лучших по качеству) и суперфосфата, внесенных в равнозначной дозе по фосфору.

Проведенные исследования показали, что кызылкумские фосфориты имеют равную агрехимическую эффективность по сравнению с егорьевской фосфоритной мукой на всех видах почв, отзывчивых к ее действию. На известкованных почвах эффект от применения фосфоритовой муки обоих месторождений существенно снижается.

Полевыми опытами первого года показано, что на известкованных дерново-подзолистых почвах прибавки урожая по сравнению с  $N\ K$ -фоном составили при внесении полной дозы удобрений:

Вико-овсяная смесь на тяжелосуглинистой почве		Озимая пшеница на легкосуглинистой почве	
суперфосфата	13,1 ц/га	суперфосфата	14 ц/га
егорьевской фосмуки	9,4 ц/га	егорьевской фосмуки	6,7 ц/га
кызылкумской фосмуки	8,7 ц/га	кызылкумских фосфоритов	6,7 ц/га

Следовательно, по результатам полевых опытов кызылкумские фосфориты также вполне сопоставимы с мукой егорьевского месторождения.

Таким образом, зернистые фосфориты Кызылкумов могут иметь широкий спектр использования — от фосмуки до высококонцентрированных удобрений на основе ЭФК.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко В.С., Шабанина Н.В., Ильяшенко В.Я. Петрографическая характеристика зернистых фосфоритов Средней Азии // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 158–164.
2. Блесковский В.З., Фридман Н.Г., Залавина Т.П. К методике глубокой очистки фосфатов фосфоритов // Пром-сть горно-хим. сырья: Инф. бюл. 1979. № 2. С. 15–17.
3. Красильникова И.Г., Борисова С.И. Удельная поверхность фосфатов кальция фосфоритов различного типа // Исследования фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979. С. 67–71.
4. Вейдерма М.А. О реакционной способности природных фосфатов // Тр. Таллинн. политехн. ин-та. Сер. А. 1964. № 210. С. 305–314.
5. Борисов В.М., Красильникова Н.А. Фосфоритная мука — перспективная бескислотная форма фосфорных удобрений // Химия в сельском хозяйстве. 1982. № 2. С. 3–6.

С.Ф. Шинкоренко, Т.Г. Михайлова, Т.Т. Левкина

**РАЗРАБОТКА ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ ФОСФОРИТОВ  
ДЖЕРОЙ-САРДАРИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Рост производства минеральных удобрений вызывает необходимость вовлечения новых месторождений фосфатного сырья. Фосфориты Джерой-Сардаринского месторождения по своему вещественному составу существенно отличаются от фосфоритов других отечественных месторождений.

В 1982 г. в ГИГХСе был изучен вещественный состав и технологические свойства двух проб Джерой-Сардаринского месторождения, в результате чего была рекомендована схема обогащения, включающая в качестве основного метода кальцинирующий обжиг, в качестве предварительных операций в голове процесса — промывку, разделение по крупности и после обжига — мокре гашение с обесшламливанием обожженной руды. При этом из руды с содержанием 18,1%  $P_2O_5$  был получен концентрат с содержанием 30,5%  $P_2O_5$  при извлечении 74—76,8%.

В 1983 г. в ГИГХСе изучался вещественный состав и обогатимость средней пробы для месторождения и двух разновидностей руд с повышенным содержанием нерастворимого остатка и сцементированных пород.

Во всех пробах были изучены гранулометрический состав руды и распределение основных компонентов по классам крупности, проведено обогащение методом промывки, обжига с последующим гашением и отмыткой образующейся гидроокиси кальция.

Анализ гранулометрического состава проб показал, что в исходной руде отсутствуют

**Таблица 1**  
**Химический состав продуктов обогащения (проба № 19, средняя)**

Продукт	$P_2O_5$	$CO_2$	$CaO$	$MgO$	$Fe_2O_3$
Концентрат	22,5	14,75	48,4	0,85	0,55
I промывки					
Хвосты	9,9	21,2	38,4	1,1	2,0
I промывки					
Концентрат	29,6	2,3	54,5	0,5	0,7
II промывки					
Хвосты	16,2	5,2	57,5	0,5	0,6
II промывки					

Продукт	$Al_2O_3$	$Na_2O$	$K_2O$	F	HO	ППП
Концентрат	0,75	1,2	0,2	2,2	1,2	16,8
I промывки						
Хвосты	3,3	0,58	0,65	0,95	16,7	24,2
I промывки						
Концентрат	1,0	0,5	Не опр.	2,5	1,5	5
II промывки						
Хвосты	1,0	0,35	Не опр.	1,4	1,6	16,1
II промывки						

Таблица 2

Сравнительные технико-экономические показатели переработки фосфоритовых концентратов  
(по данным НИУИФ)

Показатель	Рекомендуемые для Джерой-Сардаринского месторождения	Проектные из фосфоритов Карагату
Мощность производства, тыс. т $P_2O_5$ /год	220	136,4
Удельный съем фосфогипса фильтра, кг/ $m^2$	750	500
Коэффициент разложения фосфата, %	96	95
Коэффициент отмывки фосфогипса, %	98	97
Коэффициент выхода $P_2O_5$ в кислоту, %	94	92

бедные фракции, которые могли бы быть выделены грохочением (распределение  $P_2O_5$  по классам почти равномерное). При дроблении руды до 25 и 5 мм также не наблюдалось выделения каких-либо классов, обогащенных  $P_2O_5$ , которые можно было бы выделить грохочением. При промывке и мокрой дезинтеграции достигается разрушение мергеля и концентрация его в классе 40 мкм, после его отделения содержание  $P_2O_5$  повышается лишь на 3–4%, а  $CO_2$  снижается с 17 до 12–14%, что не удовлетворяет требованиям последующего химического передела. Только применяя обжиг с последующим гашением и отмывкой гидроокиси кальция, можно получить концентрат с содержанием 29–31%  $P_2O_5$ .

Снятие качественно-количественных показателей обогащения руды производилось по следующей технологической схеме: 1) дробление до 25 мм; 2) промывка с обеспечением максимальной дезинтеграции; 3) классификация дезинтегрированного продукта по классу 40 мкм с целью выделения отвальных хвостов; 4) обжиг промытого продукта; 5) гашение обожженного материала и отмывка свободной гидроокиси кальция.

Промывка руды осуществлялась в шаровой мельнице в течение 10 мин. После промывки и обесшламливания материала по классу 0,04 мм, был получен концентрат, содержащий 23,75%  $P_2O_5$  и 14%  $CO_2$ , который обжигали в камерной печи с объемом камеры 16  $dм^3$  при температуре 950°C. Обожженный материал гасили водой при  $T : Ж = 1 : 2,5$  и производили оттирку гидроокиси в мешалке при температуре 80°C в течение 20 минут. После дешламации оттертого продукта был получен концентрат с содержанием  $P_2O_5 = 29,6\%$  (табл. 1).

Применение описанной выше схемы обогащения руды Джерой-Сардаринского месторождения, разработанной ГИГХС, показало, что обжиг в сочетании с такими простыми методами, как промывка, является одним из возможных способов обогащения фосфатного сырья с высоким содержанием карбонатов. При рациональном оформлении процесса затраты на обжиг окупаются экономией в химических стадиях переработки (табл. 2). При этом устраняется пенообразование, снижается расход кислот, увеличивается производительность фильтрации и получаются фосфорная кислота со сниженным содержанием примесей и удобрения повышенного качества.

А.К. Кузовлев

## РАЗРАБОТКА РАЦИОНАЛЬНОЙ ТЕХНОЛОГИИ ОБОГАЩЕНИЯ КЫЗЫЛКУМСКИХ ФОСФОРИТОВ

В Центральных Кызылкумах выявлен ряд перспективных фосфоритовых месторождений (Джерой-Сардаринское, Каракатинское, Ташкуринское и др.). Изучение вещественного состава и технологии обогащения фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения в САИГИМСе проводится с 1976 г. Исследовано восемь технологических проб этого месторождения. С 1983 г. начато изучение проб Каракатинского, а с 1984 г. – Ташкуринского месторождений.

В настоящей статье изложены данные исследований Джерой-Сардаринского месторождения.

По вещественному составу технологические пробы однотипны, относятся к фосфатно-карбонатным рудам зернисто-детритового типа, разубожены довольно рыхлой мергелистой породой. Фосфат относится к группе франколита (фторкарбонатапатита). Из данных, приведенных в табл. 1, видно, что представленные технологические пробы в основном состоят из двух минеральных компонентов – фосфата и карбоната кальция. Например, в технологических пробах, отобранных из 1-го и 2-го рудных пластов (пробы № 7, 9, 11, 17, 18, 20), сумма содержаний двух минералов (фосфата и карбоната) сохраняется практически на одном и том же уровне (93–94%) с обратной зависимостью при изменении их содержаний по пробам руды.

В рудах содержится относительно чистый от сростков с фосфатом микрозернистый кальцит (карбонатный шлам), служащий цементом для грубозернистых фосфатно-карбонатных образований. Последние сложены из фосфатизированных органогенных остатков – раковин фораминифер, костных обломков и оолитов с изменяющейся степенью карбонатизации (от 10 до 90%).

Отобранные на разных участках месторождения технологические пробы существенно различаются между собой по содержанию основного полезного компонента –  $P_2O_5$  и вредной примеси –  $CO_2$  (табл. 2).

Пробы руды 7 и 9, отобранные из 2-го (нижнего) рудного пласта, являются богатыми, с высоким содержанием пятиокиси фосфора (25 и 23,5%) и соответственно с наиболее низким содержанием двуокиси углерода (9,9 и 12,1%). Эти пробы, как будет показано ниже, относятся к легкообогатимым рудам. К средним по содержанию  $P_2O_5$  и по обогатимости относятся пробы руды 11 и 20, отобранные из шурfov в 1-м (верхнем) пласте с содержанием  $P_2O_5$  20,5 и 20,3%,  $CO_2$  15,4 и 16,92%. Обедненными и более труднообогатимыми являются пробы 1, 2, 17, 18, взятые из поверхностных зон (канав и карьеров) 1-го и 2-го рудных пластов (см. табл. 2).

Пробы 7, 9, 11 и 20, представляющие относительно более глубокие горизонты рудных пластов (ниже 5 м), имеют весьма рыхлое строение и легко дезинтегрируются (диспергируются) в воде при механическом воздействии (в скруббере, мешалке и т.п.): Пробы руды 1, 2, 17, 18 в результате вторичной карбонатизации подверглись разубоживанию за счет привнесения карбонатов вторичной генерации и некоторому уплотнению. (упрочнению) руды. Этим объясняется более трудная диспергируемость данных проб руды и худшая обогатимость в сравнении с первой группой проб. Ухудшение обогатимости указанных проб обусловлено также пониженной степенью фосфатизации зернистых карбонатно-фосфатных образований.

Положительным технологическим свойством большинства исследованных проб фосфатно-карбонатной руды является относительно невысокое содержание в них вредных примесей: окиси магния, железа, алюминия и др. (за исключением высоких содержаний двуокиси углерода).

Таблица 1

Минералогический состав исследованных технологических проб Джерой-Сардаринского месторождения

Минерал	Номер технологической пробы								Размер зерен и мономинеральных агрегатов, мм				
	1	2	7	9	11	17	18	20	имеется в пробе	от	до	от	до
	Содержание минералов в пробах, %												
Фосфат	33	22	75	70	61	51	50	62	0,01	5,0	0,5	0,05	
Карбонаты	40	55	18	23	33	43	44	29	0,001	0,2	0,05	0,01	
Кварц	2,5	6	2	1	2,5	1	1	2,5	0,005	0,05			
Полевые шпаты	6	5,5	1	0,5	1,5	1	0,5	0,5	0,005	0,1			
Гипс	4,8	2,5	2	3	1	1,5	3,5	3,5	0,1	6–9			
Глинистые минералы	7	3,5	1	2	0,5	0,5	0,5	1	Тонкочешуйчатые агрегаты				
Гидрооксиды железа	5,6	4	Зн.	Зн.	0,5	1,5	Зн.	Зн.	Землистые агрегаты				
Биотит	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,1	0,5			
Хлорит	Зн.	0,5	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,1	0,5			
Цеолит	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,05	0,1			
Псилюмелан	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,05	0,5			
Пирит	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,01	0,1			
Аксессорные минералы	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	Зн.	0,01	0,1			
Барит	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	1,0	0,01	0,1		

Таблица 2

Химический состав исследованных проб Джерой-Сардаринского месторождения, %

Компонент	Номер технологической пробы							
	1	2	7	9	11	17	18	20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	13,2	6,64	25	23,5	20,5	17	16	20,3
SiO <sub>2</sub>	10,3	10,3	5,47	3,37	4,02	2,28	1,94	3,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,6	3,9	0,48	0,34	1,21	2,56	0,55	0,71
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,36	0,14	0,2	0,28
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,2	0,1	0,02	0,05	0,02	Не опр.	0,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,24	3,44	1,44	1,53	0,36	0,36	0,36	0,48
CaO	38,50	39,57	47,66	49	49,24	49,31	50,25	49,5
MgO	0,90	1,3	0,6	1	0,9	0,4	0,3	0,26
K <sub>2</sub> O	0,48	0,42	0,3	0,16	0,2	0,12	Не опр.	0,06
Na <sub>2</sub> O	1,28	1,48	1,72	1	0,7	0,6	0,64	0,66
MnO	0,06	0,12	0,03	Не опр.	0,05	0,02	0,099	0,088
CO <sub>2</sub>	16,77	25,02	9,9	12,1	15,4	20,35	22,48	16,92
SO <sub>3</sub>	2,23	1,16	1,78	2,13	1,44	1,7	2,2	2,41
F	Не опр.	0,84	1,04	1,02	2,5	2,4	2,05	2,65
HO	Не опр.	Не опр.	4,16	2,76	3,4	2,3	1,3	2,15
± H <sub>2</sub> O	6,6	4,95	4,24	4,54	3,44	1,82	1,7	2,68
Орг. остаток	Не опр.	Не опр.	0,22	0,80	0,79	0,84	0,89	0,97

Подобно отмеченной выше корреляционной зависимости между содержаниями фосфатов и карбонатов, в исследованных пробах руды установлена приближенная функциональная связь между содержаниями  $P_2O_5$  и  $CO_2$ :  $X P_2O_5/37 + Y CO_2/33 = 1$ .

Для кислотной переработки в сложные удобрения по ТУ-6-25-16-75 кондиционными считаются фосфоритовые концентраты с содержанием не ниже 28%  $P_2O_5$  и не более 6% ± 0,5%  $CO_2$  [1]. Вместе с тем имеются примеры, когда для кислотной переработки используются фосфоритные концентраты более низкого качества, с содержанием до 8%  $CO_2$ .

Основная задача обогащения представленных технологических проб сводится к максимальной декарбонизации руды, обеспечивающей максимально возможное повышение содержания  $P_2O_5$  и снижение содержания  $CO_2$  до значения, кондиционного для кислотной переработки. Решение этой задачи должно основываться на применении наиболее экономичных механических способов обогащения с привлечением по возможности в ограниченных масштабах дорогостоящего кальцинирующего обжига. Кальцинирующий обжиг необходим для доводки промежуточных продуктов, а также относительно бедных концентратов из труднообогатимых руд с содержанием  $P_2O_5$  в пределах 20÷24%.

Близость флотационных свойств фосфата и карбоната кальция не позволяет с достаточной эффективностью применить флотационное обогащение данных фосфатно-карбонатных руд. С другой стороны, для этих руд возможно применение гравитационного обогащения, чему способствуют преимущественно зернистый состав фосфатных образований (крупностью зерен от 5 до 0,05 мм и мельче) и легко диспергируемая в воде и затем отмываемая карбонатно-глинистая (мергелистая) пустая порода (с преобладающим тонкодисперсным составом частиц от 0,05 до 0,01 мм и тоньше). Столь значительные различия в крупности, а также в удельном весе разделяемых фосфатных и карбонатных фракций (составляющих соответственно 2,9 и 2,7 г/см<sup>3</sup>) являются надежной основой для применения гравитационных методов обогащения.

Следовательно, первой, основной стадией гравитационного обогащения данных руд, позволяющей выделить в отвал большую часть карбонатов, является отмывка карбонатно-глинистых шламов. После дезинтеграции и диспергирования руды операцию отмывки шламов от грубозернистого рудного материала можно осуществлять в гидроциклонах, но лучше в менее энергоемких аппаратах – сгустителях, гидроклассификаторах, винтовых сепараторах и др.

В табл. 3 приведены показатели обогащения исследованных проб руды по концентратам, полученные отмывкой шламов по схеме (рис. 1). Данные табл. 3 показывают, что в результате обогащения отмывкой шламов из труднообогатимых проб 1, 2, 17, 18 с содержанием  $P_2O_5$  соответственно 13,20; 6,64; 17 и 16% получены мытые концентраты с содержанием и извлечением пятиокиси фосфора: 22,60–73,9; 20,92–62,4; 21,30–62,8 и 20,90–70,6% при высоком содержании в них  $CO_2$  – 13,60; 13,61; 17,46; 17,33%. Из легко и среднеобогатимых проб руды 7, 9, 11, 20 получены более высококачественные фосфоритовые концентраты с содержанием и извлечением пятиокиси фосфора 28,84–77,7; 27,15–76,2; 25,28–73,1 и 27,40–75,90% при содержании  $CO_2$  в них 8,02; 10,45; 11,10 и 9,21%.

По содержанию  $P_2O_5$  и  $CO_2$  полученные отмывкой шламов концентраты из всех проб, за исключением легкообогатимой пробы 7, не отвечают требованиям для кислотной переработки в сложные удобрения. Согласно ГОСТ 5716-74, полученные мытые концентраты пригодны лишь для приготовления фосфорной муки из проб 1, 2, 17, 18 3-го сорта, а из проб 7, 9, 11, 20 – 1-го сорта.

Следует отметить, что неблагоприятные для обогащения фосфоритовые руды типа проб 1, 2, 17 и 18 на месторождении по запасам имеют подчиненное значение.

Содержание пятиокиси фосфора в обесшламленных концентратах, полученное из легкообогатимых руд, можно считать достаточно высоким.

В табл. 4 приведены показатели (по  $P_2O_5$  в концентратах) обесшламливания (см.

Таблица 3

Технологические показатели, полученные в процессе отмычки шламов на гидроциклонах и гидравлическом классификаторе

№ пробы	Место отбора проб	Содержание $P_2O_5$ в руде, %	Содержание в концентрате, %	
			$P_2O_5$	$Fe_2O_3$
<b>Джерой</b>				
1	Канава № 33	13,2	22,60	1,56
2	Канава № 57	6,64	20,92	3
<b>Сардара</b>				
7	Шурф № 50, 2-й пласт	25	28,84	0,11
			28,90	
9	Скважины № 171, 190, пласт 2-й	23,5	27,15	0,14
11	Шурф № 50, пласт 1-й	20,5	25,09	0,23
			25,28	

рис. 1), предварительно разубоженных подщихтовкой мергеля легкообогатимых проб руды 7, 9, 11. Разубоживание проб руды (7-й пробы на 30%, 9-й на 25 и 11-й на 16% – в среднем на 23%) подщихтовкой к ним мергеля, взятого из кровли и почвы, проведено с целью выяснения обогатимости отмеченного типа руд в случае их разубоживания в промышленных условиях, при добыче, например, роторным экскаватором.

Как видно из табл. 4, разубоживание руд 1-го и 2-го пластов мергелем из кровли и почвы не грозит резким ухудшением их обогатимости.

Средние показатели обогащения нещихтованной руды проб 7, 9, 11 (по шести опытам), рассчитанные по результатам обогащения каждой из проб (см. табл. 3), составляют: при содержании  $P_2O_5$  в усредненной руде 22,8% выход концентрата 62,7%, содержание и извлечение  $P_2O_5$  в концентрате соответственно 27,15 и 74,6%. Эти показатели являются близкими к технологическим результатам (средним из шести опытов), полученным в разубоженных мергелем пробах руды 7ш, 9ш и 11ш (см. табл. 4). В первом случае в сравнении с последним осредненные концентраты несколько богаче (на 1,5%) по содержанию пятиокиси фосфора, при более низком (примерно на 3%) извлечении  $P_2O_5$ . Так же, как на нещихтованных пробах 7, 9, 11, содержание  $CO_2$  в отмытых концентратах из щихтованных проб 7ш, 9ш и 11ш сохраняется на высоком уровне, в пределах 10–11%.

На схеме (см. рис. 1) приведены качественно-количественные показатели обогащения по стадиям технологического процесса, рассчитанные применительно к промышленным условиям переработки усредненной (из 1-го и 2-го пластов) и разубоженной мергелем фосфоритовой руды.

Отмечается относительно низкое, т.е. кондиционное содержание в обесшламленных концентратах вредных примесей – окиси магния, алюминия, железа (см. табл. 3). Повышенное содержание окиси железа наблюдается лишь в концентратах проб 1, 2, 17, отобранных в поверхностных рудных зонах, которое представляется возможным заметно (на 30–50%) снижать электромагнитной сепарацией. Только по одной вредной примеси – двуокиси углерода практически все мытые от карбонатного шлама фосфоритовые концентраты некондиционны для кислотной переработки. Причиной тому служат в избытке содержащиеся в них слабо фосфатизированные грубозернистые карбонатно-фосфатные агрегаты.

Одним из способов глубокой декарбонизации черновых, т.е. промытых от шламов концентратов, является қалыцинирующий обжиг с последующей отмычкой гидроокиси кальция (гашеной известки).

Результаты дообогащения обжигом черновых концентратов исследованных проб

Содержание в концентрате, %					Извлечение $P_2O_5$ , %	Выход кон- центрата, %
MgO	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	OH		
<b>Джерой</b>						
0,2	13,6	1,77	Не опр.	Не опр.	73,9	43,0
1,66	13,61	4,46	Не опр.	Не опр.	62,4	19,8
<b>Сардара</b>						
0,9	8,52	2,19	0,54	0,93	77,7	66,1
					82,7	70,5
0,75	10,45	2,09	0,73	1,91	76,2	68,8
0,87	11,1	2,23	0,16	0,83	71,3	59,9
					73,1	59,1

Таблица 4

**Результаты обогащения концентратов обесшламливанием шихтованных мергелем проб руды 7, 9, 11 (по двум дублирующим опытам)**

№ пробы шихтой- ванной руды	Выход, %	Содержание $P_2O_5$ , %		Извлечение $P_2O_5$ в концентрате, %
		в руде	в концентрате	
7ш	48,7	16,60	27,09	78,7
	49,4	16,60	26,90	80,7
9ш	51,6	16,61	25,09	77,5
	50,9	16,61	25,60	78,3
11ш	54,8	17,59	24,70	77,7
	51,0	17,59	25,20	72,7
Усредненная руда*	51,0	16,93	25,75	77,5

руды приведены в табл. 5. Условия: обжиг 120 мин при температуре 950 °С с отмывкой гидроокиси кальция.

Данные табл. 5 свидетельствуют о том, что средне- и легкообогатимые руды типа проб 7, 9, 11, 20 при обогащении с применением обжига дают более высокие технологические показатели (по качеству обожженных концентратов и извлечению в них фосфорного ангидрида) по сравнению с теми же показателями, полученными на труднообогатимых рудах проб 17 и 18.

Причины такого различия в обогатимости обжигом сравниваемых типов фосфатно-карбонатных руд Джерой-Сардаринского месторождения пока не ясны; возможно, для труднообогатимых руд требуется особый режим обжига. Аналогичное различие в обогатимости обжигом наблюдается между более богатыми по  $P_2O_5$  карбонатными разностями и обедненными кремнисто-карбонатными разностями руд месторождений Джанатас и Кекджон бассейна Карагач [2].

Труднообогатимые руды проб 17 и 18 не могут быть отнесены к кремнистым, поскольку в них содержание кремнезема и глиноzemа примерно такое же невысокое, как и в легкообогатимых рудах (см. табл. 2).

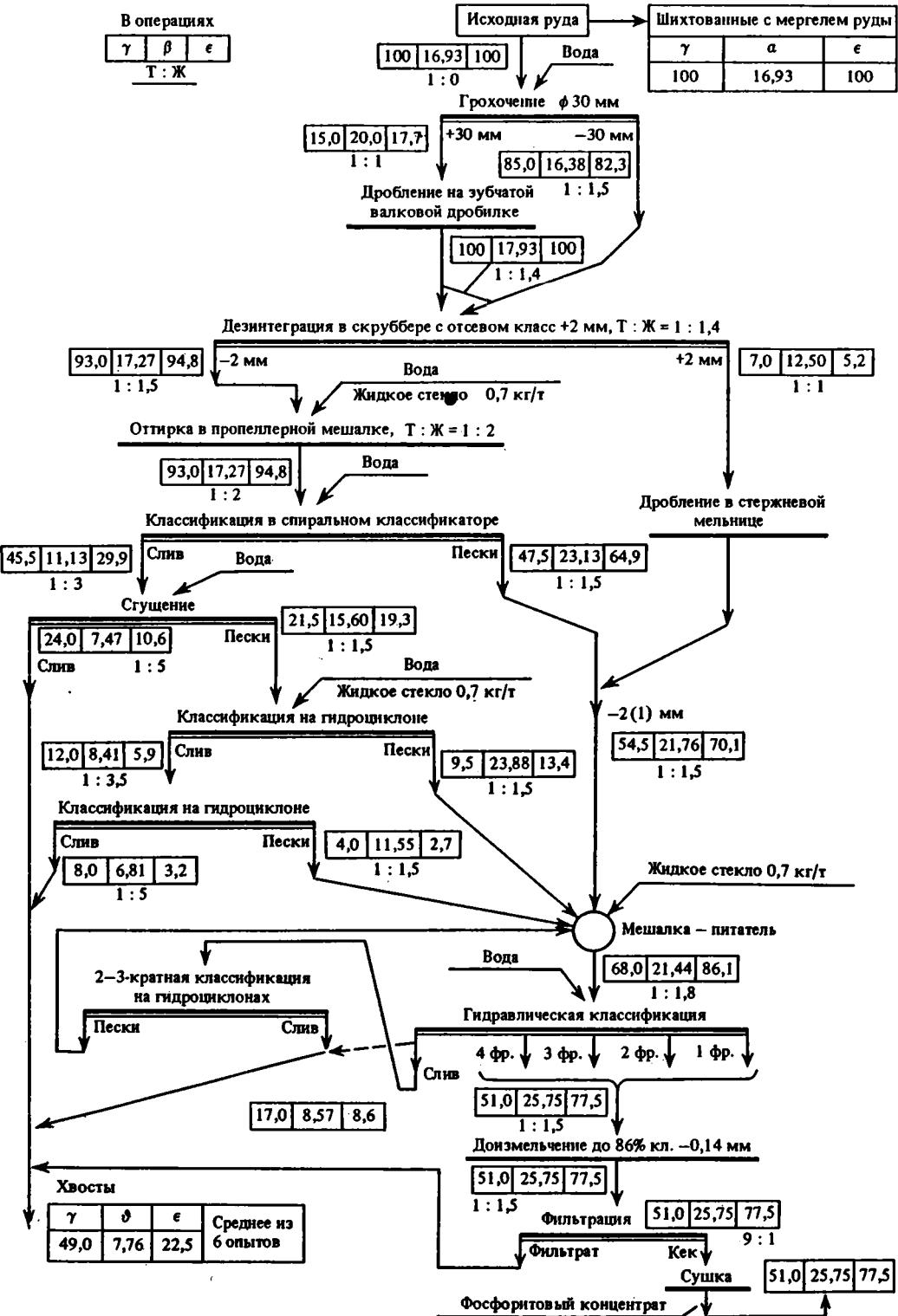


Таблица 5

Показатели обогащения мытых черновых концентратов методом кальцинирующего обжига

№ пробы руды	Содержание в черновых концентратах, %		Содержание в обожженных концентратах, %		Прирост содержаний $P_2O_5$ при обжиге, %	Извлеч. $P_2O_5$ от операций обжига и отмычки извести, %
	$P_2O_5$	$CO_2$	$P_2O_5$	$CO_2$		
Средне- и легкообогатимые руды						
7	26,5	10,09	32	1,59	5,5	92
9	26,47	10,27	31,85	1,95	5,38	93
20	26,59	9,84	30,9	2,14	4,31	85
20	28,28	8,11	31,5	1,93	3,22	98
20	24,47	11,56	30	2,19	5,53	96,8
11	24,5	11,32	28,1	3,06	3,6	87,4
Труднообогатимые руды						
17	21,4	14,35	24,5	4,17	3,1	85,8
18	19,97	15,68	23,8	4,68	3,83	88,5

Для получения высокосортных концентратов, пригодных для кислотной переработки без обжига, нами разработана флотогравитационная схема дешламации руды и гравитационной доводки обесшламленных черновых концентратов, представленная на рис. 2.

Обжигу по данной схеме подвергаются лишь промпродукты, составляющие сравнительно небольшую часть (~25%) рудной массы.

Схема включает подготовительные операции – грохочение и додрабливание руды до  $-1$  ( $-0,5$  мм), дезинтеграцию и диспергирование в скрубберах и пропеллерных мешалках, обработку ее флотореагентами и аэрацию. В результате последних операций карбонатные шламы, обладающие наиболее развитой и активной для адсорбции жирнокислотного реагента-собирателя поверхностью, становятся гидрофобными и покрываясь с поверхности воздушными микропузырьками, становятся еще более облегченными. Это позволяет применить для обесшламливания руды простые винтовые сепараторы. Эффективными, не энергоемкими аппаратами для обесшламливания дезинтегрированных фосфоритовых руд считаются также чашевые или спиральные классификаторы в сочетании со сгустителями.

Возможность гравитационного дообогащения (на концентрационных столах, высокочастотных отсадочных машинах и др.) отмытых от шламов фосконцентратов подтверждается результатами гравитационного анализа грубозернистой фракции ( $-1 + 0,315$  мм) руды пробы 20 (табл. 6).

После отсадки рудный слой по высоте был разделен на четыре фракции. В каждой фракции определялись удельный вес, а также содержание  $P_2O_5$  и  $CO_2$ .

Выделенные отсадкой фракции удельного веса с 2,7 до 2,9 существенно различаются между собой по содержанию  $P_2O_5$  и  $CO_2$  (см. табл. 6). Нижние 3-я и 4-я тяжелые фракции соответствуют кондиционному гравитационному фосфоритовому концентрату. Верхняя же 1-я легкая фракция, разубожженная слабофосфатизированным грубозернистым карбонатом, вместе со 2-й фракцией (при содержании  $P_2O_5 \sim 23\%$  и  $CO_2 \sim 12\%$ ) может быть отнесена к промпродукту, подлежащему обжигу. Следовательно, разница в удельных весах разделяемых грубозернистых минеральных фракций в 0,2 достаточно для применения гравитационных методов обогащения к дешламированным

Рис. 1. Качественно-количественная технологическая схема обогащения зернистых фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения

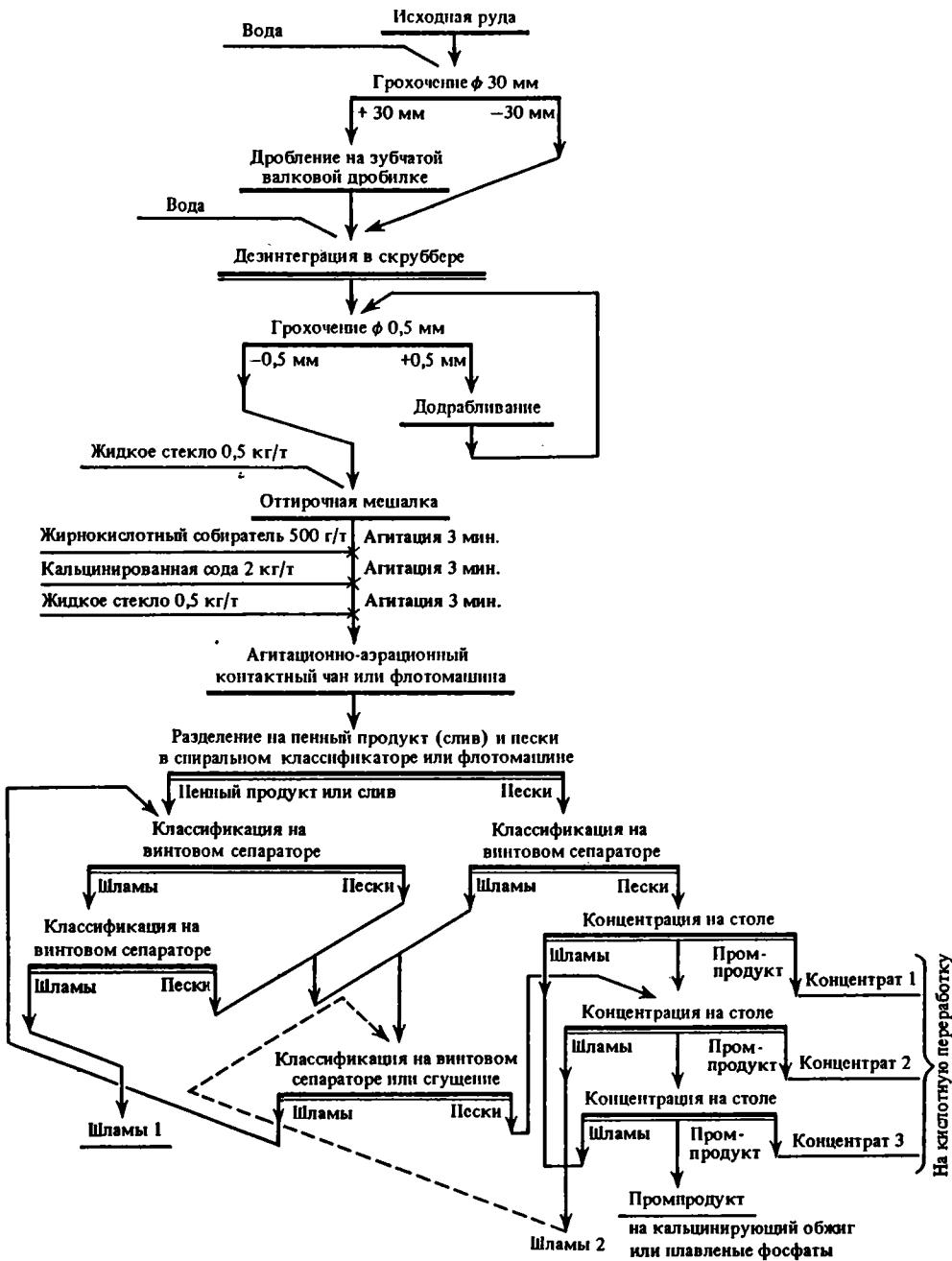


Рис. 2. Рекомендуемая технологическая схема обогащения кызылкумских фосфатно-карбонатных руд

фосконцентратам. Результаты обогащения проб руды 7, 17, 18, 20 по флотогравитационной схеме (см. рис. 2) приведены в табл. 7.

Данные табл. 7 показывают, что на легкообогатимых пробах руды 7 + 11 и 20 по схеме (см. рис. 2) обеспечивается получение практически кондиционных по  $P_2O_5$  и  $CO_2$  гравитационных концентратов, пригодных для производства фосфатных удобрений. При этом достигается достаточно высокое извлечение пятиокиси фосфора в гравитационный концентрат — свыше 50% от руды или 2/3 от всего извлекаемого из руды фосфорного ангидрида (от 75%).

На труднообогатимых рудах проб 17 и 18 применение флотогравитационного обогащения хотя и позволяет повысить качество фосфоритовых концентратов, но все еще недостаточно.

Таблица 6

Результаты гравитационного анализа грубозернистой фракции  $-1,0 + 0,315$  мм руды пробы 20

№ фракции	Удельный вес, г/см <sup>3</sup>	Содержание	
		$P_2O_5$	$CO_2$
1-я легкая	2,70	19,00	15,07
2-я	2,83	27,00	9,24
3-я	2,87	28,20	8,26
4-я тяжелая	2,90	28,50	8,04

Результаты обжига промпродуктов, полученных при обогащении по схеме (см. рис. 2) легкообогатимых проб руды 7 + 11 и 20, и подшихтовки обожженных промпродуктов к гравитационным концентратам приведены в табл. 8.

Подшихтовка обожженных промпродуктов к гравитационным концентратам позволяет получать высококачественные по  $P_2O_5$  и  $CO_2$  фосфоритовые концентраты с достаточно высоким общим извлечением в них пятиокиси фосфора в пределах 70,6—75,4% (см. табл. 8).

Более высокая экономическая эффективность рекомендуемой флотогравитационно-обжиговой схемы (см. рис. 2) в сравнении с чисто обжиговой схемой очевидна. По первой схеме на дорогостоящий обжиг направляется не более 25% рудного материала, а по обжиговой схеме — до 70%.

Перспективным представляется новый метод термической переработки промпродуктов, получающихся по флотогравитационной схеме № 2, а также относительно бедных концентратов из труднообогатимых фосфоритовых руд. Метод, совершенствующийся в ГИГХС [3], заключается в электроплавке фосфатных материалов с магнезиальными присадками в новый вид удобрений — плавленый кальциево-магниевый фосфат (ПКМФ), содержащий до 95—99% растворимой в 2%-ной лимонной кислоте пятиокиси фосфора. Данное удобрение пролонгированного действия может оказаться эффективным при применении его самостоятельно или в смеси с относительно быстро вымывающимися из почвы аммофосом.

Таким образом, разработанная (см. рис. 2) флотогравитационная схема обогащения фосфатно-карбонатных руд Джерой-Сардаринского месторождения позволяет от извлекаемой из руды пятиокиси фосфора примерно две трети извлекать в кондиционный для кислотной переработки гравитационный концентрат и лишь около одной трети — в промпродукт, подлежащий обжигу и подшихтовке к гравитационным концентратам или плавке в электропечах, в новое удобрение ПКМФ.

Рекомендуемая флотогравитационная схема достаточно эффективна в работе и без применения флотореагентов как чисто гравитационная схема, хотя в этом случае возможно некоторое ухудшение показателей обогащения.

Таблица 7

Показатели флотогравитационного обогащения фосфатно-карбонатной руды

№ пробы руды	Продукт обогащения	Выход, %	Содержание, %		Извлечение, %	
			P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
Смесь проб 7+11 в отношении 1:1	Гравиоконцентрат	40,8	29,38	7,94	52	27,2
	Промпродукт	24,4	23,48	13,12	24,8	26,8
	Концентрат + промпродукт	65,2	27,18	9,86	76,8	54
	Карбонатные шламы	34,8	15,32	15,7	23,2	46
	Исходная руда	100	23,05	11,89	100	100
17	Гравиоконцентрат	20,8	23,8	12,89	30,5	13,1
	Промпродукт 1	19	19,21	18,15	22,5	16,9
	Концентрат + промпродукт	39,8	21,6	15,4	53	30
	Промпродукт 2	25,6	15,5	21,71	24,5	27,3
	Карбонатные шламы	34,6	10,54	25,11	22,5	42,7
	Исходная руда	100	16,22	20,38	100	100
18	Гравиоконцентрат	10,9	27	8,37	17,6	4,3
	Промпродукт 1	16,1	25,17	11,93	24,2	9
	Концентрат + промпродукт 1	27	25,91	10,48	41,8	13,3
	Промпродукт 2	43,5	16,06	23,05	41,8	46,9
	Карбонатные шламы	29,5	9,28	28,81	16,4	39,8
	Исходная руда	100	16,72	21,36	100	100
20	Гравиоконцентрат	38,3	28,4	8,14	53,4	21,1
	Промпродукт	24,5	22,56	13,82	27	22,6
	Концентрат + промпродукт	62,8	26,17	10,42	80,4	43,7
	Карбонатные шламы	37,2	10,92	22,65	19,6	56,3
	Исходная руда	100	20,50	14,97	100	100

Таблица 8

Качество гравитационных фосфоритовых концентратов до и после подшхтовки к ним обожженных промпродуктов

Продукт обогащения	Выход, %	Содержание, %		Извлечение, %	
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>
Проба 7+11					
Гравиоконцентрат до шихтовки	40,8	29,38	7,94	52	27,2
Промпродукт до обжига	24,4	23,48	13,12	24,8	26,8
Обожженный промпродукт	14,3	29,51	2,1	18,6	2,5
Отмытая гидроокись Ca	7	18,86	Не опр.	6,2	Не опр.
Потери при прокаливании	3,1	Не опр.	Не опр.	Не опр.	24,3
Гравиоконцентрат + обожженный промпродукт	55,1	29,43	6,42	70,6	29,7
Проба 20					
Гравиоконцентрат до шихтовки	38,4	28,4	8,14	53,4	21,1
Промпродукт до обжига	24,5	22,56	13,82	27	22,6
Обожженный промпродукт	15,2	29,63	1,8	22	1,8
Отмытая гидроокись Ca	6	17,6	Не опр.	5	Не опр.
Потери при прокаливании	3,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	20,8
Гравиоконцентрат + обожженный промпродукт	53,5	28,8	6,40	75,4	22,9

## ЛИТЕРАТУРА

1. Классен В.И. Обогащение руд (химического сырья). М.: Недра, 1979. 240 с.
2. Баскакова М.И., Иоаниди М.А. Обогащение руд бассейна Карагатай методом обжига // Хим. пром-сть. 1976. № 9. С. 671–672.
3. Кожевников А.О., Тимченко А.И., Дербунович Н.Н. и др. Получение плавленых кальциево-магниевых фосфатов из сырья Ковдорского месторождения // Хим. пром-сть. 1983. № 10. С. 26–28.

УДК 622.364.013+622.7:662.364.013

И.М. Левин

### ТЕХНИКО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РАЦИОНАЛЬНЫХ СПОСОБОВ ОСВОЕНИЯ КЫЗЫЛКУМСКИХ ФОСФОРИТОВ И ИХ МЕСТО В ОБЩЕМ БАЛАНСЕ ФОСФАТНОГО СЫРЬЯ

При разработке перспективных планов развития горнодобывающих отраслей страны на период до 2000 г. выявились тенденция постепенного истощения крупных эксплуатируемых сырьевых баз при постоянном росте потребностей в сырье. Не является исключением из общей картины и фосфорная промышленность, развитие которой определяет повышение эффективности сельского хозяйства.

Потребность народного хозяйства в фосфорсодержащем сырье для производства минеральных удобрений и других нужд растет очень высокими темпами. С 1985 по 2000 г. она возрастет более чем в два раза, а второй такой сырьевой базы, как эксплуатируемые месторождения Кольского полуострова, нет.

Для максимально возможного покрытия потребностей в фосфатном сырье есть несколько путей.

Это, во-первых, интенсивное развитие действующих предприятий, таких как бассейны Карагатай, Прибалтики, Верхнекамский рудник и др. Это, во-вторых, изыскание высокоэффективных схем обогащения бедных руд новых месторождений, таких как Селигдарское, которые бы позволили эксплуатировать их с приемлемыми технико-экономическими показателями. Это, в-третьих, поиски новых месторождений или участков с рудами высокого качества или с рудами, легко обогатимыми в освоенных районах. Это, в-четвертых, разведка, проектирование, эксплуатация небольших по запасам месторождений, освоение которых не требует громадных капиталовложений, способствует удовлетворению потребности в фосфатных удобрениях отдельных республик или регионов страны.

К таким месторождениям относятся месторождения Кызылкумского бассейна, в частности, Джерой-Сардаринское. Решающим фактором успешного освоения этого (и ему подобных) месторождения является рентабельность горнообогатительного предприятия на его базе.

Технико-экономические показатели горнообогатительного предприятия определяются тремя группами факторов: 1) горно-техническими условиями, обуславливающими возможность применения эффективной системы разработки мощного горно-транспортного оборудования; 2) эффективностью применяемой схемы обогащения, позволяющей получить концентрат высокого качества при максимальном извлечении полезного компонента; 3) возможностью решения вопросов инфраструктуры предприятия: наличием энергетических, водных ресурсов и рабочей силы.

В 1982 г. в ГИГХС были разработаны ТЭС целесообразности предварительной разведки Джерой-Сардаринского месторождения, при этом широко использовалась аналогичная работа САИГИМС (1982 г.).

1. Добыча руды. Глубина открытых горных работ определена по экономически допустимому коэффициенту вскрыши  $13 \text{ м}^3/\text{т}$  ( $30 \text{ м}^3/\text{м}^3$ ), рассчитанному из сопо-

ставления экономических показателей стоимости открытых и подземных работ для условий, аналогичных Кызылкумским месторождениям. При суммарной мощности двух промышленных пластов в 1 м глубина открытых работ составила 35–40 м. При этом, исходя из запасов, включенных в контур карьеров, мощность рудника определена в 4 млн т руды в год.

Для разработки рекомендована наиболее экономичная бестранспортная система с частичным применением на повышенных участках транспортной и складированием вскрышных пород во внутренние отвалы. В ТЭС принято применение высокоеффективного горно-транспортного оборудования, соответствующего лучшим мировым образцам (драглайнов с емкостью ковша 20 м<sup>3</sup>, роторных экскаваторов с повышенным усилием резания – на вскрыше и гидравлических экскаваторов – на добыче).

Принятые решения по горным работам предопределили себестоимость добычи 1 т руды в 3,5 руб., что при высоком текущем коэффициенте вскрыши соответствует уровню себестоимости на действующих передовых отечественных горных предприятиях.

**2. Обогащение руды.** В ТЭС ГИГХС технико-экономическому расчету была подвергнута технологическая схема, где в качестве основного метода обогащения был принят кальцинирующий обжиг. Схема включает следующие технологические операции: дробление руды до 25 мм; промывку на грохотах с одновременным разделением руды на классы +5 мм, –5 +0,5 мм и –0,5 мм с целью выделения в отвал класса +0,5 мм; обесшламливание руды класса –0,5 мм по классу 0,37 мм; обезвоживание руды класса –5 +0,037 мм; кальцинирующий обжиг руды класса –5 мм; грануляцию пыли; мокрое гашение при  $T : J = 1:2,5$ ; обесшламливание концентрата по классу 0,037; фильтрацию, сушку и сухой размол концентрата.

В ТЭС определялись экономические показатели по двум вариантам обогащения: I вариант – при среднем содержании P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в пробах, поступивших в ГИГХС; II вариант – при среднем содержании P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в разбурженной руде 13%, соответствующем ожидаемому содержанию по результатам предварительной разведки.

В результате выполненных расчетов были получены следующие технико-экономические показатели.

Наименование	I вариант	II вариант
Содержание P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> в концентрате, %	30,9	29,2
Технологическое извлечение P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , %	78,6	65,4
Себестоимость передела обогащения 1 т руды, руб.	12,48	19,77

В области инфраструктуры за основу были приняты решения САИГИМС. Основные из них: строительство ВЛ-220 кВ стоимостью 16 млн руб.; строительство железной дороги стоимостью 7,6 млн руб.; строительство автодорог общей протяженностью 38 км стоимостью 7,1 млн руб.; строительство водоподающих сооружений для хозяйственного и питьевого водоснабжения общей стоимостью 6,4 млн руб.

Общие капиталовложения в строительство ГОКа на базе месторождения кызылкумских фосфоритов были определены в ТЭС в 174 млн руб., в том числе строительство объектов производственного назначения – в 145 млн руб. Из них: рудник – 29 млн руб., фабрика – 33 млн руб., инфраструктура – 83 млн руб.

Следует отметить, что в случае кооперации с находящимся вблизи месторождения фосфоритов крупным горно-обогатительным предприятием стоимость инфраструктуры может снизиться.

Таким образом, общие технико-экономические показатели при освоении Джерой-Сардаринского месторождения и отработке его открытым способом, по данным ТЭС целесообразности предварительной разведки, выглядят следующим образом.

## Вариант I

## Вариант II

Эксплуатационные запасы в контурах открытых горных работ, млн т

Руды	128,2
$P_2O_5$	19,5

## Годовая производительность, тыс. т

По руде	4000	4000
По концентрату	1752	1106

Содержание  $P_2O_5$ , %

В руде	18,1	13,0
В концентрате	30,9	29,2

Извлечение  $P_2O_5$ , %

78,6                    65,4

## Себестоимость 1 т, руб.

Передела обогащения	12,48	19,77
Концентрата	24,07	38,13
$P_2O_5$	779	130,6

Капиталовложения, млн руб. – 174

В том числе в промстройтельство – 145

## Удельные капиталовложения, руб/т

Концентрата	82,7	131,0
$P_2O_5$	267,7	448,7

Приведенные затраты на 1 т  $P_2O_5$ 

В концентрате	110,0	184,4
---------------	-------	-------

Чтобы картина была полной, учитывая, что большая часть запасов кызылкумских фосфоритов находится в зоне подземных горных работ, в ТЭС весьма укрупненно были определены экономические показатели при подземном способе разработки. При этом в качестве аналога была принята эксплуатация условного месторождения шахтой "Холодная балка" (Макеев-уголь), где маломощные угольные пласты в более или менее аналогичных условиях залегания разрабатываются подземным способом камерно-столбовой системой разработки со струговой выемкой.

При этом себестоимость добычи 1 т руды составляет 7 руб., а концентрата: при I варианте – 38,7 руб., при II – 51,7 руб.

Сопоставление всех указанных выше приведенных затрат с отпускной ценой на концентрат для химической переработки (153 руб. за 1 т  $P_2O_5$  в концентрате) и показателями приведенных затрат по другим фосфатным месторождениям, намеченным к вводу в эксплуатацию в ближайшие 15 лет, показывает, что при разработке месторождения в границах открытых горных работ при содержании  $P_2O_5$  в исходной руде 17–18% предприятие будет рентабельным, при содержании 13% оно выходит за пределы рентабельности, но остается в пределах экономических показателей, намеченных к вводу месторождений. При подземном способе разработки предприятие будет нерентабельным.

Из изложенного выше следуют выводы:

1. Месторождения кызылкумских фосфоритов безусловно представляют интерес как сырьевая база предприятия небольшой мощности, предназначенного для покрытия потребности республики в фосфатном сырье.

2. На всех стадиях освоения этого месторождения (разведки, проектирования, строительства и эксплуатации) необходимо стремиться создать новое рентабельное предприятие. Основные пути достижения этой цели: прирост запасов в контурах открытых горных работ; повышение эффективности обогащения руд; применение высокопроизводительного горно-транспортного и обогатительного оборудования; кооперирование с действующим предприятием в области инфраструктуры.

### III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДРУГИХ РЕГИОНОВ СССР И МИРА

УДК 553.64 (474)

В.С. Ванчугов

#### ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА

Прибалтийский фосфоритоносный бассейн простирается на сотни километров вдоль побережья Финского залива – от Западной Эстонии до Юго-Восточного Приладожья. Северная его граница совпадает с уступом ордовикского плато (глинтами). По падению пород (на юг) продуктивная толща прослежена на 100–200 км, но детально изучена лишь в сравнительно узкой (20–50 км) приглинтовой зоне.

Фосфатоносные отложения четко стратифицированы. Они слагают базальные слои tremadokского яруса ордовика, выделяемые под названием пакерортского горизонта. В его составе преобладают песчаные породы, содержащие значительную примесь обломков фосфатных раковин беззмоковых брахиопод семейства *Obolidae*. Благодаря этому содержание пятиоксида фосфора в оболовых песках обычно составляет 5–10%.

Строение продуктивной толщи в различных частях бассейна неодинаково. Прежде всего необходимо отметить две характерные особенности ее разреза: 1) более сложное строение и большее разнообразие литологических разностей пород в западной части бассейна; 2) максимальную насыщенность песков фосфатным раковинным материалом в приглинтовой зоне.

Эти особенности, по-видимому, объясняются двумя основными причинами: 1) более сложным и более дифференцированным характером тектонических и палеогеографических процессов, происходящих в начале tremadokского века в западной части бассейна (западнее грабенообразной структуры, трассирующейся в настоящее время впадинами Чудского и Псковского озер); 2) общей приуроченностью уступа ордовикского плато (глинта) и береговой линии раннетремадокского моря к региональному тектоническому нарушению в кристаллическом фундаменте, эпизодическая активность которого предопределяла гидродинамические условия среды осадконакопления.

Литологические особенности продуктивной толщи в западной части фосфоритоносного бассейна (т.е. на территории Эстонской ССР) характеризуются наличием нескольких типов разрезов. На западе Эстонии в составе пакерортского горизонта обычно выделяются четыре пачки (снизу вверх): юльгазская, маардуская, суурийэская, табасалуская. Нижняя пачка мощностью 1,5–8,5 м сложена кварцевыми алевритами с рассеянными створками раковин брахиопод, с тонкими горизонтальными прослойками глин. Выше залегает слой (до 1 м) "брахиоподового конгломерата", перекрытый алевритами, содержащими прослои грантолитовых сланцев (мощность до 3,0 м). Третья снизу пачка сложена косослоистыми среднезернистыми дегритовыми песками (до 0,8 м), которые перекрываются почти повсеместно темно-серыми аргиллитоподобными сланцами четвертой пачки мощностью 3,5–4,5 м.

В направлении простирания пород (на восток-северо-восток) разрез продуктивной толщи сокращается за счет постепенного выклинивания двух нижних пачек, приближаясь к разрезу, более типичному для восточной части бассейна. Доминирующую роль

здесь приобретают кварцевые средне- и мелкозернистые пески, имеющие разнонаправленную наклонную слоистость, содержащие неравномерную примесь раковинного дегрита. Мощность их изменяется от 1,5 до 5 м. Верхняя часть пакерортского горизонта обычно сложена аргиллитоподобными сланцами мощностью 2,5–3 м, в которых наблюдаются линзовидные прослои оболовых песчаников и алевритов. Часть этой толщи принято относить к более молодым образованиям. Указанный тип разреза характерен для месторождения Тюлсе.

Далее на восток, почти до границы с Ленинградской областью разрез пакерортского горизонта характеризуется наличием в его нижней части "брахиоподового конгломерата" (до 0,2 м), сменяющегося мелкозернистыми кварцевыми песками (0,8 м), а затем алевритами с тонкими частыми прослойями граптолитовых аргиллитов, которые в верхней части разреза приобретают доминирующее значение.

На территории Ленинградской области, т.е. в восточной части бассейна, пакерортский горизонт имеет существенно иное литологическое строение.

Во-первых, в основании его разреза на слабо эродированной поверхности кембрийских отложений почти повсеместно залегают мелкозернистые пески, которые в направлении падения (на юг) и простирации пород (на восток) сменяются алевритами, иногда с тонкими прослойями глин. В этой части разреза отсутствуют граптолитовые аргиллитоподобные сланцы, "брахиоподовый конгломерат" встречается исключительно редко, зато иногда присутствуют окатыши фосфатизированных песчаников.

Во-вторых, основная часть продуктивной толщи сложена мелкосреднезернистыми песками, содержащими значительное количество раковинного дегрита. Обычно в них наблюдается тонкая горизонтальная или наклонная слоистость. Эти пески в разрезах приглиновой зоны сменяются более грубозернистыми, косослоистыми, содержащими обильный дегрит и прослои ракушечника.

В-третьих, на части территории (например, в районе Кингисеппского месторождения) в составе пакерортского горизонта отсутствуют граптолитовые аргиллиты. Их возрастным аналогом является маломощный (0,05–0,2 м) слой хемогенного фосфата, имеющий фрагментарное развитие. На остальной части территории Ленинградской области граптолитовые сланцы залегают в кровле продуктивной толщи с четкими следами перерыва в осадконакоплении (неровная, резкая граница, наличие переотложенных оболовых песков в виде линз и гнезд).

Наиболее полный разрез фосфатоносных пород известен в районе Кингисеппского месторождения, несмотря на сравнительно небольшую их мощность (2–3 м). Здесь во многих случаях наблюдается трехслойное строение фосфоритного пласта, а иногда четко выделяются четыре слоя, которые принято называть пачками, поскольку в них наблюдается слоистость более высокого порядка. По традиции они обозначаются римскими цифрами I–II–III–IV (сверху–вниз).

Нижняя, IV пачка сложена плохо сортированными по гранулометрическому составу преимущественно крупнозернистыми песками, содержащими неравномерную примесь фосфатного раковинного материала (как в виде дегрита, так и в виде целых створок, иногда образующих линзы ракушечника). Эти отложения образуют разобщенные залежи протяженностью до нескольких километров. Содержание в них  $P_2O_5$  крайне неравномерное, но всегда относительно высокое (4–10%). Однако в связи с интенсивной доломитизацией пород они практически не включаются в состав промышленного фосфоритного пласта. Мощность пачки обычно составляет 0,2–0,5 м.

III пачка, сложенная мелкозернистыми тонкослоистыми кварцевыми песками, иногда замещаемыми алевритами, имеет сплошное распространение на всей восточной части бассейна. В районе Кингисеппского месторождения ее мощность составляет 0,8–1,5 м (или 40–50% общей мощности продуктивной толщи). Наряду с терригенным материалом в песках присутствует мелкий раковинный дегрит в количестве 10–20%, что обуславливает содержание пятиокиси фосфора от 3 до 7%.

На периферии Кингисеппского месторождения и на большей части бассейна эти пески (или алевриты) слагают весь разрез продуктивной толщи. Они являются наи-

более глубоководной фацией пакерортского моря. Судя по литологическим особенностям, их аккумуляция происходила в условиях однородного спокойного гидродинамического режима на глубинах, неблагоприятных для обитания животных организмов.

II пачка имеет наибольшее значение в отношении промышленной фосфоритоносности оболовой толщи. Она имеет значительно меньшее площадное распространение, но содержит богатые раковинным детритом пески. Как правило, это среднезернистые породы с четкой наклонной слоистостью за счет обособления брахиоподового детрита размером 1–2 мм. Суммарное его количество достигает 20–30%, что соответствует 7–10%  $P_2O_5$ . Мощность среднезернистых песков около 1 м.

Следует отметить, что с удалением от глинта гранулометрический состав песков II пачки заметно изменяется: среднезернистые пески постепенно замещаются мелкозернистыми, более сортированными, горизонтально-слоистыми, сходными по литологическим признакам с подстилающими песками III пачки. Аналогичная, но менее четкая тенденция прослеживается и в направлении восточной границы фосфоритоносного бассейна.

Разнозернистые косослоистые пески I пачки имеют фрагментарное развитие. Это является следствием локальности зоны их аккумуляции, а так же частичной, неравномерной денудации. Наиболее полно эта часть оболовой толщи представлена в междуречье Нарвы и Луги (Кингисеппское месторождение), где пачка разнозернистых песков достигает мощности 1–1,5 м. Они содержат много обломков и целых стволов раковин размером до 5–8 м. Фосфатный материал равномерно рассеян по всей толще, но наряду с этим образует и тонкие прослои и линзочки, подчеркивающие разнонаправленную слоистость, характерную для пляжевой зоны. Створки раковин нередко образуют ракушечник, скементированный железисто-карбонатным материалом. Содержание  $P_2O_5$  в этих породах обычно составляет 8–12%, иногда достигает 20%.

Интересно отметить наличие разнозернистых песков с четкой разнонаправленной слоистостью не только в сублиторальной зоне, но и вблизи локальных сингенетических поднятий, способствовавших дополнительному переотложению песчаных осадков. На южной периферии Кингисеппского месторождения вблизи валообразного поднятия в структурном плане осадочной толщи скважинами зафиксировано наличие разнозернистых песков на разобщенных небольших участках, расположенных вдоль его оси (по линии г. Сланцы – д. Ивановское).

К востоку от Кингисеппского месторождения богатые фосфатным детритом разнозернистые пески обнаружены лишь в районе Красного Села и Дудергофа (юго-западная окраина Ленинграда). Далее на восток они практически не распространяются. Здесь разрез продуктивной толщи имеет преимущественно двухчленное строение: нижняя часть представлена алевритами или алевритовыми тонко- и мелкозернистыми песками (нередко с прослойями глин); верхняя часть толщи сложена более крупнообломочными породами. При этом размер фосфатных обломков сопоставим с размером минеральных зерен; содержание  $P_2O_5$  в породах редко превышает 3%.

Аналогичная смена крупнозернистых и среднезернистых песков мелкозернистыми, содержащими значительную примесь алевритового и глинистого материала, происходит и в направлении падения пород.

В заключение следует подчеркнуть следующее:

1. Фосфоритоносные отложения Прибалтийского бассейна литологически неоднородны.
2. Изменчивость литологических свойств пород происходит во всех направлениях.
3. В восточной части бассейна наибольшим распространением пользуются мелкозернистые пески с рассеянным мелким раковинным детритом.
4. Наиболее богаты фосфатным материалом разнозернистые пески верхней части продуктивной толщи, образовавшиеся в непосредственной близости от береговой линии и приуроченные пространственно к современному уступу ордовикского плато.
5. Крупнозернистые песчаные отложения с повышенным содержанием брахиоподо-

вого дегрита могли накапливаться и в удалении от береговой линии, на мелководных участках, испытывавших разнонаправленные колебательные движения.

6. Вся оболовая толща является продуктом регрессивного цикла осадконакопления в условиях сокращающегося по площади мелководного морского бассейна.

7. Различие в характере разрезов пакерортского горизонта в западной и восточной частях Прибалтийского бассейна является следствием различной интенсивности тектонических процессов, протекавших одновременно с осадконакоплением.

8. Структурно-формационный и литолого-фациальный анализ является основой для разработки критериев регионального и локального прогноза фосфоритоносности территории.

УДК 553.64:551.251(571.5)

Ю.М. Красотов

## К ВОПРОСУ ОБ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ АПАТИТОНОСНОСТИ ДРЕВНИХ ТОЛЩ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СИБИРИ

Среди докембрийских комплексов Сибири широко развита осадочно-метаморфическая апатитоносность, генетически связанная с гнейсово-мраморной и мраморной формациями, развитыми в пределах древних щитов (Алданский, Анабарский) и складчатых областей (Восточно-Саянской, Байкальской, Становик-Джугджурской и др.). Во всех районах для формаций характерны широкое распространение по площади, большая мощность и определенная стратиграфическая приуроченность. В строении их существенная роль принадлежит карбонатным породам, что, как известно, свойственно осадочным фосфоритоносным формациям позднего докембрая—раннего палеозоя. В составе формаций принимают участие породы, которые обычно метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой ступеней метаморфизма.

Сопоставление этих формаций различных районов Сибири свидетельствует о их несомненной близости и, вероятно, генетическом единстве. Во всех районах распространения рассматриваемые апатитоносные формации подстилаются гнейсами, часто гиперстенсодержащими, которые по своему составу близки к породам-эндербитоидам.

Наиболее значительные скопления апатита, связанные с древним осадочно-метаморфическим комплексом пород слюдянской серии Юго-Западного Прибайкалья, выявлены сравнительно давно. В последние годы осадочно-метаморфическая апатитоносная гнейсово-мраморная формация была описана в ряде работ [1, 2, 5–8].

Апатитоносную гнейсово-мраморную формацию Юго-Западного Прибайкалья слагает комплекс глубоко метаморфизованных пород слюдянской серии верхнего архея—нижнего протерозоя, структурно приуроченный к Хамардабанскому антиклиниорию. Мощный, сложно дислоцированный комплекс пород, слагающих апатитоносную гнейсово-мраморную формацию, прослеживается в субширотном направлении вдоль южной оконечности Байкала с запада на восток более чем на 300 км. Гнейсово-мраморная формация Юго-Западного Прибайкалья сложена комплексом глубоко метаморфизованных первично-осадочных и изверженных пород, которые возникли в результате регионального метаморфизма, усложненного воздействием kontaktового метаморфизма, интрузивной и гидротермальной деятельности, вследствие чего возник совершенно иной по минеральному составу комплекс пород, резко отличный от первичного.

Формация имеет ритмичное строение, выражющееся в чередовании горизонтов мраморов, гнейсов и кристаллических сланцев, причем апатитоносные кварц-диопсидовые породы в элементарных ритмах приурочены к их регрессивным частям. Характерной особенностью этой формации является приуроченность апатита к полосчатым кварц-диопсидовым породам, которые залегают в пограничных слоях между гнейсами и

мраморами или заключены среди мраморов. Залежи апатитоносных кварц-диопсидовых пород, имеющие пластовую и линзовидную формы, располагаются в разрезе формации на нескольких стратиграфических горизонтах. Общая мощность апатитоносной формации достигает 5500 м. Явный парагенезис апатита и карбоната, наблюдаемый в формации, свидетельствует о широком развитии в раннем докембрии морского фосфатонакопления, тесным образом связанного с карбонатообразованием. Следует заметить, что парагенезис фосфата и карбоната в земной коре, имеющий сквозной характер начиная от архея и до настоящего времени, свидетельствует о принципиальном единстве геологических процессов на протяжении всей геологической истории Земли.

Для доказательства первичной природы материала метаморфических пород гнейсово-мраморной формации использованы методы сравнения их химических составов с данными анализов типичных осадочных и изверженных пород, кроме того, реконструкция исходного состава пород формации была проведена по методам А.А. Предовского и А.П. Семененко.

В настоящее время твердо установлено первично-осадочное происхождение основной массы пород гнейсово-мраморной формации Юго-Западного Прибайкалья. Ритмичное строение апатитоносной гнейсово-мраморной формации с разделением апатитоносных горизонтов прослойями мраморов, гнейсов и кристаллических сланцев указывает на неустойчивый режим осадконакопления в древнем седиментационном бассейне. Это обусловило рассеяние фосфора на большой мощности отложений. Значительная мощность формации указывает на то, что накопление осадков проходило в условиях быстро погружающегося дна морского бассейна, что не способствовало концентрации фосфата в каком-либо узком стратиграфическом интервале. Наличие же горизонтов гнейсов, часто отличающихся высокой глиноземистостью (силлиманитовые и кордиеритовые разности), свидетельствует не только о мелководных условиях осадконакопления, но и о большом привносе в бассейн седиментации продуктов разрушения древних кор выветривания.

Полосчатые апатитоносные кварц-диопсидовые породы отражают текстуру первичных сплоистых кремнисто-карбонатных фосфоритов.

Для выяснения генетических особенностей апатитоносных кварц-диопсидовых пород нами проанализированы методами ЭПР, ИКС, изотопии и рентгеноскопии мономинеральные фракции апатита и сопутствующих ему минералов.

Методом ЭПР в апатитах установлены парамагнитные дефекты, связанные с вхождением кислорода, хлора и гидроксила в структуру апатита, а также ионные радикалы  $\text{PO}_3^{2-}$  (I),  $\text{PO}_3^{2-}$  (III),  $\text{SO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^-$ , свидетельствующие о нарушении фторкислородного октаздра и о частичном замещении фосфора на углерод и серу. Отличительным признаком апатитов кварц-диопсидовых пород является наличие в них радикала  $\text{PO}_3^{2-}$  (III), который наблюдался нами в первично-осадочных фосфоритах некоторых месторождений Восточного Саяна.

Исследования ИКС апатитов рассматриваемой формации выявили наличие полос поглощения карбонат-ионов, что, как известно, является весьма характерным признаком первично-осадочного генезиса. Изотопный состав кислорода ( $\sigma^{18}\text{O}$ ) апатитов варьирует в максимальных пределах от  $+20,7\text{\%}_{\text{o}}$  до  $21,7\text{\%}_{\text{o}}$  при среднем значении  $+20,6\text{\%}_{\text{o}}$ . Полученные изотопно-кислородные данные с определенностью дают основание считать, что апатиты гнейсово-мраморной формации имеют первично-осадочный генезис. Следует отметить, что изотопные характеристики карбонатов рассматриваемой формации хорошо согласуются с изотопными данными для мраморов и кальцифириров удоканской серии Алданского щита ( $-\sigma^{13}\text{C} = -0,6 \div +0,7\text{\%}_{\text{o}}$ ), при среднем  $+0,1\text{\%}_{\text{o}}$ ,  $\sigma^{18}\text{O} = +21,4 \div +26,6\text{\%}_{\text{o}}$  при среднем  $+23,7\text{\%}_{\text{o}}$ , которые обнаруживают четкую корреляцию их изотопного состава с палеофициальными условиями первично-осадочного карбонатообразования.

Подобная апатитоносная формация известна на Алданском щите, в ее состав входят апатитоносные осадочно-метаморфические породы верхнеалданской и федоровской свиты иенгрской серии архейского возраста [5, 6]. Для формации характерно ритмич-

ное переслаивание гнейсов, кристаллических сланцев, кварцитов и карбонатных пород. Осадочно-метаморфическая апатитоносность связана с горизонтами мраморов и кальцифиров. Общая мощность апатитоносной осадочно-метаморфической формации более 7000 м.

По химическому составу, оптическим свойствам, данным рентгено-структурного анализа апатит рассматриваемой формации близок осадочно-метаморфическому апатиту гнейсово-мраморной формации Юго-Западного Прибайкалья.

К настоящему времени осадочно-метаморфическая апатитоносность выявлена среди глубоко метаморфизованных пород хапчанской серии архея Анабарского щита. В составе хапчанской серии участвуют два основных типа пород, чередующихся примерно в равном отношении: 1) гранат-биотитовые гнейсы и гнейсы с примесью гиперстена и графита с маркирующими пачками кальцифиров и мраморов; 2) двупироксеновые, гиперстено-вые и клиногиперстено-вые гнейсы с прослойями салит-скаполитовых пород и диопсидо-вых кальцифиров. По вещественному составу, постоянному присутствию графита (иногда до 25% породы), а также по реликтам первичноосадочной ритмической слоистости, резко возрастающему количеству гранатовых, высокоглиноземистых и карбонатных пород за счет снижения количества плагиогнейсов хапчанская серия резко выделяется в разрезе докембрия Анабарского щита [3, 4].

Осадочно-метаморфическая апатитоносность связана с горизонтами и линзами мраморов и кальцифиров, которые прослеживаются по восточному склону щита более чем на 300 км.

В структурном отношении апатитоносные осадочно-метаморфические породы приурочены к Далдыно-Джелиндинскому антиклиниорию. Общая мощность апатитоносной мраморно-гнейсовой формации более 4000 м.

Исследования осадочно-метаморфической апатитоносности Анабарского щита выявили многие черты сходства с осадочно-метаморфическими породами Юго-Западного Прибайкалья и Алданского щита. Парагенетические ассоциации минералов в апатитоносных породах рассматриваемых формаций, насыщенность отдельных горизонтов гнейсов высокоглиноземистыми минералами и графитом, слоистая текстура пород, пластообразная форма их залегания, сравнительная выдержанность состава и строения элементов разреза по простианию, химический состав большинства разновидностей пород в совокупности отражают свойственные осадочному литогенезу условия осадконакопления.

Накопленный в настоящее время материал по апатитоносности докембрийских осадочно-метаморфических формаций свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатонакопления, теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением, что весьма характерно для более молодых фосфатоносных эпох.

Наличие нормальных комплексов осадочных пород в раннем докембрии, в чередовании которых существует ритмичность разного порядка, говорит о том, что процессы седиментогенеза и выветривания на континентах должны были быть близкими к фанерозойским.

Устойчивая связь фосфата с карбонатами и корреляция эпох карбонатонакопления и вулканизма могут свидетельствовать о существенном влиянии вулканической деятельности на фосфатонакопление в раннем докембрии и поступлении части фосфора из очагов вулканизма. Кроме того, источником фосфора служили размываемые древнейшие коры выветривания, ускоренному образованию которых способствовало высокое содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере и кислый состав вод, выпадающих на поверхность. Активному выветриванию способствовало также присутствие органических соединений, которые, как и в позднейшие эпохи, стимулировали химическое разложение пород.

Сравнение осадочно-метаморфической апатитоносности докембра Сибири показывает, что в различных районах она обнаруживает определенные черты сходства в составе, литолого-формационной приуроченности, генетических типах, источнике фосфатного вещества, путях и способах ее формирования.

Широкое развитие осадочно-метаморфической апатитоносности в древних комплексах Сибири указывает на большие перспективы докембрийских осадочно-метаморфических образований в отношении выявления в них новых месторождений фосфатных руд.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Арсеньев А.А. Апатитовые месторождения и рудопроявления Восточной Сибири // Апатиты. М.: Наука, 1968. С. 359–370.
2. Делицин И.С. Кварцево-диопсидовые породы Юго-Западного Прибайкалья и особенности локализации в них апатита // Тр. ИГЕМ. 1961. Вып. 48. С. 175–201.
3. Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.
4. Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964. 124 с.
5. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Генетические типы метаморфогенного апатитового оруденения в докембрии Восточной Сибири // Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 5–22.
6. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Метаморфогенная апатитоносность древних толщ Центрального Алдана. М.: Наука, 1982. 131 с.
7. Сахарова М.С. Метаморфические апатитоносные породы архея Южного Прибайкалья // Тр. ГИГХС. 1955. Вып. 2. С. 146–180.
8. Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1970. 123 с.

УДК 553.641:551.72

И.С. Боровская, Н.И. Юдин

### О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ СТРОЕНИЯ ФОСФАТОНОСНЫХ УГЛЕРОДИСТО-СЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КМА И ДРУГИХ РАЙОНОВ ДОКЕМБРИЯ

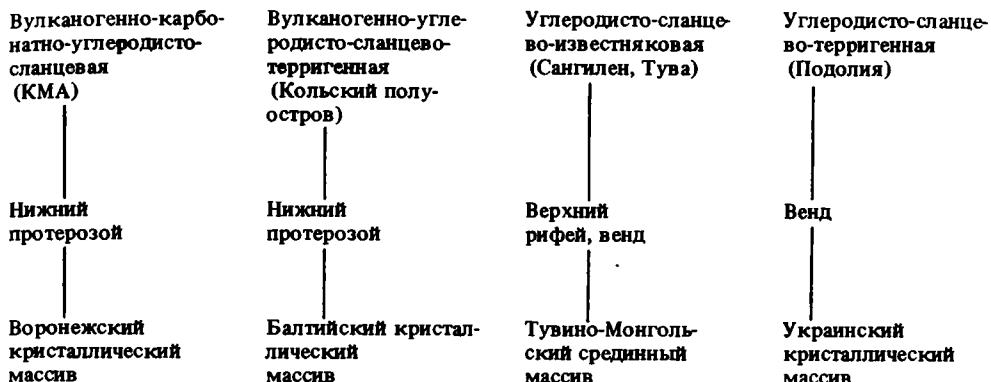
Углеродисто-сланцевые отложения являются характерной частью многих фосфоритоносных бассейнов мира, где они входят в состав фосфоритных серий или фациально замещают их. Среди бассейнов есть такие крупные, имеющие промышленное значение, как Фосфория, Джорджина, Карагауский, Хубсугульский, Южно-Китайский, Алтай-Саянский, а также бассейны Аравийско-Африканской фосфоритоносной провинции [9, 12, 13, 17]. Районами древнего докембрийского фосфатонакопления, где фосфориты тесно связаны с углеродистыми сланцами, являются также нагорье Сангилен в Туве, Кольский полуостров, КМА, Подолия и Енисейский кряж [24, 3, 23, 10, 2].

В докембрии фосфатоносные углеродистые сланцы наблюдаются на ряде стратиграфических уровней, но наибольшим развитием они пользуются в верхней части раннего протерозоя (тимская свита Воронежского кристаллического массива, печенгская толща Балтийского кристаллического щита) и в венде (калюсские слои Восточно-Европейской платформы, чартысская и нарынская свиты Тувино-Монгольского срединного массива, белкинская, тамалыкская и другие свиты белкинско-соргинского уровня и др.).

Углеродистые фосфатоносные сланцы присутствуют во многих разрезах фосфоритовых серий, в одних случаях они преобладают и слагают монотонно построенные толщи мощностью в несколько десятков или сотен метров, в других, например в Алтай-Саянском фосфоритоносном бассейне, они имеют подчиненное значение в составе фосфоритоносных формаций карбонатного ряда — карбонатной, кремнисто-карбонатной, вулканогенно-кремнисто-карбонатной и терригенно-кремнисто-карбонатной.

Геолого-геохимическое изучение разрезов в ряде районов КМА, Тувы и Подолии, а также анализ геологических материалов, позволили выделить среди нижнепротеро-

зойских и вендских отложений различные по литологическому составу и геохимическим особенностям фосфатоносные углеродисто-сланцевые формации. Сведения об их тектонической приуроченности и положении в стратиграфическом разрезе приведены ниже.



Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-сланцевая формация пользуется широким распространением в северо-западной части Воронежского кристаллического массива. Она включает образования оскольской серии нижнего протерозоя. В докембрийском фундаменте эти отложения слагают троговые прогибы мегаблока КМА, вместе с другими древними образованиями входя в состав Алексеевско-Воронецкой складчатой структуры [14]. Фосфориты наблюдаются в верхней части формации в тимской свите, которая выполняет центральные части Тим-Ястребовской и Рыльской грабен-синклиналей. Тимская свита общей мощностью в 1,2 – 1,5 км представлена тонкокристаллическими углеродистыми слюдисто-кремнистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, разнообразными по степени кристаллизации и составу кристаллическими сланцами, кварцитами и кальцит-доломитовыми силикатными мраморами, кальцифирами, а также вулканическими образованиями – эфузивами и различными вулканокластами. Характерной особенностью свиты является широкое распространение в ее разрезе углеродистых и нередко высокотемпературных пород. Фосфориты развиты по всему разрезу свиты, но наиболее распространены они среди углеродистых сланцев видимой мощностью 200–250 м. Проведенные исследования показали, что в разрезе фосфатодержащей тимской свиты наблюдается близость стратиграфического положения углеродсодержащих пород и эфузивов андезитового состава, а также тесная пространственная связь района распространения фосфатоносных черносланцевых пород с областью активного андезитового вулканизма. Существование последней в разной мере сказалось на текстурных и литологических особенностях пород, слагающих разрезы черносланцевой толщи и обусловившей ее дифференцированность. Выделяются три литолого-фаунистических типа разреза, в разной мере удаленные от области синхронного активного вулканизма, с присущим каждому из них своеобразным характером фосфатизации.

Первый тип разреза – доломитово-углеродисто-сланцевый – удален от области вулканизма на 200 км и наблюдается в Рыльской структуре. Он представлен углеродистыми метапелитами, слюдисто-кремнистыми и слюдисто-кварцевыми сланцами, доломитами и содержащимися в них фосфоритами. Маломощные единичные прослои фосфоритов толщиной в несколько миллиметров наблюдаются на протяжении 300 м разреза, вскрытого скважинами на 10 уровнях мощностью от нескольких до 100 м. Как правило, они приурочены к тем частям разреза, где происходит литологическая смена пород – обогащенных углеродистым материалом доломитов, метапелитов и глинисто-карбонатных сланцев. Отдельные интервалы разрезов содержат ритмично-слоистые трех- и четырехкратно повторяющиеся пачки фосфатоносных пород общей мощностью около 1 м, в которых общее количество слойков фосфоритов увеличи-

вается до 10. Фосфориты углеродисто-карбонатные. Содержание  $P_2O_5$  в них 5–8, редко 17%,  $C_{\text{своб}}$  1–6%. Для пород Рыльской структуры характерен монотонный облик, тонкогоризонтально-слоистое и тонкозернистое строение. Содержание углеродистого материала невысокое: в углеродистых сланцах – от десятых долей до 5%, в доломитах – до 2%.

Второй тип разреза – углеродисто-сланцевый, вскрытый скважинами на 500–700 м, наблюдается в 100 км от области вулканической деятельности на западном крыле Тим-Ястребовской структуры. Фосфориты здесь – кремнисто-углеродистые и углеродисто-кремнистые в виде мелких конкреций, зерен и обломков, а иногда и в виде тонких слойков, рассеянных по всему разрезу. Содержание  $P_2O_5$  в них 10–25%, содержание  $C_{\text{своб}}$  до 38%. Слои с фосфоритами разделены бесфосфатными интервалами мощностью от нескольких десятков до 100 м. Особый интерес представляют текстуры углеродистых пород в этом типе разреза. На фоне пород с массивной текстурой и правильной горизонтальной слоистостью, составляющей основной текстурный фон толщи, отчетливо выделяются слои с нарушенной первичной слоистостью: внутрипластовые следы размыва, взламывания, механического разрушения в разной мере литифицированного тонкого углеродисто-пелитово-кремнистого осадка в пределах одного слоя; текстуры взмучивания; прерывистая флюидальная и конволютная слойчатость; мелкие разрывные дислокации в пределах отдельных слоев, не связанных с дислокациями более крупного регионального плана и т.д. В целом для группы приведенных выше текстурных элементов характерны обычно малые размеры, внутрипластовый характер, отсутствие связи с крупными нарушениями. Все эти многочисленные тектонические деформации, нарушившие первичную слоистость пород, свидетельствуют о формировании их в условиях повышенной сейсмической активности, связанной с относительной близостью области активного вулканизма, расположенной в восточной части Тим-Ястребовской структуры. Содержание свободного углерода в углеродистых сланцах этого типа разреза составляет большей частью 7–13%, а иногда достигает 20%.

Третий тип разреза расположен в 5 км от основного поля развития магматических эфузивных пород. Этому разрезу свойственно, помимо присутствия углеродистых сланцев, широкое распространение интенсивно метасоматически измененных углеродистых пород – кремней, кварцитов, различных по составу кристаллических сланцев, а также карбонатных пород. Особый интерес представляет характер фосфатной минерализации в непосредственной близости от области активной вулканической деятельности. Этот тип разреза в значительно большей мере, чем описанные выше, насыщен фосфоритами. Горизонты с фосфоритами разделены бесфосфатными пачками пород мощностью в 10–40 м. Резко увеличивается сама мощность слойков с фосфоритами – от первых десятков сантиметров до 3–5 м. Помимо фосфоритов, наблюдавшихся во втором типе разреза, здесь присутствуют брекчевые фосфориты – углеродисто-кремнистые и углеродисто-карбонатные – с содержанием  $P_2O_5$  6–11%, слагающие пласти мощностью до 5 м. Брекчевые фосфориты приурочены к той части разреза, где наблюдаются пачки осветленных, метасоматически измененных кремнистых и карбонатных пород. В этом типе разреза, в отличие от первого, на первое место выступает связь фосфоритов с кремнистым материалом. Здесь же увеличивается количество слойков углеродистых сланцев, содержащих повышенные (до 20%) количества свободного углерода.

Анализ концентрации фосфатной минерализации показал, что максимум ее связывается с механической нарушенностью первичных осадков, их брекчированием и с вторичными метасоматическими процессами седиментационного характера – окремнением, окварцеванием и карбонатизацией, четко тяготея к области активного вулканизма.

На северо-востоке Балтийского кристаллического щита фосфатоносная вулканогенно-углеродисто-сланцево-терригенная формация включает отложения Нижнепиль-гуярвинской подсвиты. Формация относится к Карельскому осадочно-вулканогенному комплексу раннего докембрия, выполняющему Печенгский синклиниорий. Подсвита

сложена метаморфизованными циклично построенными терригенными и туфогенными породами фации зеленых сланцев, вмещающими тела габбро-диабазов и никеленосных базит-гипербазитов.

Наиболее широко распространенными породами в разрезе Нижнепильгуярвинской подсвиты являются ритмично-слоистые углеродистые пелиты, алевропелиты, песчаники, гравелиты и гравийно-галечные конгломераты. Подчиненное значение имеют карбонатные, кремнистые и вулканогенные породы, представленные туфами и эфузивами. В разрезе подсвиты выделяется ряд пачек.

Фосфориты приурочены к нижней части подсвиты, к пачке мощностью от 50 до 250 м [4]. Она представлена ритмичным чередованием метагравелитов, метапесчаников, метапелитов и валунно-гравийно-галечных конгломератов. Фосфат наблюдается во всех породах, однако основными фосфатсодержащими породами в пачке являются метагравелиты, гравийные песчаники и метаконгломераты, залегающие, как правило, в основании ритмов и образующие слои мощностью от 0,001 до 2 м; их количество в некоторых разрезах достигает 30–40, что составляет примерно 5–10% от общей мощности пачки. Фосфатное вещество в них присутствует в виде обломков и округлых, овальных, линзовидных и неправильной формы выделений. Содержание  $P_2O_5$  в них колеблется от 0,11 до 8,21, среднее – 2,39%.

Тесная генетическая связь Нижнепильгуярвинской подсвиты, к которой относится фофоритная серия с вулканогенными образованиями – туфами и эфузивами, дает основание предполагать вулканогенный источник фосфора. Повышенное содержание свободного углерода в фосфоритах не исключает и биогенного источника фосфора.

В венде и верхах верхнего рифея фосфатоносная углеродисто-сланцево-известняковая формация пользуется широким распространением в Тувино-Монгольском срединном массиве на Сангилене. В состав ее входят отложения чартысской и нарынской свит, которые в северо-западной части Сангилена содержат фосфориты в виде тонких пластов в известняках, а также конкреции, стяжения и линзы в углеродистых сланцах [24].

Повсеместное распространение конкреционных фосфоритов наблюдается в калюсских слоях венда Подолии [10, 15]. Калюсские слои мощностью от 13–20 до 40–50 м, входящие в состав углеродисто-сланцево-терригенной формации, отличаются большой выдержанностью состава. Они сложены темно-серыми и серо-черными тонкослоистыми аргиллитами, состоящими преимущественно из гидрослюды с примесью гидратизированных чешуек биотита.

Фосфатная минерализация в калюсских слоях локализована на определенном стратиграфическом уровне. Фосфатоносная пачка мощностью от 7–8 до 15–20 м относится к средней части разреза. В пределах пачки выделяются 14–15 слоев с фосфоритовыми конкрециями. Размер конкреций в низах пачки составляет 18–20 иногда 25 см. Все крупные конкреции имеют правильную сферическую форму, четкое радиально-лучистое строение и в полостях усыхания часто заполнены розовым кальцитом, развивающимся по фосфатной массе. Иногда вместе с шаровыми конкрециями встречаются мелкие – 1–2 см в диаметре – шарики фосфоритов с нечетко выраженной радиально-лучистой структурой и без нее. Мелкие, с горошинку, фосфориты имеют небольшие полости усыхания, выщелоченные или заполненные исключительно марганецсодержащим кальцитом. Образование этих конкреций, в отличие от мезозойских, происходило без перемещений и повторных переотложений. Общее количество слоев с крупными конкрециями составляет 7–8. Вверх по разрезу размеры их уменьшаются до 7–8 см. Верхние три уровня фосфоритов сложены почкообразными конкрециями с двумя-тремя, а иногда четырьмя-пятью центрами кристаллизаций. В отдельных районах фосфоритовые конкреции трех самых верхних уровней несут обильную полиметаллическую минерализацию в полостях усыхания.

Помимо конкреций фосфоритов, расположенных рядами согласно с общим напластованием пород, наблюдаются скопления конкреций фосфоритов с пустотками усыхания, которые сцеплены кальцитом с текстурой "конус в конус" эпигенетического характера, секущей слоистость под разными углами.

Особенностью фосфоритов рассматриваемых формаций является присутствие в них, иногда в значительных количествах, свободного углерода. В фосфоритах Сангилена оно достигает 36%, в фосфоритах района КМА – 38%. По обогащенности углеродистым материалом эти фосфориты не имеют аналогов. В фосфоритах Кольского полуострова содержание углерода достигает 8%, Подолии – 0,3%, в формации Фосфория – до 10%, в китайских – до 8% [8,26]. При этом, однако, следует отметить отсутствие прямой корреляционной связи между содержанием фосфора и свободного углерода как в фосфоритах, так и во вмещающих их породах.

Исследования углеродистого вещества в фосфоритах показали, что оно представлено графитом. Об этом свидетельствуют данные рентгеноструктурного и термического анализов, а также электронно-микроскопические исследования, проведенные на тувинских и курских фосфоритах. [6]. Элементарный химический состав углеродистого вещества в одном образце тувинского фосфорита, содержащего 18,42% свободного углерода: C = 99,65%; H = 0,295%; N, S – следы; зольность 0%. Битуминологический анализ показал полное отсутствие битумов и гуминовых кислот. Температура горения 7365 ккал, температура сгорания 550–650 °C.

Изучение газовых компонентов (метана, азота и водорода) в составе углеродистого вещества сланцев Кольского полуострова показало их тесную взаимосвязь со свободным углеродом [4].

Интересные данные приводятся для продуктивной фосфатоносной толщи Печенги Балтийского кристаллического щита. В обломочных осадочных породах – песчаниках и гравелитах – углеродистое вещество составляет 0,06–0,5%, где оно приурочено главным образом к цементирующей массе. Максимальные содержания характерны для пелитов и алевропелитов – 4,3–0,5%. Карбонатные породы характеризуются низкими концентрациями органического вещества – в среднем 0,62%. В туфогенных породах оно составляет десятые доли процента. Распределение углеродистого вещества по разрезам носит четко выраженный циклический характер, хорошо согласующийся с циклическим строением Нижнепильгуярвинской подсвиты. В разрезе каждой толщи, отвечающей трансгрессивному и трансгрессивно-регрессивному циклам осадконакопления, наблюдается постепенное уменьшение содержания свободного углерода в пелитах в направлении от подошвы к кровле.

Изучение углеродистого вещества в более молодых калюсских слоях показало, что по своей природе оно сходно с сапропелитами и имеет ярко выраженный углеводородный характер – в них содержание водорода повышенено. Кроме того, в аргиллитах калюсских слоев содержатся повышенные по сравнению с другими слоями докембрия Подолии количества органического вещества, представленного обугленными остатками вендотиеневых водорослей и бесструктурными битуминозными продуктами, тонкими линзовидными обособлениями пирита и т.д. [10].

Фосфориты представляют собой метаморфизованные образования. Вмещающие их литологические комплексы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, а иногда и амфиболитовой фации [3,23]. Разная степень раскристаллизации фосфатного минерала от микрокристаллической, находящейся в тесном срастании с углеродистым материалом, до кристаллического апатита, выполняющего прожилки, пустотки и интерстиции между другими кристаллами, являются характерной особенностью этих фосфоритов. Именно поэтому они рассматриваются как промежуточные образования между типичными фосфоритами и апатитами.

Фосфатный минерал изучался в нескольких типах фосфоритов. Химические анализы двух модификаций апатита из кремнисто-графитовых фосфоритов нагорья Сангилен свидетельствуют о его фторгидроксилапатитовом составе [7]. Показатели преломления хорошо раскристаллизованного апатита из кремнисто-углеродистых фосфоритов:  $N_o = 1,639 \pm 0,002$ ;  $N_e = 1,636 \pm 0,002$ ;  $N_o - N_e = 0,003$ . Параметры кристаллической решетки:  $a = 9,37$ ;  $c = 6,87$ .

Фосфатный минерал подольских фосфоритов диагностировался исследователями по-разному. В одних случаях химические и рентгеновские данные этих фосфоритов

свидетельствовали о фторапатитовом составе, в других – о подолитовом [20]. Детальное изучение состава фосфатного минерала из фосфоритов Нижнепильгуярвинской подсвиты Кольского полуострова, проведенное на микрозонде (М-46), и сравнение с химическими анализами его из других фосфоритов показали, что он соответствует франколиту. Франколит содержит тончайшие включения хлорита, кварца, механическую примесь углеродистого вещества в количестве 3–5%. Структура фосфата скрытокристаллическая.

Последние исследования докембрийских фосфоритов Горной Шории свидетельствуют о фторапатитовом и гидроксилапатитовом составе фосфатного минерала [22].

Для углеродисто-сланцевой группы формаций характерны четыре генетических типа фосфоритов (см. таблицу). Два из них, впервые выделенные для фосфоритов Тувы, пользуются широким распространением в описываемых формациях [24].

Рассматриваемые фосфатоносные формации характеризуются широким спектром геохимических ассоциаций. Это и повышенный фон, и большая гамма редких элементов, благодаря чему описываемые фосфоритные серии геохимически выделяются на общем фоне разрезов, и довольно тесная взаимосвязь фосфорного, марганцевого и железистого оруденения. Состав редких элементов, количественная их характеристика – уровни концентраций, дисперсии содержаний, моды, общий характер кривых вариаций – в разных типах фосфоритов и вмещающих их углеродистых сланцах могут заметно различаться. Так, в кремнисто-углеродистых фосфоритах Тувы присутствуют лишь I, V, Ti, Zr, несколько реже наблюдаются Ba, Sr, спорадически встречаются Cr, Ga, Ni, Be, Pb, редко – Mo. Содержания редких элементов не превышают кларковые, за исключением иода, количество которого превышает кларк в 5 раз. В углеродисто-кварцевых сланцах содержание ряда редких элементов значительно выше, чем в фосфоритах, и превышают кларки. В Кузнецком Алатау углеродисто-кремнистые сланцы содержат повышенные, приближающиеся к промышленным, содержания ванадия [11]. В углеродисто-карбонатных фосфоритах сокращается гамма редких элементов и резко уменьшается их количественная характеристика. В количествах, превышающих кларки для известняков, изредка наблюдаются Ba, Sr, количества ряда редких элементов значительно ниже кларковых.

Повышенные концентрации полиметаллов тесно связаны с углеродисто-сланцево-карbonатными, реже углеродисто-сланцево-терригенными отложениями. Они контролируются общими с фосфоритами стратиграфическими, литологическими, формационными, фациальными, геохимическими и, что особенно важно подчеркнуть, палеотектоническими факторами, которые достаточно отчетливо проявились для районов Подолии и Алтае-Саянского фосфоритоносного бассейна [10].

Еще одна характерная особенность углеродистых фосфатоносных формаций – это связь фосфоритных серий с значительными концентрациями марганца и железа. Именно фосфоритоносные интервалы разрезов КМА, в Туве и Алтае-Саянском фосфоритоносном бассейне содержат довольно разнообразную марганцевую минерализацию в виде марганецсодержащих карбонатов, спессартина и альмандина на КМА, в виде повышенного содержания спессартина в Туве и, наконец, марганцевых корочек, выполняющих стенки пустоток и выделений марганецсодержащих карбонатов в конкрециях фосфоритов в Подолии. В Алтае-Саянском фосфоритоносном бассейне некоторые фосфоритные горизонты Тамалыкского месторождения непосредственно подстилаются или перекрываются марганцевыми рудами, содержащими до 24% MnO [17].

На КМА, Украинском кристаллическом щите, Кольском полуострове и на Сангилене фосфориты довольно часто ассоциируют с железом, при этом очень часто они приурочены к одним и тем же стратиграфическим интервалам. Наблюдаемая пространственная связь фосфатоносных, марганценосных и железосодержащих образований, как показали детальные исследования на КМА, объясняется не только близостью фациальных профилей накопления этих элементов, но и вполне вероятной общностью вулканогенного источника для этих элементов.

Приведенные выше материалы свидетельствуют о развитии в докембрии и фанер-

**Классификация фосфоритов биогенно-хемогенной группы фосфатоносных углеродисто-сланцевых формаций**

Тип	Разновидность		Углеродисто-сланцевая формация (тип разреза)	Регион	Минеральные, геохимические, по родные ассоциации
	по вещественному составу	по структурно-морфологическим особенностям			
Седиментационный	Углеродисто-карбонатные	Слойки с горизонтально-слоистой текстурой	Углеродисто-сланцево-известняковая	Сангилен (Тыва)	Пирит, марганецодержащий кальцит
	Кремнисто-углеродистые	Слойки с нарушенной седиментационной текстурой, иногда с трещинами, выполненными другими минералами	Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-сланцевая (доломитово-углеродисто-сланцевый, углеродисто-сланцевый типы разреза)	KMA	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, пирротин
	Углеродисто-кремнистые				
Метаморфизованный	Кремнисто-углеродистые	Конкреции, зерна, стяжения, мономинеральные слойки с примесью углеродистого материала и стяжения в цементе терригенных пород	Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-сланцевая (углеродисто-сланцевый тип разреза)	KMA	Манганокальцит, родохромит, спессартин, альмандин, пирит, пирротин, марказит, халькопирит, сфалерит, галенит, редкие элементы
	Седиментационно-диагенетический				
Переотложенный седиментационно-диагенетический	Кремнисто-углеродистые	Обломки неокатанные в брекчиях седиментации	Углеродисто-сланцево-известняковая	Сангилен	Пирит, редкие элементы
	Углеродисто-кремнистые, Карбонатно-углеродисто-кремнистые	Обломки окатанные в гравелитах	Вулканогенно-углеродисто-сланцево-терригенная Углеродисто-сланцево-известняковая	Кольский полуостров Сангилен	Спессартин, пирит, редкие элементы, железистые кварциты
Седиментационно-диагенетически-эпигенетический	Углеродисто-кремнистые, Карбонатно-углеродисто-кремнистые		Вулканогенно-углеродисто-сланцево-терригенная Вулканогенно-карбонатно-углеродисто-сланцевая (кремнисто-карбонатно-углеродисто-сланцевый тип разреза)	Кольский полуостров KMA	Спессартин, пирит, халькопирит
	Мономинеральные	Конкреции с радиально-лучистой текстурой	Углеродисто-сланцево-терригенная	Подолья	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, марганцевые карбонаты

зое своеобразной группы фосфатоносных углеродисто-сланцевых формаций, обладающих рядом сходных черт состава и строения, из которых определяющими являются высокоуглеродистый тип фосфоритов и повышенные количества углеродистого материала во вмещающих породах. Эти формации явились характерной особенностью древних фосфоритоносных бассейнов, в которых образование фосфоритов происходило в резко восстановительных субаэральных условиях. Поступающий в бассейн фосфор наиболее активно осаждался в непосредственной близости от области вулканизма, синхронного процессам седиментации. Характерная особенность этих бассейнов — тесная связь фосфатонакопления с высокими концентрациями продуктов жизнедеятельности и, как следствие этого, появление высокоуглеродистого типа фосфоритов.

Изучение фосфоритов района КМА, Кольского полуострова, а также анализ имеющихся литературных материалов по другим районам показывают невысокую масштабность фосфоритообразования, связанного с черносланцевыми толщами. Однако в процессе эволюции литосферы менялась геотектоническая и фациальная позиция черносланцевых отложений в фосфоритоносных бассейнах. Уже в палеозое, а также и мезозое—кайнозое углеродисто-сланцевые отложения стали непременным фациальным членом крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира. Поэтому изучение таких черносланцевых комплексов поможет повысить эффективность прогнозирования высоких концентраций фосфора. Кроме того, оно может дать новый материал для понимания некоторых генетических процессов фосфатонакопления.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абакшин Е.М., Казанцев В.А., Кононов Н.Д. и др. Перспективы металлоносности Тим-Ястребовской синклиналии КМА // Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР. М.: ГУЦР, 1970. Вып. 7. С. 135–139.
2. Акульшина Е.П., Казанский Ю.П., Петров В.Г. и др. Углеродистые отложения верхнего докембра Енисейского кряжа и их литолого-геохимическая характеристика и условия формирования // Проблемы осадочной геологии докембра: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 11–16.
3. Бекасова Н.Б., Дудкин О.Б. Состав и природа конкреционных фосфоритов раннего докембра Печенги (Кольский полуостров) / Литология и полез. ископаемые. 1981. № 6. С. 107–113.
4. Бекасова Н.Б., Аведисян А.А. Особенности строения продуктивной толщи Печенги и закономерности распределения в ней органического вещества // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Петрозаводск; Апатиты, 1978. С. 38–44.
5. Блюман Б.А., Иванова В.П., Красавина Т.Н. Применение термического анализа для определения степени метаморфизма графитсодержащих мраморов нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 8. С. 125–132.
6. Боровская И.С. Об углеродистом веществе в рифейских фосфоритах Сангилена // Металлогенез осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Наука, 1970. С. 136–144.
7. Боровская И.С., Васильева З.В., Кудьяров И.С. О фосфатном веществе фосфоритов нагорья Сангилен (Юго-Восток Тувы) // Рудоносность осадочных пород. М.: Наука, 1973. С. 103–114.
8. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.
9. Бушинский Г.И. Формация Фосфория. М.: Наука, 1969. 102 с.
10. Великанов В.А. О закономерностях распределения фосфоритовых конкреций в калиевских слоях венца Подолии // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 6. С. 84–90.
11. Гуревич Б.Г. Тамалыкское месторождение фосфоритов // Геология месторождений фосфоритов: Тр. ГИГХС. М., 1974. С. 121–142.
12. Еганов Э.А. Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 133 с.
13. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М.: Наука, 1973. 167 с.
14. Казанцев В.А. Генетическая связь фосфатоносных и марганцевых отложений с карбонатными породами протерозоя КМА // Проблемы осадочной геологии докембра. М.: Наука, 1981. Вып. 6. С. 154–158.
15. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
16. Коробейников В.П., Боровская И.С., Григорьев Н.В. и др. Фосфоритоносные бассейны. Тувинский район // Фосфориты и апатиты Сибири. Новосибирск: Наука, 1980. С. 67–72.
17. Красильникова Н.А., Гуревич Б.Г., Шмелкова Ю.Ф. и др. Фосфоритоносность древних отложений Алтас-Саянской складчатой области // Тр. ГИГХС. 1968. Вып. 12. 149 с.

18. Лазур Ю.М., Казанцев В.А., Ермилов В.В. Сульфидная марганцевая минерализация в углеродистых отложениях протерозоя района КМА // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, № 3. С. 667–680.
19. Ликарчук Н.В., Казанцев В.А. К методике поисков золота по первичным ореолам в докембрии // Методы интерпретации литолого-геохимических аномалий. М.: ИМГРЭ, 1975. С. 57–64.
20. Малиновский Ф.М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. 1955. Т. 84, вып. 1. С. 30–42.
21. Пауль Р.К. Докембрейские карбонатные брекчи Горной Шории, их происхождение и фосфоритоносность // Литология и полез.ископаемые. 1982. № 6. С. 61–70.
22. Пауль Р.К. Литология фосфоритоносных отложений Горной Шории: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. 1983. 18 с.
23. Созинов Н.А., Казанцев В.А. О фосфоритоносности протерозойских отложений района КМА // Литология и полез.ископаемые. 1978. № 3. С. 148–151.
24. Юдин Н.И., Боровская И.С. Фосфоритоносные формации. Восточная и Юго-Восточная Тува // Фосфоритоносные формации юга Сибири. Красноярск, 1972. С. 61–66.
25. Юдин Н.И. Рассеянное органическое вещество в фосфоритах // Проблемы осадочной геологии докембрая: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981. Вып. 7, кн. 2. С. 198–204.

УДК 554.64 (474)

В.Г. Загураев, В.М. Петров, К.К. Хазанович, Г.И. Чупина

## О ХЕМОГЕННЫХ ФОСФОРИТАХ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ

В кровле ракушечных фосфоритов Кингисеппского месторождения геологоразведочными работами неоднократно фиксировался линзовидный прослой аргиллитоподобной глины, который по аналогии с другими разрезами Прибалтийского фосфоритоносного бассейна отождествлялся исследователями с "диктионемовыми сланцами" пакерортского горизонта. Химический и минеральный состав этих пород до последнего времени оставался совершенно не изученным.

По результатам предварительных исследований, проведенных авторами в 1976 г., было установлено, что рассматриваемые образования на самом деле представляют собой пелитоподобные фосфориты (ПФ) с содержанием  $P_2O_5$  до 31% [3].

Интересно отметить, что обнаружение ПФ имело место спустя 30 лет после начала постоянных исследований фосфоритов, проводившихся как на территории Кингисеппского месторождения, так и в прилегающих районах. То, что эти образования не привлекли должного внимания исследователей, можно, по-видимому, объяснить двумя причинами: 1) малой (до 0,3 м) мощностью и линзовидным характером залегания ПФ; 2) неправильным отождествлением их с "диктионемовыми сланцами", известными своими низкими (менее 1%) содержаниями  $P_2O_5$ .

В строении разреза, вмещающего пелитоподобные фосфориты, участвуют (снизу вверх): светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники тискресского горизонта среднего (?) кембрия, оболовые песчаники тосненской свиты нижнего тремадока, которые являются объектом эксплуатации действующего горного производственного предприятия "Фосфорит". Прослои ПФ приурочены к верхней приконтактной части свиты. Далее в приглинтовой полосе Эстонии и Ленинградской области, за исключением между речья рек Луга и Нарва, оболовые песчаники перекрываются пачкой черных и темно-коричневых сланцеватых аргиллитов ("диктионемовые сланцы"). В Ленинградской области и в Восточной Эстонии в аргиллитах присутствуют так называемые антракониты — радиально-лучистые конкреции доломит-кальцитового состава с примесью пирита, сидерита и органического вещества. В районе Кингисеппского месторождения "диктионемовые сланцы" отсутствуют и ПФ контактируют непосредственно с глауконикитовыми песчаниками латорпского горизонта аренигского яруса. Выше по разрезу

залегает мощная карбонатная толща доломитизированных известняков, доломитов и мергелей нижнего и среднего ордовика.

В пределах Кингисеппского месторождения и в районе его западной границы по р. Нарве, ПФ окрашены в коричневый, красновато-коричневый, салатный или серый цвета. В соответствии с текстурой ПФ можно различать три их разновидности: слоистые, аморфные и брекчевидные.

Слоистые разности имеют наибольшее распространение. Слоистость пород тонкая (от долей до 2–3 мм), намечается различием окраски слойков или обогащением их кварцевым материалом. Аморфные и брекчевидные разновидности окрашены преимущественно в темно-коричневый цвет, имеют глянцевидный раковистый излом, крепкие, сливные. Они, в отличие от слоистых ПФ, пользуются ограничением распространением. На поверхности напластования пород иногда отмечаются знаки ряби. Гребни ее имеют правильное строение, верхушки гребней округлые, ориентировка их субпараллельная, очертания прямолинейные, расстояния между валиками примерно одинаковые. Описываемые фосфориты залегают в виде одного, реже – двух-трех прослоев суммарной мощностью до 0,3 м и приурочены к зоне контакта оболовых песчаников тосненской свиты и глауконитовых песчаников латорпского горизонта.

В результате детального изучения этой зоны в бортах действующих карьеров установлено, что она имеет довольно сложное строение. В зависимости от состава пород, ассоциирующих с ПФ, можно выделить пять основных типов разреза (рис. 1).

На контакте ПФ и глауконитовых песчаников почти повсеместно очень резко выражены следы перерыва. Контакт четко отбивается в разрезе благодаря различию цвета и состава пород; как правило, он неровный, с мелкими (до 2–3 см) кавернами, выполненными глауконитовым песком. Иногда эти каверны напоминают горизонтальные ходы илоедных организмов. В основании глауконитовых песчаников часто присутствуют переотложенные, плохо окатанные, сильно уплощенные обломки ПФ длиной до 15 см, имеющие такой же облик, как и в коренном залегании, часто с округлыми ходами илоедов диаметром до 1 см. Нижняя граница прослоев ПФ обычно также резкая и иногда волнистая.

При бурении ПФ обнаружены также на территории Эстонской ССР, на Раквереской фосфоритоносной площади, а по прогнозу ККНИЛ и на Южно-Нарвской площади. Они имеют здесь аналогичный состав и облик, залегают также под глауконитовыми песчаниками латорпского горизонта, но имеют значительно меньшую мощность (до 1 см) и подстилаются аргиллитами варангуской пачки. К югу от линии выклинивания этой пачки, а также "диктионемовых сланцев" ПФ залегают на том же уровне, что и в районе г. Кингисеппа, т.е. на контакте глауконитовых и оболовых песчаников. Их мощность здесь также не превышает 1 см.

Интересно отметить, что породы, очень близкие по составу к описываемым, встречаются в виде галек в основании более древних образований среднего (?) и раннего кембрия – тискрского (саблинского) и люкатисского горизонтов [9]. Здесь они представлены: 1) породами, на 80–90% состоящими из микрокристаллического фосфата, зерен кварца (2–5%), глинисто-хлоритовых частиц (3–5%), карбоната (2–3%), глауконита (менее 2%) и пирита (2–3%); встречаются остатки фосфатных раковин; 2) глинисто- или алеврито-фосфатной породой; 3) гравелитом, в котором алеврито-фосфатная галька и гравий сцепментированы вместе с зернами кварца и глауконита фосфатным и местами карбонатным цементом, иногда – с остатками фосфатных раковин. Несомненное сходство состава этих галек и описанных выше ПФ позволяет сделать вывод, что гальки в основании тискрского и люкатисского горизонтов (как и в основании глауконитовых песчаников ордовика) образовались в условиях трансгрессирующих бассейнов за счет размыва пластовых фосфоритов, не сохранившихся к настоящему времени в разрезе.

Говоря о фосфатных гальках из основания люкатисского горизонта, К. Менс и Э. Пиррус отмечают, что масштабы хемогенного фосфатообразования в раннем кембрии

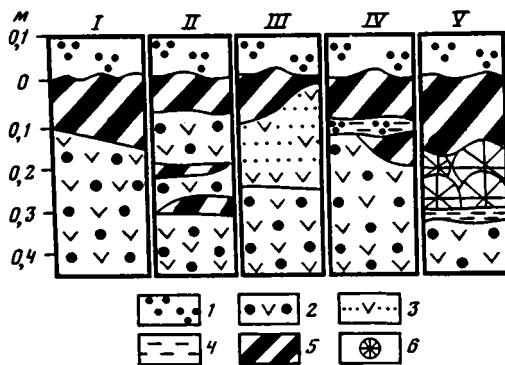
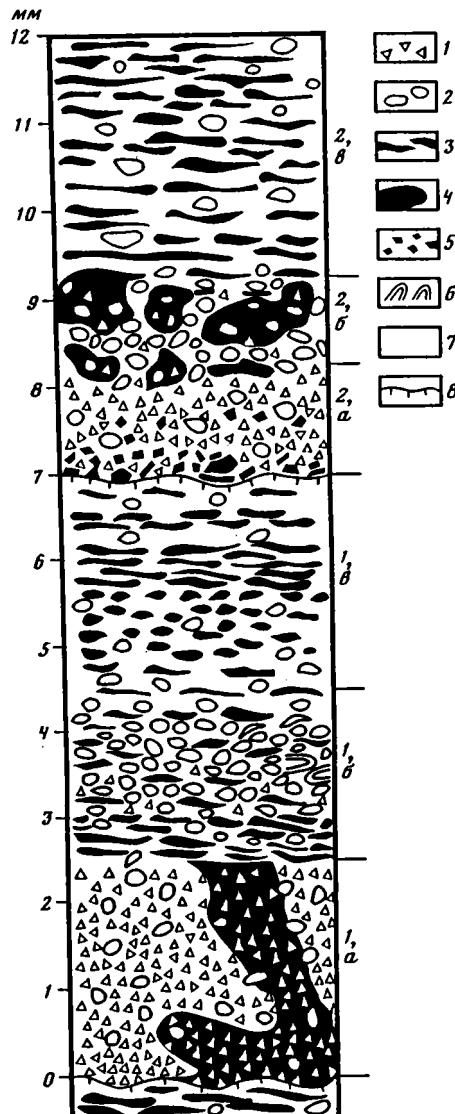


Рис. 1. Типы разрезов (I–V) хемогенных фосфоритов Кингисеппского месторождения

1 – глауконитовый песчаник; 2, 3 – песчаники дегритовые: 2 – крупнозернистые, 3 – мелко-зернистые; 4 – алевриты; 5 – хемогенный фосфирит; 6 – антракониты

Рис. 2. Строение микроритмов пелитоморфных фосфоритов (шлиф 103, Кингисеппское месторождение)

1 – кварцевый алевролит и алевритовые зерна кварца; 2 – пеллеты; 3–5 – гидроокислы железа: 3 – в виде линзовидных прослоев, 4 – бесформенных пятен, 5 – точечных включений; 6 – остатки фораминифер (?); 7 – основная масса микрокристаллического хемогенного фосфата; 8 – граница между ритмами; 1, а – 2, б –numeration of rhythm zones and associated layers



были незначительны из-за подавления его кластогенной седиментацией. И лишь в периоды перерыва в осадконакоплении хемогенное осаждение фосфатов оставило более ощутимые следы [5].

По результатам петрографических исследований в шлифах ПФ представляют собой породы с полосчатой текстурой, обусловленной чередованием слойков различного литологического состава и цвета. В породах часто наблюдается фациальная микроритмичность, выраженная закономерной сменой мелководных и относительно глубоководных фаций (рис. 2).

Хемогенный фосфат представлен двумя генетическими разновидностями: 1) основной, микрокристаллической массой, окрашенной преимущественно в желто-бурый цвет, изотропной или обладающей очень слабым двупреломлением; 2) пеллетами – зернами фосфата овальной формы, размером 0,2–0,04 мм, голубовато-белыми в отраженном свете и бесцветными или слегка желтоватыми в проходящем свете, изотропными.

Содержание кварца в породе очень неравномерно. Наибольшие его содержания (до 50%) приурочены к нижней части прослоев ПФ. Гидроокислы железа постоянно присутствуют среди ПФ в виде линзовидных образований, мельчайших, равномерно рассеянных включений или бесформенных пятен. Глауконит часто присутствует в виде редких бледно-зеленых агрегатных зерен размером до 0,2 мм с нечеткими расплывчатыми краями, свидетельствующими о его аутигенном происхождении. Обломки фосфатных раковин беззамковых брахиопод, парагенетически связанные с кварцем песчаной размерности, в своем распространении подчиняются тем же закономерностям, что и кварц. В "чистых" разностях ПФ и в алевритовых прослойках они полностью отсутствуют. Характерно, что обломки брахиопод имеют резко очерченные края и не несут никаких следов выветривания.

Химический состав ПФ отражен в таблице, из которой видно, что содержание фосфорного ангидрида находится в обратно пропорциональной зависимости от содержания двух компонентов – нерастворимого остатка и гидроокислов железа. Важно отметить, что по соотношению F: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (в среднем 0,09) фосфат ПФ значительно отличается от фосфата раковин оболид (в среднем 0,076), что несомненно указывает на их различную минералогическую природу. Обращает на себя внимание большое сходство химического состава ПФ и глинисто-фосфатных пленок на зернах кварца из оболовых песчаников, что можно расценивать как указание на их одинаковый генезис.

Анализ геологического строения пограничных отложений кембрия и ордовика Северо-Запада Русской плиты с учетом новейших данных по их стратиграфии позволяет наметить следующую палеографическую обстановку накопления фосфоритоносной толщи.

На территории Эстонии и Ленинградской области осадконакопление в тремадоке, сопровождавшееся пульсационной регрессией бассейна, происходило в узком мелководном заливообразном бассейне, южная граница которого находилась на расстоянии нескольких десятков километров к югу от современного глинта (рис. 3) [3].

Начальной стадии регрессии бассейна соответствуют разнозернистые песчаные осадки верхнетосненской подсвиты, образующие базальную часть седиментационного цикла. На следующем этапе развития этого бассейна имело место накопление богатых органикой глинистых илов, превратившихся в процессе эпигенеза в "диктионемовые сланцы". По мере приближения к береговой линии, т.е. в направлении с севера на юг, увеличивалось значение песчано-алевритовых осадков. В конце времени накопления "диктионемовых сланцев", уже в начале позднего тремадока, бассейн несколько расширил свои границы. Именно с этим этапом его развития, по-видимому, следует связывать образование нижнего слоя ПФ, рассматривая его в качестве мелководного фациального аналога глинисто-органогенных илов (см. рис. 3). В варангуское время восстановительная обстановка седиментации резко сменилась окислительной и на дне бассейна стали накапливаться глинисто-алевритовые породы, содержащие глауконит. С завершающей фазой варангусского этапа следует связывать образование верхнего прослойка ПФ. Однако ограниченный фактический материал не позволяет разобраться с этим вопросом более детально.

По результатам проведенных исследований достаточно уверенно можно лишь утверждать, что ПФ представляют собой мелководные образования морского генезиса. В пользу этого бесспорно свидетельствуют в совокупности следующие обстоятельства: 1) повсеместное присутствие в породах аутигенного глауконита; 2) наличие остатков морской фауны (граптолитов); 3) знаки ряби на поверхности напластования; 4) присутствие в составе ПФ апатитовых пеллет; 5) четкие контуры аллохтонного фосфатного раковинного материала, не несущего никаких следов постдиагенетических растворений; 6) наличие горизонтальной и реже косой слоистости.

Как уже отмечалось, вещественный состав ПФ, и в первую очередь присутствие в нем колломорфного глаукочита, свидетельствует об осаждении фосфата кальция в окислительной обстановке мелководной зоны.

**Химический состав хемогенных фосфоритов Прибалтийского бассейна**

Разновидность ПФ	Коли- чество	Содержание, %					
		P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>	F	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
<b>Ленинградская область</b>							
Слоистые	38	17,71	27,16	1,28	2,33	1,68	13,99
Брекчневидные	6	24,07	36,49	0,67	3,00	2,59	2,60
Аморфные	7	24,26	37,15	0,76	3,29	Не опр.	2,67
Средние	51	19,91	30,51	1,09	2,63	1,82	9,78
<b>Эстонская область</b>							
Слоистые	5	23,81	36,43	1,07	2,43	2,09	3,55
Средний химический состав	56	20,26	31,04	1,08	2,61	1,85	9,22
Глинисто-фосфатные пленки на зернах кварца на Кингисепском место- рождении (по А.И. Смир- нову, 1974 г.)	1	28,30	40,06	2,40	2,83	2,60	2,28

Разновидность ПФ	Коли- чество	Содержание, %					
		Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SO <sub>3</sub>	HO	Сумма	F/P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub> /P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
<b>Ленинградская область</b>							
Слоистые	38	2,79	0,99	27,52	95,45	0,094	0,13
Брекчневидные	6	0,76	0,89	26,43	97,50	0,110	0,12
Аморфные	7	0,77	0,76	24,67	94,33	Не опр.	0,14
Средние	51	2,17	0,93	26,83	95,46	0,09	0,13
<b>Эстонская область</b>							
Слоистые	5	1,58	4,81	26,46	99,80	0,008	0,102
Средний химический состав	56	2,11	1,27	26,79	95,78	0,09	0,13
Глинисто-фосфатные пленки на зернах кварца на Кингисепском место- рождении (по А.И. Смир- нову, 1974 г.)	1	3,28	Не опр.	13,96	Не опр.	0,092	0,10

Придонные воды в осевой, относительно глубоководной части бассейна, где накапливались глинисто-органогенные илы, характеризовались резко восстановительными условиями. При разложении органического вещества имело место подщелачивание придонных вод, в результате чего растворимость фосфата кальция здесь повышалась и он беспрепятственно переходил в раствор [6]. В то же время восстановительная обстановка была благоприятна для осаждения карбонатов, которые концентрировались в органических илах в виде антраконитовых конкреций.

Перемещение придонных вод, богатых растворенными фосфатами, в зону мелководья, где фосфат выпадал в осадок, вероятно, следует объяснять апвеллингом. В пользу активной ветровой деятельности, способствовавшей апвеллингу в эпоху накопления ПФ, свидетельствуют два обстоятельства. Во-первых, еще в позднетосненское время, предшествующее эпохе образования ПФ, золовый фактор имел место в процессе седimentации разнозернистых дегритовых песков [8]. Во-вторых, на ветровые волнения морских вод указывает осциляционный характер знаков ряби в ПФ.

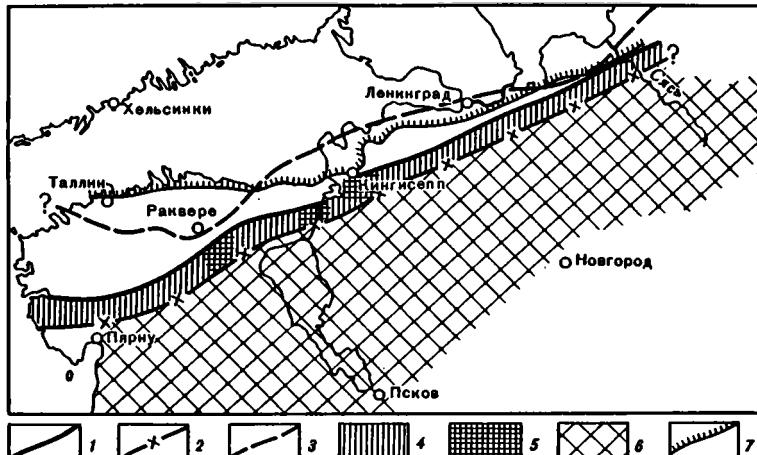


Рис. 3. Палеогеографическая схема северо-запада Русской плиты в эпоху накопления пелитоморфных фосфоритов

1 – южная граница района накопления глинисто-органических илов ("диктионемовых сланцев");  
2 – предполагаемая береговая линия бассейна эпохи ПФ; 3 – южная граница варангусского бассейна;  
4 – районы предполагаемого накопления ПФ; 5 – выявленные участки распространения ПФ; 6 – суши; 7 – глинт

Таким образом, образование ПФ Прибалтийского бассейна, как и фосфоритов многих других районов земного шара [2], происходило в результате сочетания двух противоположно направленных геологических процессов – выноса фосфатных соединений из глубоководной части бассейна на мелководье, с одной стороны, и транспортировки (водной и эоловой) терригенного и раковинного материала с низкой пенепленированной суши – с другой.

Осаждение апатита на границе вода–осадок в настоящее время не находит сколько-нибудь универсальных объяснений с точки зрения существующих представлений о физико-химических процессах в современных морских бассейнах [10]. Однако наличие таких образований, как прибалтийские ПФ, указывает на то, что выпадение апатита на поверхности дна в прошлые времена имело место как следствие кратковременного проявления совершенно уникального сочетания физико-химических и палеогеографических условий в мелководных морских бассейнах.

В заключение надо отметить, что знакомство с литературой по геологии фосфоритов различных районов земного шара и различного возраста приводит к выводу о локальном характере распространения фосфоритов, подобных по составу и ассоциациям вмещающих пород прибалтийским ПФ.

Некоторое сходство с ними обнаруживают фосфориты среднеордовикового возраста, описанные Н.А. Красильниковой [4] в Катангском районе Лено-Тунгусского бассейна под названием "фосфатно-глинистые сланцы". Близкие по составу образования присутствуют среди геосинклинальных фосфоритов Хубсугульского бассейна в Монголии, однако здесь они ассоциируют не с терригенными, а с карбонатными породами – доломитами, с которыми тонко переслаиваются. Представлен фосфорит, бесструктурный, однородной, слабо раскристаллизованной массой черного и темно-бурого цвета [7]. Наибольшее же сходство изученные ПФ обнаруживают с единственными ранее известными на Восточно-Европейской платформе пластовыми фосфоритами, приуроченными к верхнемеловым отложениям бассейна реки Хопер, Саратовской и Волгоградской областей [1].

Таким образом, несмотря на некоторое сходство с фосфоритами других районов, прибалтийские ПФ по своему вещественному составу и по ассоциации с органогенными

агриллитами представляют собой уникальные образования, не имеющие себе аналогов на территории СССР.

Обнаружение и детальное изучение ПФ Прибалтийского бассейна несомненно имеет важное значение для выяснения условий образования и накопления промышленных залежей фосфатных руд в близких палеогеографических обстановках. В этом отношении могут представлять поисковый интерес краевые части платформенных бассейнов, в которых происходило накопление органогенно-глинистых илов. Так, например, на территории Восточно-Европейской платформы перспективными могут оказаться сланценоисные юрские отложения центральных и северо-восточных ее районов. При дальнейших поисково-разведочных работах в Прибалтийском фосфоритоносном бассейне зоны генетического выклинивания "дикционемовых сланцев" нужно рассматривать как перспективные на обнаружение ПФ.

Представляется маловероятным, чтобы ПФ изученного района из-за малой своей мощности могли иметь промышленное значение. Однако не исключено, что в других частях бассейна они образовывали и более мощные залежи. В связи с этим вопрос о их практическом значении в настоящее время нужно считать открытым.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гиммельфарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 305 с.
2. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов // Тр. ИГИГ СО АН СССР. 1974. Вып. 102. 180 с.
3. Загураев В.Г., Петров В.М., Хазанович К.К. О пелитоподобном фосфорите Кингисеппского месторождения // Пром-сть горно-хим. сырья: Реф. сб. 1978. № 3. С. 4–6.
4. Красильникова Н.А. Фосфориты Катанского бассейна // Тр. ГИГХС. 1959. Вып. 5. С. 95–101.
5. Менс К., Пиррусс Э. Базальный конгломерат люкатской свиты нижнего кембрая Эстонии // Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига: Зинатне, 1975. С. 132–143.
6. Михайлов А.С. Процессы образования фосфоритов Хубсугульского бассейна // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 114–117.
7. Ратникова Г.Н. Петрография Хубсугульских фосфоритов // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 110–113.
8. Филиппова В.А., Фролов В.Т. Генетические типы и условия образования нижнеордовикских фосфоритоносных отложений Прибалтики // Литология и генезис фосфатоносных отложений СССР. М.: Наука, 1980. С. 142–150.
9. Хазанович К.К. О распределении фосфора и вещественном составе галек в разрезе кембрая и нижнего ордовика Ленинградской области и Эстонии // Тр. ГИГХС. 1978. Вып. 43. С. 30–34.
10. Шелдон Р.П. «Осаждение апатита на границе вода–осадок – неуниформистский процесс // Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 110–113.

УДК 553.64 (575.172)

Л.Ю. Месицкий, Л.Д. Шпора

#### О ПЕРСПЕКТИВАХ ФОСФОРИТОНОСНОСТИ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ

В Южном Приаралье фосфоритоносными считаются меловые и палеогеновые отложения.

В меловых отложениях встречаются гравийно-галечниковые и желваковые фосфориты. Первые отмечены в нижнемеловых и сеноман-туронских отложениях, вторые – только в сеноне.

На северном склоне Аязкалы в аптских отложениях залегает песчаник с содержанием  $P_2O_5$  1,16%. Мощность 4 м. В Ходжакуле в раковинах альбского ракушняка мощностью 0,2 м содержится 19,25%  $P_2O_5$ . Редкие желвачки фосфоритов размером до

3–4 см с содержанием  $P_2O_5$  1,7% описаны В.Я. Ильяшенко в альбских ожелезненных песчаниках Султануиздага.

В 60-х годах съемщики Г.Ю. Аферов, А.А. Кулеш отмечали повышенное содержание фосфора (десятие доли процента) в бурых железняках к западу от Султануиздага. Нами описаны здесь два слоя бурых железняков мощностью по 1,5–2 м с редкими включениями мелких крепких окатанных фосфоритовых галечек, содержащих  $P_2O_5$  от 2,8 до 24,5%. В Тебинбулакской котловине установлены песчаник мощностью 1,5 м с мелкими единичными фосфоритовыми галечками и темно-серый гравелит мощностью 0,5 м с содержанием  $P_2O_5$  4,6%. Там же в кровле мела в песках турона отмечаются мелкие окатанные крепкие фосфоритовые галечки с 15,25%  $P_2O_5$ . На Крантау в слое темно-коричневого гравелита мощностью 1,3 м вместе с гравием и мелкой галькой кварца отмечаются плоские фосфоритовые гальки, содержащие 15,25%  $P_2O_5$ . В.Я. Ильяшенко отмечает до 1,51%  $P_2O_5$  в бурых железняках на п-ове Муйнак.

На юго-восточном склоне Султануиздага установлены три слоя конгломератов, сложенных плоскими и круглыми гальками серых, бурых, буровато-красных некрепких глинистых фосфоритов. Размер галек до 6–7 см, содержание  $P_2O_5$  до 20–30%. Вокруг галек отмечается тонкая вторичная гидрогетитовая кайма, в которой содержание  $P_2O_5$  достигает 11,6%. Выполняющей массой является охристо-желтый песок. Первый слой залегает в основании сеноман-нижнетуронской ритмосвиты. Мощность слоя 0,5 м. Среднее содержание  $P_2O_5$  в слое составляет 7,2%. Второй слой стратиграфически выше на 20 м. Мощность его 1,8 м. По простирианию иногда переходит в песчаник с линзами конгломератов. Третий слой залегает на 60 м стратиграфически выше второго и имеет мощность 1,5 м. Один из этих слоев был в 1930 г. разведен М.Д. Дорфманом. Запасы по категории C<sub>2</sub> на горизонт мощностью 0,4–0,5 м при среднем содержании  $P_2O_5$  18% составляют 98695 т. На нижележащих отложениях конгломераты часто залегают с размывом. Накоплены они в прибойнообломочной зоне волноприбойного фациального пояса (фациальные единицы выделены по В.И. Попову и др.) [3].

Кроме описанных конгломератов, в разрезе сеноман-туронских отложений юго-восточного склона Султануиздага залегают еще два слоя прибойнообломочных песчаников по 0,5 м с мелкими окатанными крепкими гальками темно-серых фосфоритов. Содержание  $P_2O_5$  в гальках до 15,2%.

На северо-восточном склоне Султануиздага в 6 км от выходов вышеописанных конгломератов установлены шесть слоев мощностью по 1 м прибойнообломочных песчаников с линзами конгломератов из фосфоритовых галек. Среднее содержание  $P_2O_5$  в слое колеблется от 1,84 до 4,2%.

Восточнее Султануиздага на южном склоне Аязкалы залегают два слоя песчаников с линзами фосфоритовых гравелитов и отдельными фосфоритовыми гальками. На ее северном склоне описан охристо-бурый песчаник с обилием фосфоритового гравия. Мощность 1 м. Содержание  $P_2O_5$  в слое 2,14%, в гравии – 31,1%. Ожелезненные песчаники с гальками фосфоритов отмечены Л.Б. Коганом в 1965 г. на Кокче. Севернее крепости Кургашинкала на Кокчинской гряде нами установлен слой песчаника с фосфоритовыми гальками. Содержание  $P_2O_5$  в песчанике 3,65%. Мощность 0,9 м. Отдельные мелкие фосфоритовые галечки отмечаются в сером песке в кровле мела (турон).

Таким образом, из изложенного выше ясно, что практический интерес могут представлять только сеноман-туронские отложения восточного окончания Султануиздага, где выявлены выдержаные горизонты фосфоритов.

Судя по фациальной их принадлежности, они должны быть выдержаны и на глубину. Поэтому данный стратиграфический уровень верхнего мела восточного окончания Султануиздага можно считать перспективным на поиски переотложенных галечниковых фосфоритов (рис. 1).

На дневной поверхности фосфоритовые гальки сильно изменены. Наличие фосфора во вторичной гидрогетитовой кайме вокруг галек свидетельствует о частичном выносе фосфора из них. Следовательно, за пределами влияния зоны эпигенетических процессов содержание  $P_2O_5$  в неизмененных гальках должно возрасти.

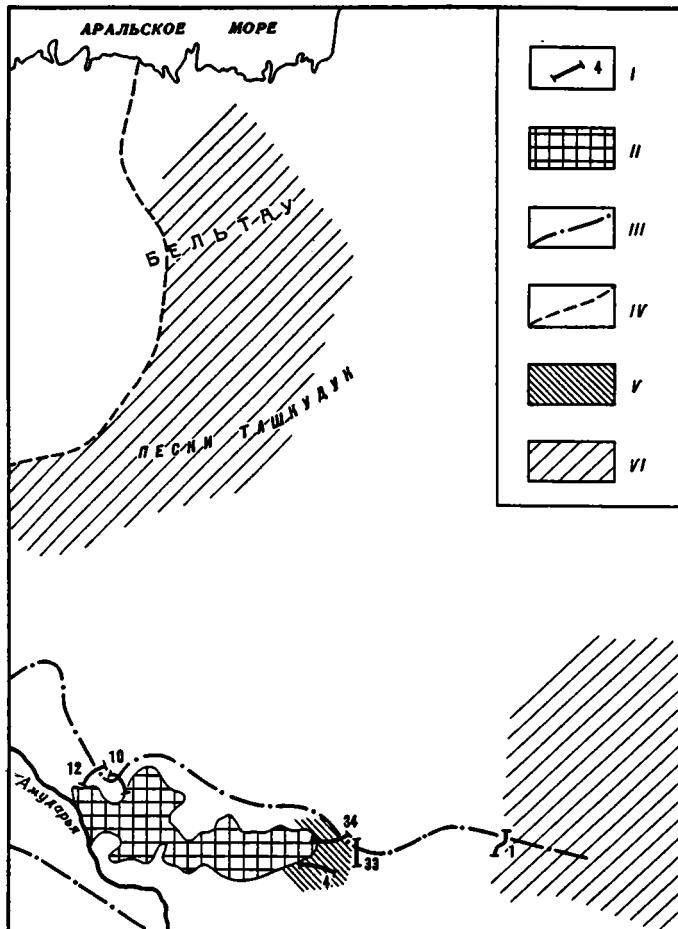


Рис. 1. Прогнозная карта на фосфориты Южного Приаралья

I – литолого-геохимические разрезы: 1 – Кургашинкала (Кокча), 4 – Баркала, 10 – Карагату (Ходжакула), 12 – Тебинбулак, 33 – Аязкала северный, 34 – Пашахайском (Карачадолы); II – выходы палеозойских пород Султануиздага, перспективные на пластовые фосфориты; III – границы смытых палеогеновых отложений на Арало-Кызылкумском валу; IV – восточная граница района распространения центральноотстойных застойных битуминозных глин и сланцев нижнего–среднего эоценена; V – районы, перспективные на поиски галечниковых фосфоритов сеномана–турона; VI – районы, перспективные на поиски зернистых фосфоритов нижнего–среднего эоценена

Вместе с фосфоритовыми гальками в конгломератах встречаются зубы акул, окатанные обломки костей, позвонки рыб, плохо окатанные гальки кварца и кремнистых сланцев, обломки дервесины, редко стволы деревьев. По мнению Б.М. Гиммельфарба, обломки нефосфатных пород вместе с фосфоритовыми желваками "почти никогда не встречаются в нормальных фосфатных сериях" [1]. Поэтому нужно полагать, что фосфоритовые гальки являются обломками более древних пород и образовали слои конгломератов в результате привноса со стороны. Это подтверждается расположением фосфоритовых галек в виде лент по косой слойчатости и сонахождением их с гальками из кварцевых и кремнистых сланцев палеозоя, что свидетельствует о разрушении палеозойских пород. Плохая окатанность галек говорит о близости области сноса. Замеры направления сноса показывают, что снос материала был со стороны Султануиздага. Следовательно, палеозойские отложения Султануиздага тоже могут считаться перспективными на поиски фосфоритов.

В.Я. Ильяшенко в сенонских отложениях Ходжейли и Кетменчик описал горизонт мощностью 0,2 м, сложенный неокатанными песчаными желваками фосфоритов размером до 3–8 см с содержанием  $P_2O_5$  до 7% иногда до 19,37%. Им же на п-ве Муйнак встречены серо-коричневые желваки фосфоритов, залегающие в виде горизонта мощностью до 1 м.

На Бельтау и юго-западнее его, авторами в скважинах на глубине 300 м описан фосфоритовый горизонт мощностью 0,2 м, сложенный неокатанными желваками округлой формы размером до 5 см с содержанием  $P_2O_5$  до 22%. По внешнему облику желваки хемогенные.

В основании верхнего палеоценена на территории Южного Приаралья повсеместно залегает фосфоритовый горизонт мощностью 0,1–1 м, сложенный окатанными отполированными кавернозными фосфоритовыми гальками размером 0,5–15 см и более, округлой и дисковидной формы. Внутри галек встречаются более мелкие окатанные фосфоритовые галечки и битые раковины.

В районе Султануиздага и восточнее его (Аязкала, Кокча) в палеогеновых отложениях появляется второй фосфоритовый горизонт, залегающий стратиграфически выше первого (рис. 2). На западном окончании Султануиздага (Ходжакуль, Тебинбулак) данный горизонт сложен фосфоритовыми гальками, по внешнему облику и внутреннему строению аналогичными галькам нижнего горизонта. На юго-восточном окончании Султануиздага и Кокчинской гряде этот же горизонт сложен неокатанными фосфоритовыми желваками округлой формы с шероховатой поверхностью, с фосфатизированными раковинами и ядрами устриц. Размер желваков 1–3 см, редко до 10 см. Мощность второго горизонта с запада на восток увеличивается от 0,1–0,2 до 0,6 м. Залегает он с размывом на устричнике и песках верхнего палеоценена, а на западном окончании Султануиздага – на меловых отложениях (см. рис. 2). В тех участках, где наблюдается максимальный размыв нижележащих отложений, данный горизонт сложен отполированными фосфоритовыми гальками. Там, где встречается наиболее полно сохранившийся разрез верхнего палеоценена, он сложен желваками с шероховатой поверхностью. Таким образом, второй горизонт палеогена сложен переотложенными фосфоритовыми гальками на западе и хемогенными желваками на востоке Султануиздага и Кокчинской гряде. Он залегает с размывом на верхнепалеоценовых и верхнемеловых отложениях. По В.Я. Ильяшенко, второй горизонт в Тамдытау и Аристантау залегает с размывом на отложениях верхнего сенона. Следовательно, размыв носит региональный характер и прослеживается от Южного Приаралья до Центральных Кызылкумов. Значит, фосфоритовый горизонт является базальным слоем отложений, залегающих на различных горизонтах верхнего палеоценена, сенона и турона. Поэтому мы допускаем мысль о переотложенном характере палеоценовой фауны в нем и, учитывая его постепенный переход в вышележащие эоценовые отложения, относим его к началу эоценена.

Описанные фосфоритовые горизонты палеогена Южного Приаралья хорошо изучены и отнесены к бесперспективным [2,4]. Однако нашими исследованиями стратиграфически выше этих горизонтов среди среднеэоценовых прибойноилловых известняков и мелкозаливных глин восточного окончания Кокчинской гряды установлены несколько прослоев доннотечениевых мергелей мощностью 0,2–0,4 м с содержанием  $P_2O_5$  1,52–5%. Фосфатное вещество в них выполняет костные обломки размером до 0,2–0,25 мм и встречается в виде отдельных оолитов размером до 0,25 мм. В самих же известняках и глинах, вмещающих прослои течениевых мергелей, содержится от 0,44 до 1,62%  $P_2O_5$ .

Зернистые фосфориты Центральных Кызылкумов связаны с аналогичными среднеэоценовыми карбонатными или глинисто-карбонатными породами [4]. Стратиграфическое, фациальное и формационное сходство фосфатных серий Кокчинской гряды в Центральных Кызылкумах и появление на Кургашинкале доннотечениевых осадков с содержанием  $P_2O_5$  до 5% дают нам основание отнести к перспективным на поиски фосфоритов районы юго-западнее, восточнее и северо-восточнее Кокчинской гряды (см. рис. 1).

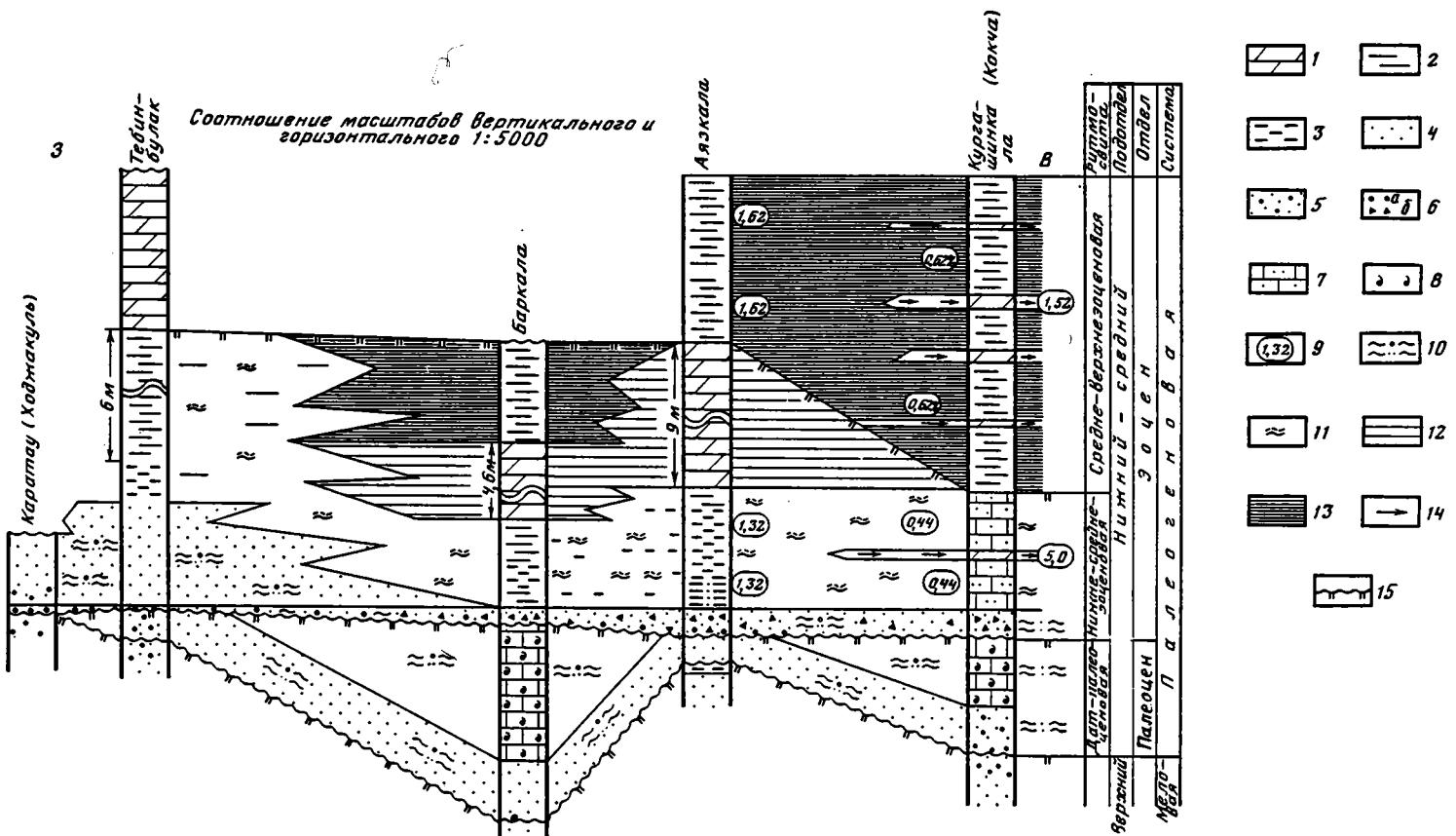


Рис. 2. Фациально-литологический профиль палеоцен–нижеэоценовых отложений Сулатнуиздага, Аязкалы, Кохчинской гряды

1–8 – горные породы: 1 – мергели, 2 – глины, 3 – алевролиты, 4 – песчаники (пески), 5 – песчаники с мелкой галькой фосфоритов, 6 – фосфоритовые гальки (а) и желваки (б), 7 – известняк песчанистый, 8 – ракушняк; 9 – содержание  $P_2O_5$  (%)

10 – прибрежнообломочная фациальная зона; 11 – центральноотстойный фациальный пояс; 12 – мелкозаливный фациальный пояс; 13 – мелководный фациальный пояс; 14 – доннотечневый фациальный пояс; 15 – границы ритмосвит

Таким образом, из изложенного выше следут, что в Южном Приаралье на фосфоритоносность перспективны следующие отложения.

1. Сеноман-туронские восточного окончания Султануиздага – на галечниковые фосфориты.

2. Палеозойские Султануиздага – на пластовые фосфориты.

3. Эоценовые юго-восточнее, восточнее и северо-восточнее Кокчинской гряды – на зернистые фосфориты.

Учитывая фацальную зональность расположения пояса донных течений между прибрежными и центральноотстойными фацальными поясами [3], можно предположить, что по периферии центральноотстойных застойных нижне-среднеэоценовых битуминозных глин и сланцев должны располагаться осадки течениевых фаций (на Султануиздаге развиты волноприбойные нижне-среднеэоценовые отложения). Следовательно, районы, находящиеся южнее, юго-восточнее и восточнее распространения нижне-среднеэоценовых битуминозных глин и сланцев (район песков Ташкудук, южнее Бельтау, восточная часть Бельтау) могут быть перспективными на зернистые фосфориты (см. рис. 1).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гиммельбарб Б.М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 305 с.
2. Ильяшенко В.Я. Фосфориты палеогеновых отложений центральной части Средней Азии // Литология и полез. ископаемые. 1967. № 6. С. 45–57.
3. Попов В.И., Макарова С.Д., Станкевич Ю.В., Филиппов А.А. Руководство по определению осадочных фацальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 713 с.
4. Шалякубов Т.Ш., Ильяшенко В.Я., Бойко В.С., Кудряшев Н.С., Турнов У.Т. Палеогеновые фосфориты Узбекистана // Сов. геология. 1982. № 7. С. 3–12.

УДК 553.64:551.763 (477.8)

А.Ю. Сеньковский

### ЛИТОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС МЕЛОВЫХ ФОСФОРИТОВ ВОЛЫНО-ПОДОЛЬСКОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Меловые отложения Волыно-Подольского окончания Восточно-Европейской платформы и сопредельной части Предкарпатского прогиба, развитого на платформенном основании, характеризуются наличием в их составе определенных литологических типов фосфоритов, а также фосфатизированных карбонатных и кремнистых пород с широким распространением фосфатизированных фаунистических остатков. В то время, как описанию подольских фосфоритов венда и их переотложенных разностей, входящих в состав базального слоя меловых отложений, посвящена довольно обширная литература [6, 11, 12], коренные фосфориты и фосфатизированные породы мела этой обширной территории исследованы весьма слабо. Оставались неизученными их литология, минералогия, фациальная принадлежность, условия формирования, особенности распространения их скоплений и залежей. В данной статье изложены результаты исследований автором меловых фосфоритов названной территории.

**Фосфоритоносные горизонты.** В разрезе меловых отложений изученной территории установлены четыре самостоятельных фосфоритоносных горизонта: среднеальбский, верхнеальбский, нижнесеноманский и верхнесеноманский. Каждый из них характеризуется определенным парагенезисом пород, наличием литологических типов фос-

форитов, фосфатизированных осадочных образований и фаунистических остатков (тафоценоз).

Среднеальбский фосфоритоносный горизонт (0,1–0,4 м) охватывает базальный слой псаммито-псефитовых пород среднего альба, развитых на Тернопольском Приднестровье (села Худыковцы, Пылычче, Самушин и др.) [7]. Слагающие его породы, как правило, приурочены к широким углублениям в домеловом фундаменте. Отдельные формы такого типа, осложняющие дно мелководного моря, служили своеобразными морфологическими ловушками перемытых течениями песчаных фосфоритов и фосфатизированного ракушечного тафоценоза. Наличие этого горизонта на Подолье в составе палеонтологически охарактеризованных отложений среднего альба имеет важное познавательное значение. Его развитие определяет время начала процесса фосфатонакопления в мезозое–кайнозое в пределах рассматриваемой обширной территории, слагающей в мелу центрально-европейскую континентальную окраину Мезо-Тетиса.

Фосфориты этого горизонта представлены ракушечным и песчаным желваковым литологическими типами, песчаниками с фосфатно-карбонатным цементом. В подчиненном количестве присутствуют обломки фосфатизированной древесины и зубы эласмобранхий.

Верхнеальбский фосфоритоносный горизонт (0,2–0,5 м) приурочен к базальному слою верхнеальбских отложений, которые представлены глауконит-кварцевыми песками, гравийниками и конгломератами, сложенными кристаллическими и осадочными породами домелового возраста. В составе пород этого горизонта принимают участие как коренные меловые фосфориты, так и переотложенные фосфориты вендского возраста. Первые из них представлены песчаными желваковыми и губковыми разновидностями, формирование которых связано с богатым накоплением фосфатов и их вторичным перераспределением в осадках позднеальбского бассейна. Переотложенные вендские фосфориты характерной шарообразной формы, обладающие радиально-лучистым строением конкреций, представляют собой продукты сепарации глубоко выветрелых древних глинистых толщ, обогащенных органическим веществом (миньковецкий горизонт). Во время альбской трангрессии вдольбереговые течения "сгрузили" конкреции в широких впадинах, что обусловило формирование локальных богатых скоплений и известных залежей на Среднем Приднестровье.

Анализ пространственного развития названных типов фосфоритов показал, что в отношении времени накопления их в бассейне наблюдается слияние лиофаций как коренных, так и переотложенных разностей. В латеральном отношении переотложенные фосфориты венда приурочены к отложениям литорали, в то время как коренные меловые фосфориты прослеживаются в более глубоководных шельфовых осадках бассейна.

Нижнесеноманский фосфоритоносный горизонт (0,2–0,4 м) приурочен к фациально разным осадочным образованиям нижнего сеномана. Так, в пределах Невицкого-Нижневского фосфоритоносного района (Приднестровье) он прослеживается в разрезе нижнесеноманских глауконит-кварцевых песков, слагая нижний промышленный слой желваковых фосфоритов (Невицкое месторождение и др.). В буковинско-покутской части Предкарпатского прогиба скважинами были вскрыты известковистые спонголиты нижнего сеномана, содержащие мелкие желваки фосфоритов (скв. Красногородск-1, глубина 1522–1524 м, и др.).

На Среднем Приднестровье (междуречье рек Студеница и Калюс) в составе нижнесеноманской песчано-гезовой толщи нами обнаружено два уровня фосфатонакопления, связанные соответственно со слоем кристобалит-халцедоновых гез и спонголитов и со слоем кварц-глауконитовых и глауконитовых песков.

В составе фосфоритов нижнесеноманского горизонта установлены следующие их литологические разновидности: желваковые, ракушечные, губковые, копролитовые, наряду с которым часто отмечаются фосфатодержащие остатки рыб.

Верхнесеноманский фосфоритоносный горизонт (0,2–0,5 м) на большей части территории Волыно-Подолья прослеживается в подошве слоя верхнесеноманских детритовых иноцерамовых известняков. Лишь на Могилевско-Подольском Приднестровье

фосфориты, принадлежащие к этому горизонту, прослеживаются в средней части слоя.

В петрографическом отношении фосфориты верхнесеноманского горизонта подразделяются на две основные разновидности: с кластогенной и органогенной структурами. Типичными представителями последних являются фосфориты, слагающие верхний промышленный слой Незвисского месторождения (фосфатизированные губки и др.), залегающие изредка в виде фосфоритной плиты.

К своеобразным верхнесеноманским фосфатным образованиям относятся фосфатизированные детритовые иноцерамовые известняки с содержанием  $P_2O_5$  1–6%, образующие хорошо выдержаный слой (0,5–1,0 м). Они широко распространены на большей части юго-запада Восточно-Европейской платформы и в прилегающих к ней районах Западно-Европейской платформы (бассейн р. Вислы) и Предкарпатского прогиба. Повышенное содержание  $P_2O_5$  в известняках обусловлено не только наличием в них зерен и редких желваков фосфоритов, но и развитием тонкой импрегнации фосфатами основной массы карбонатного материала. Это проявляется в виде характерной инкрустации стенок пор в породе и, в частности, фибр разрушенного приматического слоя иноцерамов, а также мелкой вкрапленности фосфатного вещества.

**Литологические типы фосфоритов.** Изучение вещественного состава и структурно-текстурных особенностей меловых фосфоритов позволило выделить среди них следующие литологические типы: ракушечный, губковый, желваковый, фитоморфный и копролитовый.

К ракушечным фосфоритам относятся фосфатизированные остатки ископаемой фауны, обладающей при жизни карбонатным скелетом (двухстворчатые, брюхоногие, головоногие). Среди них различаются две основные разновидности; фосфатные псевдоморфозы замещения и фосфатные псевдоморфозы заполнения. Первые представляют собой продукт метасоматического замещения карбонатной составляющей раковины. Они обнаруживают высокое содержание  $P_2O_5$  (25,9–30,25%) при значительном количестве  $CO_2$  (12,45%), обусловленном примесью карбоната кальция седиментогенной и диагенетической природы. Ракушечные фосфориты заполнения (ядра двухстворчатых аммонитов), повторяющие в морфологическом отношении внешние очертания ископаемых организмов, в структурно-текстурном отношении, а также по петрографическому составу представляют собой фосфатсодержащие стяжения (желваки), ограниченные в своем росте стенками раковины во время формирования фосфоритов. Этот тип соответственно характеризуется меньшим содержанием  $P_2O_5$  (19,5–23,98%) вследствие разубоживания фосфатной породы терригенным материалом.

Губковые фосфориты наряду с ракушечными занимают видное место в составе меловых отложений. Фосфатизированная спонгиофауна часто встречается в фосфоритоносных породах и в ряде мест образует промышленные залежи фосфоритов (Незвисское месторождение и др.). Губковые фосфориты представлены формами различной морфологии и степени сохранности – от хорошо сохранившихся чащевидных, кубковидных, эллипсоидальных размером 1–10 см и более до сильно разрушенных, выступающих в виде обломков песчано-гравийной размерности. Последние до времени наших исследований многими авторами принимались за желваковые фосфориты и были описаны под этим названием. Как показали петрографические исследования, образования этого типа в шлифах под микроскопом обнаруживают характерную спонгиевую структуру. Скелетные формы губок, первично сложенные кремнеземом, полностью замещены фосфатным веществом и, по существу, представляют типичные фосфатные псевдоморфозы замещения.

Горизонты с губковыми фосфоритами, как правило, выдержаны по мощности. Они приурочены к трангрессивным комплексам сеномана. Эти обстоятельства обусловили относительное постоянство химического состава губковых фосфоритов ( $P_2O_5$  – 24,94–27,78%;  $CO_2$  – 4,99–5,80%; F – 2,68–2,78%).

Характерной особенностью ракушечных и губковых фосфоритов является повышенное содержание в них органического вещества, что не отмечается в остальных раз-

новидностях фосфоритов. Ракушечные фосфориты отличаются наиболее высоким содержанием  $C_{\text{орг}}$  (2,1%), в то время как в спикуловых желваковых разностях  $C_{\text{орг}}$  составляет 1,72, в губковых – 1,05%. Соответственно содержание органического вещества в перечисленных разновидностях составляет: в ракушечных – 2,78, в желваковых – 2,3 и в губковых – 1,4%. Повышенное содержание органического вещества можно объяснить "законсервированностью"  $C_{\text{орг}}$  в фосфатизированных остатках моллюсков, которые во время диагенетической переработки были в значительно меньшей степени затронуты вторичными процессами по сравнению с остатками спонгевой фауны.

Желваковые фосфориты в составе альб-сеноманских отложений слагают на первый взгляд доминирующую по распространению разновидность фосфатных образований. Однако детальные микроскопические исследования показали принадлежность этого типа фосфоритов к двум разновидностям. Различаются собственно желваковые фосфориты, представляющие собой песчано-алевритовую породу с фосфатным цементом и обнаружающие кластогенную структуру. Эти типично желваковые фосфориты прослеживаются в базальном слое верхнего альба, а также образуют нижний прошлениный слой Невисского месторождения.

Более широко распространены желваковые фосфориты с органогенной структурой. Они представляют собой либо обломки гравийно-галечной размерности фосфатизированных скелетов губок (спонгиеевые желваки), либо скопления разрушенных спикул губок с примесью зерен глауконита и кварца, сцементированных фосфатным веществом (спикуловые желваки). Желваковые фосфориты относятся к одним из наиболее высококачественных разновидностей. Содержание в них  $P_2O_5$  составляет 20,27–30,36%;  $CO_2$  – 3,82–6,85%; F – 1,67–3,10%.

Фитоморфные фосфориты представляют собой фосфатизированные остатки древесной флоры, обломки которой были снесены с суши в море или захвачены водами во время трансгрессии, охватившей значительные участки платформы. Петрографические исследования показали, что анизотропное микрокристаллическое фосфатное вещество полностью заместило лигнозеллюзу, первично слагающую клетки древесины. Однако в фитоморфных фосфоритах сохранилась первичная клеточная структура дерева, позволяющая определять его палеоботаническую принадлежность. Метасоматическая природа фитоморфных фосфоритов и отсутствие примесей терригенного материала определили наиболее высокую их фосфатность ( $P_2O_5$  – 30,84–31,40%).

Наряду с типичными фосфоритами в изученных альб-сеноманских отложениях почти повсеместно встречаются фосфатные образования, не образующие самостоятельных рудных тел. К ним относятся такие проблематичные формы, как пеллеты, копролиты, фосфатные остатки рыб, фосфатизированные ходы илоедов и пескоедов (ихниевые фосфориты).

Их нахождение в фосфоритоносных альб-сеноманских отложениях раскрывает отдельные стороны условий и механизма накопления фосфатного вещества в осадках и, в свою очередь, проливает свет на палеоокеанологические особенности мелового фосфирообразования.

Литолого-минералогическая характеристика фосфоритов. Изучение минералогии фосфатного вещества рассмотренных типов меловых фосфоритов показало, что породообразующим минералом в них является курскит. В строении биогенных фосфатных образований (обломки костей и зубы рыб) участвует франколит.

Для курскита альб-сеноманских фосфоритов изученного района свойственно изоморфное вхождение карбонат-иона в структуру этого минерала в максимальном количестве (величина  $CO_3/P_2O_5$  достигает 0,21). Соответственно этот минерал характеризуется минимальными параметрами элементарной ячейки, которые, по данным проведенных автором расчетов с помощью ЭВМ, составляют:  $a_0 = 9,28–9,31 \text{ \AA}$ ;  $c_0 = 6,87–6,88 \text{ \AA}$ . Полученные данные соответствуют результатам исследований минералогии курскита фосфоритов из меловых отложений Восточно-Европейской платформы [4, 5].

Изучение инфракрасных спектров фосфатного вещества фосфоритов подтвердило наличие в составе отдельных их литологических разновидностей курскита и франко-лита. На ИК-спектрах курскита отчетливо проявляются полосы поглощения с экстремумами при  $585$ ,  $610$ ,  $1040$ – $1060$   $\text{см}^{-1}$ , вызванные колебаниями аниона  $\text{PO}_4^{3-}$ , а также с экстремумами при  $1430$ ,  $1460$  и  $865$   $\text{см}^{-1}$ , связанные с колебаниями иона  $\text{CO}_3^{2-}$ . Величина отношения амплитуды поглощения карбонат-иона при  $1430$   $\text{см}^{-1}$  и аниона  $\text{PO}_4^{3-}$  при  $610$   $\text{см}^{-1}$  для изученного курскита составляет  $0,85$ – $0,90$ . На ИК-спектрах поглощения франко-лита (остатки костей и зубы альб-сеноманских эласмобранхий из Волыно-Подольской части Мезо-Тетиса) фиксируются полосы  $565$ ,  $573$ ,  $603$ ,  $1040$ ,  $1070$ ,  $1095$   $\text{см}^{-1}$  (колебания аниона  $\text{PO}_4^{3-}$ ) и полосы  $860$ ,  $800$   $\text{см}^{-1}$  (колебание карбонат-иона), а также в области  $720$ – $750$   $\text{см}^{-1}$  (группа  $\text{OH}^?$ ).

С целью изучения структуры породообразующего фосфатного вещества фосфоритов были проведены электронно-микроскопические исследования всех описанных разновидностей. Было доказано наличие микрокристаллического строения фосфатного вещества, обладающего разной степенью структурного совершенства – от колломорфной и глобулярной до кристалломорфной структуры [10].

Наиболее широко развиты фосфориты с кристалломорфным, иолломорфным и переходным (субкристалломорфным и субгранулярным) типами микроструктур. Наряду с ними фосфатное вещество обнаруживает глобулярный, инкрустационный и каркасный типы, спорадически встречается микроструктура бактериоморфного (микробиального) типа.

Среди форм микрокристаллов курскита выделяются три разновидности: пластинчатая, изометрическая и призматическая. Доминирующими кристаллографическими формами являются пинакоид {0001} и гексагональная призма {1010}. К своеобразным микротипам относятся агрегаты каркасного облика, строение которых обусловлено наличием многочисленных мостоподобных элементов, слагающих отдельные спаянные реберные октаэдры или звездчатые постройки. Этот тип структуры обычно характерен для фосфатного вещества, вторично заполняющего каналы спикул кремневых губок.

Бактериоморфная структура фосфоритов проявляется спорадически. Бактериоподобные выделения представлены правильными кокковидными формами размером от  $0,5$  до  $2$   $\mu\text{м}$ . Подобные образования были установлены в губковых силицитах мела Подолья, одновозрастных с изученными нами фосфоритами, и отнесены к иско-паемым сапропитным бактериям (Сеньковский, 1972 г.).

**Генезис фосфоритов.** Фосфориты и фосфатодержащие карбонатные и кремнистые образования альб-сеноманского возраста формировались на обширном шельфе Карпато-Подольской и Молдаво-Буковинской части континентальной окраины Мезо-Тетиса. Фосфатонакопление проходило в основном в пределах внутреннего шельфа мелового Восточно-Европейского бассейна, мористее которого на юго-восток прослеживался бассейн с интенсивным флишобразованием – Карпатская геосинклиналь (рис. 1).

Сложившаяся в меловом периоде на северном полушарии океанологическая обстановка привела к широкому фосфоритообразованию под влиянием апвеллингового эффекта [3]. В пределах изученного региона специфическая географическая ситуация в позднем альбе и на протяжении сеномана (связь окраинного моря с океаном Тетис, географическое положение суши и седиментационного бассейна, наличие направленных ветровых потоков и их влияние на гидродинамику морского водоема и др.) обусловила развитие сезонного Карпато-Подольского апвеллинга, под влиянием которого проходило мощное кремненакопление [8]. Проведенные исследования природы альб-сеноманского фосфоритообразования показали, что развитие этого апвеллинга определило на данной территории и богатое фосфатонакопление, а также формирование повышенного содержания органического вещества. Этот процесс проходил в результате подъема со стороны Карпатского геосинклинального бассейна глубинных океанских вод, богатых биогенами ( $\text{P}$ ,  $\text{Si}$ , нитраты, нитриты и др.), и их разгрузки в шельфовой области, что обусловило высокую продуктивность бассейна (рис. 2). Прилегавшая суши, сложенная

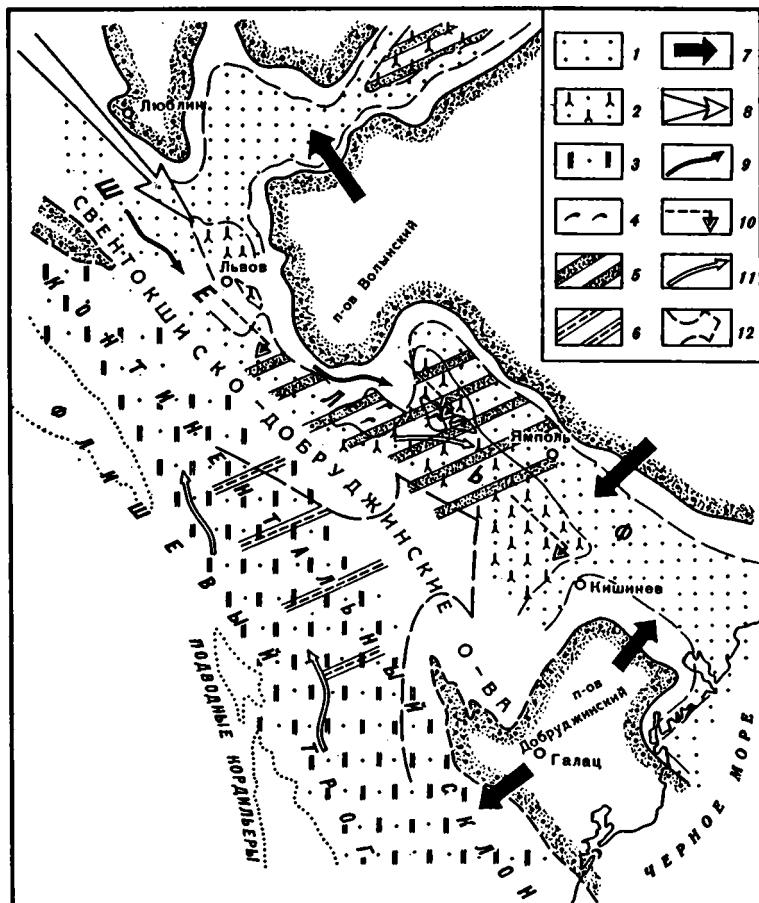


Рис. 1. Схема палеоокеанографической обстановки и ареал фосфатонакопления в позднем альбе–раннем сеномане в районе Карпато-Подольского апвеллинга (по данным [1, 7, 9], и автора)

1 – пески кварцевые и глауконит-кварцевые; 2 – пески кремнистые губковые; 3 – терригенные осадки фильтрового бассейна; 4 – моллюсковые банки; 5 – ареал повышенного фосфатонакопления; 6 – кремненакопление в фильтровом бассейне; 7 – направление основного сноса с материка; 8 – направление доминирующих ветровых потоков; 9 – прибрежные поверхностные течения; 10 – направление сноса поверхностных вод; 11 – донные течения; 12 – предполагаемое размещение основного района сезонного апвеллинга

древними осадочными и кристаллическими породами (острова Волыно-Подольский, Украинского щита и др.), в определенной степени также являлось источником фосфора.

В то время как кремненакоплением были охвачены значительные площади как шельфа, так и континентального склона, фосфатонакопление активизировалось на внутренней части Буковино-Подольского и Росточско-Волынского материкового шельфа.

Изучение эволюции биогенной и хемогенной седиментации в меловом периоде (кремне-, карбонато-, фосфатонакопление, глауконитрообразование), развития во времени отдельных видов организмов с кальциевой и кремниевой функциями, тафоценоз которых подвергся полной фосфатизации, а также прослеживание интенсивности во времени апвеллингового эффекта, позволили выделить в данном бассейне два этапа фосфатонакопления: среднеальбский и позднеальбский–сеноманский.

Среднеальбский этап связан с началом меловой трансгрессии, когда океанские воды захватили лишь отдельные депрессионные участки юго-запада Восточно-Европейской

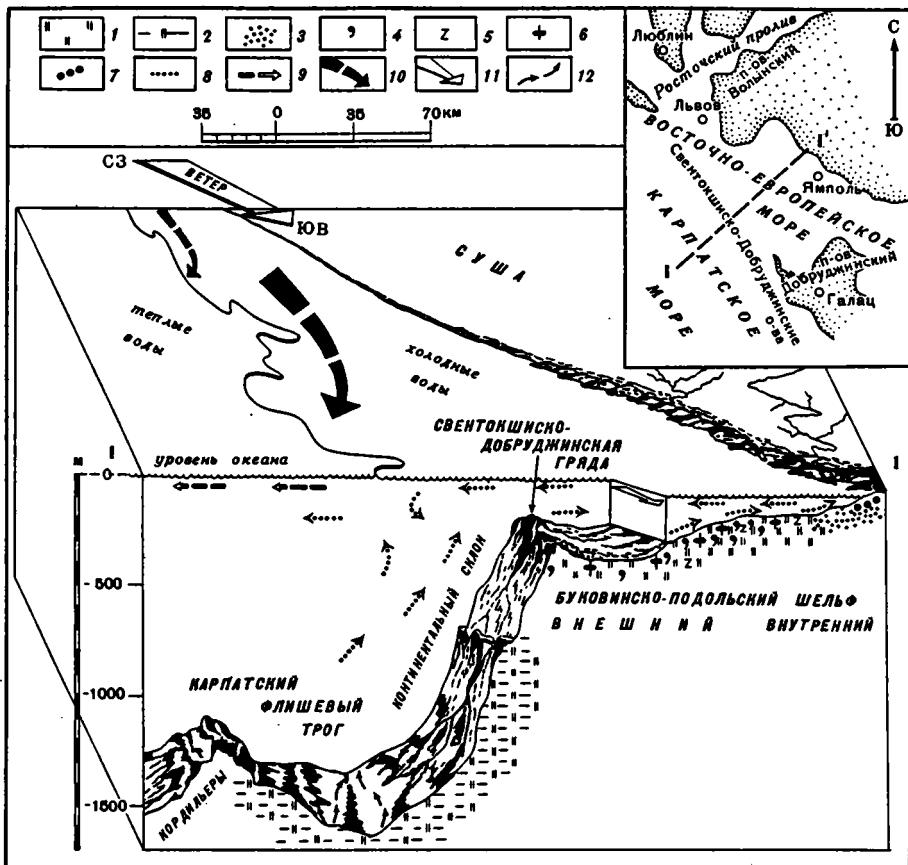


Рис. 2. Гипотетическая модель циркуляции вод и процесса фосфатонакопления в альбе-сеномане на Буковинно-Подольском шельфе Восточно-Европейского моря в районе Карпато-Подольского апвеллинга (использованы модели апвеллинга по Г.Н. Батурину, Т. Гарту и Р. Кюри [2], Ю.Н. Сеньковскому [9] и данные автора)

1 – пески кремнистые губковые; 2 – алеврито-пелитовые кремнистые илы, алевриты и пески; 3 – пески кварцевые, гравий, дресва, галечники; 4 – пески глауконитовые; 5 – фосфатизированные остатки фауны (губки, моллюски и др.), зубы рыб; 6 – фосфатные стяжения; 7 – переотложенные конкреционные фосфориты венда; 8 – подъем в шельфовую область холодных глубинных вод, богатых фосфором и другими биогенами; 9 – направление оттона прибрежных теплых вод; 10 – направление перемещения приповерхностных водных масс под действием эффекта Кориолиса; 11 – дрейфовые течения; 12 – донные течения

платформы. Регрессии, имевшие место в конце среднего–начале позднего альба, почти полностью уничтожили осадки этого времени и лишь крупные формы переотложенной среднеальбской фауны являются свидетелями морского седиментогенеза на данной территории.

Позднеальбский–сеноманский этап фосфатонакопления связан с широким развитием трансгрессии, во время которой проходило образование коренных фосфоритов. Кратко-временные рецесии на границе позднего альба и раннего сеномана, а также в конце раннего сеномана и в позднем сеномане привели к значительному перемыванию и переотложению меловых фосфоритов. С началом этого этапа мы связываем время механического накопления аллотигенных шарообразных фосфоритов венда. Такая палеогидродинамическая обстановка привела к формированию четырех описанных выше фосфоритоносных горизонтов.

Тесная связь изученных фосфоритов с литофациями глауконитовых песков и дитетитовых песчанистых известняков, приуроченных, как правило, к перерывам в осадконакоплении, а также спорадическое нахождение фосфоритов в кремнистых породах подтверждают концепцию Г.Н. Батурина [2] о формировании залежей шельфовых фосфоритов мезозоя–кайнозоя в результате неоднократного размывания древних шельфовых осадков, которое сопровождалось седиментационной сортировкой фосфоритов и формированием фосфоритоносных горизонтов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас палеотранспорта обломочного материала Карпато-Балканской горной системы. 4.1. Титон-нижний мел. М 1:2000000. Варшава: Геологическое изд-во, 1976.
2. Батурина Г.Н. Фосфориты на дне океана. М.: Наука, 1978. 302 с.
3. Батурина Г.Н., Покрышкин В.И., Апвеллинг и фосфоритообразование // Океанология. 1980. Т. XX, вып. 1. С. 87–95.
4. Блисковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16–36.
5. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 306 с.
6. Виржаківський Р.Р. Геологічна мапа України, планшети ХХVI-6, ХХVII-6 (Наддністрянщина: Могилів-Ямпіль). Київ, 1933. 220 с.
7. Пастернак С.І., Гавришишин В.І., Гінда В.А. і ін. Стратиграфія і фауна крейдових відкладів заходу України. Київ: Наук. думка, 1968. 272 с.
8. Сеньковский Ю.Н. Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. Киев: Наук. думка, 1977. 128 с.
9. Сеньковский Ю.Н. Карпатский меловой апвеллинг и седиментогенез // Материалы XI конгр. Карпато-Балканской геологической ассоциации: Литология. Киев: Наук. думка, 1980. С. 170–178.
10. Сеньковский А.Ю. Электронно-микроскопическое исследование шельфовых фосфоритов мела Вольнино-Подолья и Предкарпатья // Геол. журн. 1982. № 4. С. 127–131.
11. Фурман Е.П. О минералогии фосфоритовых месторождений Приднестровья // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954. Кн. 1. С. 55–116.
12. Чирвинский В.Н. Фосфориты Украины // Материалы по изучению естественно-производительных сил России. Петроград, 1919. № 30. 52 с.

УДК 553.64+549.753.1 (265.4)

В.В. Гусев

## О ФОСФАТНОМ ВЕЩЕСТВЕ НЕКОТОРЫХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ФОСФОРИТОВ ЯПОНСКОГО МОРЯ

К настоящему времени фосфориты в Японском море найдены на поверхности крупных подводных возвышенностей и на их склонах в составе склоновых осипей [1, 2, 10–12]. Преимущественные глубины современного распространения фосфоритов колеблются от нескольких сотен до 1,5–2 тыс. м. Все известные разновидности фосфоритов и фосфатных пород можно разделить на четыре типа: желваки, остроугольные обломки твердых фосфоритов, слабоконсолидированные фосфориты и фосфатодержащие осадочные породы.

Наиболее распространенными и представляющими наибольший практический интерес являются фосфориты первого и второго типов. Эти разности различаются между собой не только своим внешним видом и особенностями внутреннего строения, но и характером залегания. Фосфатные желваки, распространенные в основном на возвышенностях Ямато, были драгированы из коренных пород неогена. Обломки же твердых фосфоритов подняты драгами и дночерпательями явно из вторичных залежей. Совместно с ними поднимались обломки подстилающих коренных пород различного состава, обломки рыхлых пород неогена и четвертичные осадки. Слабоконсолидиро-

Таблица 1

Химический состав фосфоритов Японского моря, %

Компонент	Желваковые конкреции				Твердые фосфориты				Слабо консолидированные фосфориты	
	1808	2140	2164	1441	1606	1860	1876	1630	2267	2268
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	30,64	29,66	28,68	29,05	25,15	25,93	27,26	28,84	28,56	23,07
SiO <sub>2</sub>	1,22	Не опр.	Не опр.	4,33	8,00	11,62	8,80	8,25	8,43	14,88
CaO	46,56	Не опр.	Не опр.	43,29	39,83	39,01	40,02	42,52	44,86	37,85
MgO	4,61	1,35	1,26	3,84	1,42	1,49	3,87	2,81	1,52	2,02
FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,53	1,40	1,70	1,93	3,44	3,86	4,02	2,66	2,80	6,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,91	0,67	1,62	1,99	2,41	1,94	2,62	2,00	2,50
MnO	0,04	Не опр.	Не опр.	0,87	1,22	0,06	0,02	0,09	Не опр.	Не опр.
TiO <sub>2</sub>	0,03	Не опр.	Не опр.	0,06	0,09	0,14	0,07	0,08	0,09	0,11
CO <sub>2</sub>	5,12	5,31	4,74	4,10	5,08	3,29	3,55	6,58	3,74	3,24
ППП	11,12	Не опр.	Не опр.	11,68	14,29	10,37	10,48	9,06	Не опр.	Не опр.
F	2,26	Не опр.	Не опр.	2,15	3,22	3,18	2,88	2,42	2,50	1,62
Na <sub>2</sub> O	0,90	Не опр.	Не опр.	1,36	1,52	1,22	0,90	Не опр.	Не опр.	Не опр.
K <sub>2</sub> O	0,27	Не опр.	Не опр.	0,31	0,52	0,80	0,60	Не опр.	Не опр.	Не опр.
S <sub>общ</sub>	0,87	Не опр.	Не опр.	0,68	0,66	0,58	0,68	0,65	Не опр.	Не опр.
Σ <sub>I</sub>	101,26	—	—	101,17	100,71	100,09	101,17	99,62	—	—
[O <sub>2</sub> =F]	0,95	Не опр.	Не опр.	0,91	1,36	1,34	0,91	Не опр.	1,05	0,68
[O <sub>2</sub> =S]	0,43	Не опр.	Не опр.	0,34	Не опр.	Не опр.	0,34	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Σ <sub>II</sub>	99,88	—	—	99,92	99,39	98,75	99,58	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	15,45	16,8	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,81	11,68	7,19
лимон. р-мый										
Y × 10 <sup>4</sup>	108	Не опр.	162	Не опр.	Не опр.	70	26	Не опр.	1	56
Rb × 10 <sup>4</sup>	2	Не опр.	17	Не опр.	Не опр.	10	61	Не опр.	22	27
Sr × 10 <sup>4</sup>	2079	Не опр.	2367	Не опр.	Не опр.	1398	1480	Не опр.	1664	1253
Zr × 10 <sup>4</sup>	78	Не опр.	106	Не опр.	Не опр.	88	88	Не опр.	108	68
Ba × 10 <sup>4</sup>	1096	Не опр.	96	Не опр.	Не опр.	311	148	Не опр.	91	642

Примечание. Анализы образцов выполнены в Примкнил ГИГХС и ТОИ ДВНЦ АН СССР

ванные фосфориты обнаружены на Восточно-Корейской возвышенности совместно с твердыми фосфоритами также, видимо, во вторичном залегании. Наконец, фосфаты содержащие осадочные породы найдены на возвышенностях Оки и Восточно-Корейской в коренном залегании. Возможно, что они распространены более широко, но не были обнаружены из-за малого количества проведенных анализов.

Желваки, найденные на возвышенности Ямато, содержат 29–31% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Они имеют уплощенную, лепешковидную, линзовидную форму. В плане округлые, овальные, реже неправильные. Диаметр их плоского основания от 1–2 до 15–20 см, при толщине от 0,2 до 4 см. На нижней стороне крупных желваков наблюдаются сосцевидные выросты. На противоположной стороне иногда видны следы жизнедеятельности донных организмов и остатки прикрепленных водорослей. В большинстве случаев поверхность желваков неровная, шероховатая. Налеты гидроокислов железа и марганца отсутствуют. Описываемые образования не окатаны, краевые части их иногда очень тонкие и, несмотря на хрупкость, не нарушены. Это является еще одним свидетельством того, что они не испытали переотложения. В строении выделяется центральная часть – ядро и окаймляющая его часто слоистая периферическая зона. Ядро округлой формы сложено плотным темно-коричневым фосфатом. Обычно в ядре отмечаются фосфатизированные остатки макро- и микрофауны: кости позвоночных, фораминиферы, раковины моллюсков. В периферической зоне в массе фосфатного цемента постоянно просматриваются слепки створок диатомей различной сохранности, зерна глауконита и до 1% тонкоалевритового терригенного материала. Отношение CO<sub>2</sub>:P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,165–0,179; F:P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,074 (табл. 1).

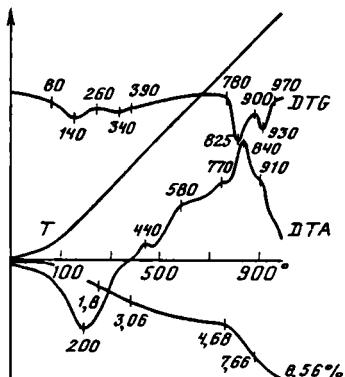


Рис. 1. Термограмма желваково-  
го фосфорита

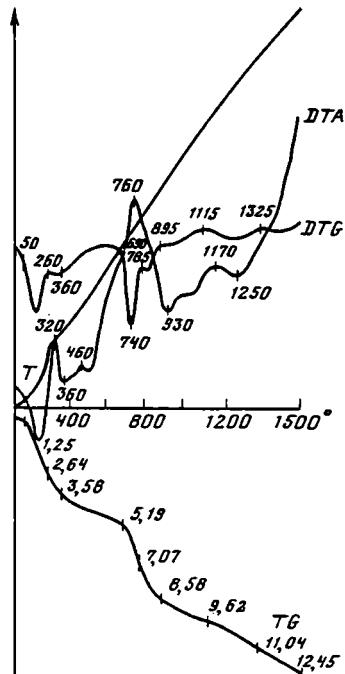


Рис. 2. Термограмма твердого  
фосфорита

На рис. 1 представлена термограмма образца 1808, обработанного хлористым аммонием для устранения карбонатных минералов [7]. Термический анализ выполнен на дериватографе системы Паулик, Паулик и Эрдеи, фирмы МОМ. Условия съемки: навеска – 1110 мг, чувствительность весов (ТГ) – 200 мг, ДТГ – 1/5, ДТА – 1/2, скорость нагрева – 10 град/мин, эталон – окись алюминия, прокаленная до 1500° С. Конечная масса пробы – 1015 мг. Быстрая потеря массы в интервале температур 80–260° сопровождается эндотермическим эффектом и связана с потерей образцом адсорбированной воды. Дальнейшая потеря массы до температуры 780° связана с несколькими процессами. В их числе выгорание органики, возгонка серы и потеря структурно-свободной воды [4]. С 780 до 1000° происходит потеря углерода из структуры фосфата. В этом интервале температур на кривой ДТГ отчетливо проявлены два интенсивных прогиба; 780–900 и 900–1000°. Первому прогибу соответствует потеря массы по кривой ТГ 2,98%, второму – 0,9%. Суммарная потеря карбоната от температуры 780 до 1000° составляет 3,88%. На кривой ДТА в этой области температур наблюдается мощный экзотермический эффект перестройки структуры карбонатфторапатита во фторапатит с максимумом развития при 840° и два небольших положительных перегиба кривой ДТА при 770 и 910°.

Наличие ряда ступеней декарбонатизации фосфатного вещества свидетельствует, по-видимому, о существовании в желваковых фосфоритах нескольких генераций фторкарбонатапатита, различающихся температурой декарбонатизации, а также температурой максимумов и величиной экзотермических процессов перестройки структуры.

На склонах подводных возвышенностей Восточно-Корейской, Криштофовича, Ульяндо значительное количество (иногда до 80% твердого материала, поднятого драгой или дночерпательем) составляют остроугольные обломки твердых фосфоритов с содержанием  $P_2O_5$  25–29%. Размеры обломков от 3 до 20 см в поперечнике. В работах, посвященных фосфоритам Японского моря [1, 2, 12], эта разновидность фосфоритов называется "фосфатизированные диатомиты". Мы считаем это название не

совсем удачным, поскольку остатки диатомовых присутствуют во всех типах фосфоритов Японского моря. Кроме того, не установлено, что фосфатизации подвергались именно диатомиты, а не другие разности пород, в состав которых входили остатки диатомовых водорослей. Данные фосфориты твердые, весьма прочные. Обломки обычно массивной текстуры, иногда тонкослоистые, реже брекчевые. Наиболее крупные обломки таких фосфоритов на одной из сторон обычно имеют характерную округлую, гладкую, "почковидную" поверхность. Это позволяет предположить, что такие обломки являются секторами разрушенного овального тела мощностью до нескольких десятков сантиметров. Обломки покрыты тонкой черной корочкой гидроокислов железа и марганца. Под микроскопом в фосфатной массе местами видны отпечатки створок диатомей. Фосфориты содержат терригенную примесь кварца, полевых шпатов, слюд, плагиоклаза от тонкоалевритовой до грубопсаммитовой размерности. Иногда встречаются обломки гранитоидов и терригенных пород с глауконитом. Глауконит образует несколько генераций. Наряду с зернами терригенного глауконита отмечается глауконит, который заполняет остатки раковин диатомей и другие пустоты в фосфорите, а иногда выполняет трещинки, секущие фосфат. Наблюдаются псевдоморфозы фосфата по глаукониту. Отношение  $F:P_2O_5$ , по данным химических анализов, находится в пределе от 0,06 до 0,08;  $CO_2:P_2O_5$  – от 0,13 до 0,16.

Термограмма твердого фосфорита представлена на рис. 2. В качестве эталона использовалась окись алюминия, предварительно прокаленная до  $1500^{\circ}C$ . Условия съемки следующие: навеска – 1060 мг, чувствительность TG – 200 мг, DTG – 1/2, DTA – 1/2, скорость нагрева – 3,75 град/мин. Конечная масса – 929 мг. Адсорбированная вода удаляется при нагревании фосфорита в интервале температур от 50 до  $260^{\circ}C$  с резким перегибом кривой DTG и значительным эндотермическим эффектом. При дальнейшем нагревании происходит выгорание органики, возгонка серы и потеря структурно-свободной воды. Суммарная потеря массы при температуре от 260 до  $690^{\circ}C$  составляет 2,55%. В области температур от 690 до  $1115^{\circ}$  происходит потеря карбоната. На кривой DTG в этом интервале температур отчетливо выделяются три ступени. Первая ступень ( $690$ – $785^{\circ}$ ) характеризуется глубоким прогибом кривой DTG с минимумом  $740^{\circ}$ . Ей соответствует потеря массы по кривой TG 1,88% (от 5,19 до 7,07%). Вторая ступень ( $785$ – $895^{\circ}$ ) характеризуется несколько меньшей скоростью выделения карбоната, что проявляется на выполнении кривой TG и значительно меньшим прогибом DTG. Потеря массы составляет 1,51% (7,07–8,58%). Эти ступени декарбонатации сопровождаются экзотермическими эффектами перестройки кристаллической решетки фторкарбонатапатита во фторапатитовую с максимумом развития  $760^{\circ}C$ . При дальнейшем нагревании от 895 до  $1115^{\circ}$  удаляются остатки карбоната в количестве 1,04% (от 8,58 до 9,62%). Общее количество карбоната в пробе, определенное по потере массы от 690 до  $1115^{\circ}C$ , составляет 4,43%. Начиная с  $1115$  и до  $1500^{\circ}$  происходит потеря фтора. Его количество в пробе 2,83% (12,45–9,62%). В ИК-спектрах прокаленных фосфоритов (рис. 3) видно, что при прокаливании вещества до  $1000^{\circ}C$  удалена из структуры большая часть карбонатиона, интенсивность колебаний  $1430$  и  $1460\text{ cm}^{-1}$  резко снижается; при прокаливании до  $1500^{\circ}C$  весь карбонат исчезает.

По данным рентгено-структурного анализа, выполненного на дифрактометре ДРОН-2, фосфатный минерал кристаллизуется в гексагональной сингонии,  $a = 9,32\text{ \AA}$ ,  $c = 6,90\text{ \AA}$  (табл. 2). Средний показатель преломления, измеренный в иммерсионных жидкостях, 1,594. Таким образом, по своим характеристикам фосфатный минерал относится к группе франколита.

При прокаливании до  $1500^{\circ}C$  минерал приобретает структуру фторапатита:  $a = 9,35\text{ \AA}$ ,  $c = 6,88\text{ \AA}$ , средний показатель преломления 1,64.

При детальных исследованиях Восточно-Корейской возвышенности были обнаружены довольно мягкие слабоконсолидированные фосфориты. Встречены они в виде отдельных обломков до 10 см в поперечнике. В отличие от твердых фосфоритов эти разности округлые, без острых граней, не покрыты железомарганцевой коркой. Иногда

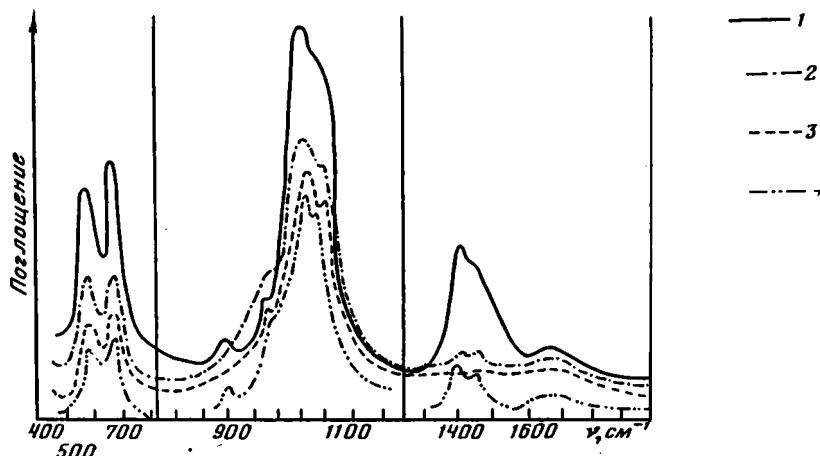


Рис. 3. ИК-спектры твердого фосфорита при нагревании

1 – исходный образец; 2 – прокаленный до 1000 °С; 3 – прокаленный до 1500 °С; 4 – прокаленный до 340 °С

они пронизаны ходами илоедов. Цвет от светло-серого до светло-коричневого. Содержание  $P_2O_5$  от 23 до 29%. Они, так же как и описанные типы фосфоритов, состоят из преимущественно изотропной массы фторкарбонатапатита, но несколько более светлой окраски. Признаки первичных илов или пород здесь проявляются отчетливее: почти во всех участках шлифа видны слепки створок диатомей, спикул губок, радиолярий, реже фораминифер. Так же присутствует примесь терригенных компонентов с глауконитом. Отношение  $CO_2 : P_2O_5$  от 0,131 до 0,140;  $F : P_2O_5$  от 0,07 до 0,087.

Таблица 2

Рентгенометрическая характеристика фосфата твердых фосфоритов Японского моря

hkl	d, Å		$I/I_0$	hkl	d, Å		$I/I_0$
	эксперимен- тальные	вычислен- ные			эксперимен- тальные	вычислен- ные	
200	4,07	4,04	5	402	1,74	1,74	12
111	3,87	3,86	6	004	1,72	1,73	13
002	3,42	3,45	31	322	1,63	1,63	5
102	3,17	3,18	11	313	1,60	1,60	1
210	3,05	3,05	14	420	1,53	1,52	4
211	2,79	2,79	100	331	1,52	1,51	4
300	2,70	2,69	53	214	1,50	1,50	4
202	2,62	2,62	24	502	1,46	1,46	8
301	2,50	2,51	4	510	1,45	1,45	11
212	2,28	2,29	13	323	1,44	1,44	9
310	2,24	2,24	26	511	1,42	1,42	7
302	2,12	2,12	12	413	1,40	1,40	3
113	2,06	2,06	4	314	1,37	1,37	21
400	2,02	2,02	2	431	1,30	1,30	3
203	1,99	2,00	4	423	1,27	1,27	4
222	1,93	1,93	21	215	1,26	1,26	8
312	1,88	1,88	13	305	1,23	1,23	9
213	1,83	1,84	30	611	1,21	1,21	4
321	1,79	1,79	12	504	1,18	1,18	4
410	1,76	1,76	12	440	1,16	1,16	2

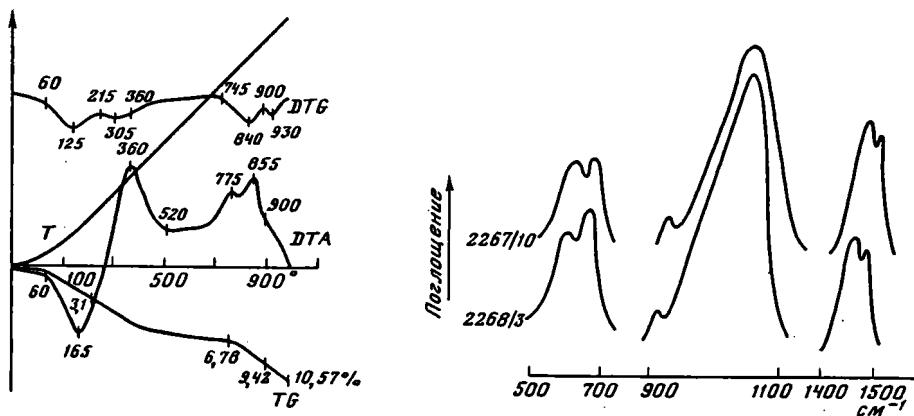


Рис. 4. Термограмма слабоконсолидированного фосфорита

Рис. 5. ИК-спектры слабоконсолидированных фосфоритов

Термограмма этого фосфорита (обр. 2267), обработанного хлористым аммонием, представлена на рис. 4. В качестве эталона использовалась прокаленная до 1500 °С окись алюминия. Начальная масса пробы 870 мг, конечная 778 мг. Чувствительность TG 200 мг, DTG 1/5, DTA 1/2. Скорость нагрева 10 град./мин. Потеря адсорбированной воды в количестве 3,1% происходит при нагревании пробы от 50 до 215° и сопровождается значительным эндотермическим эффектом. Потеря массы при температуре от 215 до 745° составляет 3,68%, что значительно больше, чем в описанных выше типах фосфоритов. Экзотермический эффект с максимумом развития при 360° обусловлен выгоранием органики и, возможно, окислением двухвалентного железа. Процесс декарбонатизации фосфата проходит в два этапа. Первый этап (от 745 до 900 °С) характеризуется глубоким прогибом кривой DTG и потерей массы в 2,64%. Второй этап (от 900 до 1000 °С) с меньшим прогибом кривой DTG и потерей массы 1,15%. Суммарная потеря массы при температуре от 745 до 1000° составляет 3,79%. Химическим анализом определено количество CO<sub>2</sub> в пробе 3,74%. На кривой DTA в этой области температур наблюдаются два ярко выраженных экзотермических пика с максимумами при 775 и 855 °С и перегиб кривой DTA при 900 °С. ИК-спектры слабоконсолидированных фосфоритов в целом схожи с описанными выше спектрами и отличаются лишь несколько большей шириной пиков (рис. 5). Средний показатель преломления фосфата 1,596.

Представляет интерес обнаруженная на Восточно-Корейской возвышенности фосфатсодержащая глауконит-глинистая порода с 6–7% P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Она хрупкая, легко ломается, рассыпается. Порода содержит много остатков организмов: спикул, губок, створок, диатомей различной сохранности, реже радиолярий и фораминифер. Терригенная примесь зерен кварца, плагиоклаза, полевых шпатов обычно содержится в небольшом количестве. Содержание глауконита достигает 15%. Зерна его в основном округлой формы, величиной до 1–1,5 мм в поперечнике. Во многих крупных зернах видны трещины синерезиса. Рентгеновским анализом установлено в глауконите наличие монтмориллонитовых слоев. Фосфат присутствует в цементе породы и в незначительной степени замещает органические остатки.

Таким образом, на некоторых возвышенностях Японского моря фосфат кальция, начиная концентрироваться в виде цемента органогенно-глинистых осадков с высоким содержанием глауконита, в ряде случаев в результате диагенетического перераспределения вещества образует весьма богатые фосфориты. Более поздние процессы гидродинамической и тектонической природы приводят к образованию скопления фосфоритов на отдельных участках морского дна.

Фосфатный минерал всех разновидностей фосфоритов Японского моря имеет фторкарбонатапатитовый состав и является промежуточным по своим характеристикам между курситом и франколитом, по классификации Г.И. Бушинского [8], или относится к группе франколита, по В.З. Блесковскому [3]. Причем в фосфоритах Японского моря по положению термических эффектов установлены две генерации фосфата кальция. Первая, с максимумом на кривой ДТА от 760 до 775 °С, преобладает в твердых фосфоритах и минимальна в желваковых. А вторая, с максимумом развития экзотермического эффекта 840–885 °С, преобладает в желваковых фосфоритах и минимальна в твердых.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берсенев И.И., Гусев В.В., Школьник Э.Л. О находке фосфоритов в Советской экономической зоне Японского моря // Тез. докл. на 5-й Всесоюз. школе по морской геологии. М., 1982. Т. 3. С. 129–130.
2. Берсенев И.И., Школьник Э.Л., Гусев В.В. Фосфориты дна Японского моря // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 397–409.
3. Блесковский В.З. О курсите и франколите // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 3. С. 75–84.
4. Блесковский В.З. Минералогическая природа фосфатов кальция фосфоритов // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука, 1979. С. 16–36.
5. Блесковский В.З., Батурина Г.Н., Кузьмина Т.С. О фосфатном веществе некоторых фосфоритов со дна океана // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 3–9.
6. Блесковский В.З., Колесникова В.М., Кузьмина Т.С. О фосфатах кальция из фосфоритов на севере Советской Прибалтики // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 2. С. 81–87.
7. Блесковский В.З., Залавина Т.П., Фридман Н.Г. К методике глубокой очистки фосфатов фосфоритов // Пром-сть горнохим. сырья: Реф. сб. 1979. Вып. 2. С. 15–17.
8. Бушинский Г.И. О минералогии и классификации фосфоритов в связи с использованием их в сельском хозяйстве // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1954. № 1. С. 3–12.
9. Вейдерма М., Кнубовец Р. Исследование фосфатного вещества оболовых фосфоритов методом инфракрасной спектроскопии // Изв. АН ЭССР. Хим., геол. 1972. Т. 21, № 1. С. 57–61.
10. Гусев В.В. Разновидности фосфоритов Японского моря и элементы их генезиса // Тихий океан, геофизика, геохимия, минеральные ресурсы: Тез. докл. 1-й Тихоокеан. школы по морской геологии и геофизике. Владивосток, 1983. С. 24–25.
11. Гусев В.В., Толок К.П., Плисс С.Г. О фосфоритах Японского моря // Тез. докл. 2-го съезда океанологов. Севастополь, 1982. Вып. 8, ч. 1. С. 50–51.
12. Липкина М.И., Школьник Э.Л. Фосфориты подводного вулкана Ченцова в Японском море // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 1. 217 с.
13. Озеров Р.П., Гриншпан Л.Б., Бушинский Г.И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1956. Ч. 85, № 3. С. 303–309.
14. Столповская В.И., Занин Ю.Н. Структурные особенности малокарбонатных фторгидроксилапатитов по данным инфракрасной спектроскопии // Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск: Наука, 1979. С. 29–34.

УДК 553.64.042

С о к о л о в А.С. Важнейшие проблемы фосфатной геологии // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Несмотря на значительные запасы фосфатов, положение с обеспечением потребностей в этом сырье напряженное. Одна из причин – низкое качество большей части руд, что определяет геолого-технологические их исследования как одну из главных проблем развития фосфатно-сырьевой базы. Важной проблемой является расширение поисков и, главное, повышение их эффективности, для чего необходим крупномасштабный прогноз. Необходимо внести в прогнозные построения по фосфоритам корректировку с учетом теории литосферных плит, продолжить углубленные исследования условий фосфоритообразования.

Библиогр. 20 назв.

УДК 553.64.042:551.76/77 (575.1)

Ш а я к у б о в Т.Ш., М а л м а т и н Г.И., Ю л д а ш е в А.З. и др. Фосфоритовые месторождения мезозоя и кайнозоя Узбекистана // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

С позиций истории тектонического развития территории Узбекистана, осадконакопления в ее пределах и образования осадочных формаций освещены вопросы размещения месторождений и проявлений мезозойских и кайнозойских фосфоритов. Охарактеризованы развитые в Узбекской ССР типы фосфоритов мезозойского и кайнозойского возраста и их перспективность, приведены прогнозные ресурсы фосфоритовых месторождений.

Ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 553.64.06

К р а с и л ь н и к о в а Н.А. Генетические типы фосфоритовых месторождений // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены и сопоставлены геолого-технологические характеристики основных литогенетических типов руд промышленных месторождений фосфоритов. Показано, что размер фосфоритоносного бассейна, характер и особенности размещения в его пределах месторождений, состав и степень диагенетических преобразований слагающих их фосфоритовых руд определяются палеотектоническими и палеофациальными условиями. Последующие этапы развития бассейна, связанные с тектономагматической деятельностью, в значительной мере определяют степень эволюции катагенетических, метаморфических и гипергенных процессов, влияющих на качество и технологические свойства фосфоритовых руд. Установлено, что для разных структурно-тектонических областей направленность и интенсивность этих процессов различны.

Табл. 3, библиогр. 16 назв.

УДК 553.64.06:551.73

Х о л о д о в В.Н. Проблемы генезиса палеозойских пластовых фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Обсуждена возможность применения гипотез А.В. Казакова и Г.Н. Батурина к генезису древних (палеозойских) пластовых фосфоритов. На основании исследования закономерностей размещения, парагенетических ассоциаций и geoхимических особенностей фосфоритов палеозоя доказано, что актуалистический подход к их генезису не может быть принят.

Ил. 4, библиогр. 94 назв.

УДК 553.64.061:551.263 (47+57)

Я з м и р М.М., Ш у б а к о в Г.Н., С и л а н т ь е в В.Н. и др. Тектонические и палеогеографические условия образования фосфоритоносных формаций СССР // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Тектонические и палеогеографические предпосылки образования фосфоритоносных формаций СССР образуют систему связанных между собой факторов, определяющих место и время формирования фосфоритоносных бассейнов. Показано существенное различие стратиграфического распределения ресурсов фосфоритов в СССР и в мире. Статья написана на основе исследований, связанных с выполнением минерагенической карты СССР масштаба 1:2 500 000.

Библиогр. 11 назв.

УДК 553.64:552.123(53+6)

П о к р ы ш к и н В.И. Зернистые фосфориты Аравийско-Африканской провинции // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Проанализированы закономерности размещения и условия формирования зернистых фосфоритов Аравийско-Африканской провинции. Определены возрастные соотношения основных фосфоритоносных бассейнов. Выделены главные петрографические типы фосфоритов. На основе палеогеографических реконструкций обстановки осадконакопления сделаны выводы о преимущественной приуроченности областей фосфоритонакопления к аравийско-африканским шельфовым зонам Тетиса и Атлантики. Определено положение среднеазиатской среднезоценовой фосфоритоносной провинции как северной шельфовой окраины Тетиса.

Библиогр. 8 назв.

УДК 553.64.061.15:551.464.618'626

Я з м и р М.М. Роль эколого-биогеохимического фракционирования фосфора и углерода в локализации первичных скоплений фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Концентрация фосфатонакопления в различных морских обстановках и на разных этапах развития поверхности Земли объяснена эколого-биогеохимическим фракционированием органогенных фосфора и углерода. Изложены общие принципы действия механизма образования фосфатоносных отложений в условиях мелководного карбонатонакопления и в мезоглубинных условиях платформенного седиментогенеза. Обращено внимание на возможность объяснения эпох фосфоритообразования глобальной дифференциацией органических углерода и фосфора.

Библиогр. 4 назв.

УДК 553.64:551.781.42 (575)

Б о й к о В.С. Условия образования среднезоценовых фосфоритов Средней Азии // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

В основу статьи положены данные о зависимости интенсивности фосфоритообразования от уровня организации и времени существования физико-химических систем. Показано, что в среднезоценовое время (биозона № P14 Discoaster sublodoensis) на территории Средней Азии развивалось четыре типа физико-химических систем осадконакопления: 1) в условиях некомпенсированных прогибов с заражением вод Н<sub>2</sub>, S; 2) в условиях прерывистых в осходящих движениях; 3) в условиях смешения осолоненных вод с фосфатоносными; 4) в субазральных условиях на поднятиях. Первая система формировала желваки, вторая – биоморфные зернистые, третья – оолитовые фосфориты и четвертая – остаточные и галечно-гравийные фосфориты. Масштабы фосфоритообразования контролировались уровнем организации этих систем, который в Средней Азии определялся структурами III порядка.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 553.64.06:552.1 (575)

И л ь я ш е н к о В.Я. Типы фосфоритов Средней Азии // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Охарактеризованы развитые в Средней Азии типы фосфоритов протерозойского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста: микрозернистые, зернистые (детритовые и пеллетовые), желваковые (конкремионные и желваково-ракушечные), галечные, галечниковые, конгломератовые и гравийные. Все выделенные типы фосфоритов четко обособляются на территории Средней Азии. Приведены данные по генезису каждого типа фосфоритов и их перспективности.

Ил. 2, библиогр. 17 назв.

УДК 553.64:552.123

К а р п о в а М.И., Ш м е л ь к о в а Ю.Ф., Ш л я п к и н а Е.Н., С и л а н т ь е в В.Н. Зернистые фосфориты Туаркыра и особенности их вещественного состава // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Приведена минерало-петрографическая характеристика зернистых фосфоритов, в составе которых выделены и описаны различные фосфатные образования: зерна, желвачки, костный детрит. Дано описание породообразующих минералов: фосфата, глауконита, кальцита, пирита, гидроокислов железа, кварца, глинистых алюмосиликатов. По данным физико-химических исследований фосфатный минерал фосфоритов отнесен к гидроксил-сульфатоцер-

жащему фторкарбонатапатиту. Сделан вывод, что фосфориты Туаркыра являются связующим, "переходным звеном" между типичными зернистыми и желваковыми фосфоритами.

Табл. 2, ил. 4, библиогр. 8 назв.

УДК 553.64.042 (575.1)

Ю л д а ш е в А.З. Результаты геологоразведочных работ на Джерой-Сардаринском месторождении // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Дана краткая геологическая характеристика месторождения и условий залегания продуктивных горизонтов. Обобщены результаты геологоразведочных работ, приведены сведения о проведенных горнопроходческих работах. Сравнительно простое строение месторождения позволяет отнести его к I группе по классификации запасов. Выявленные на основании геологических данных запасы по категории  $C_1 + C_2$  составляют 118 млн т  $P_2O_5$ . Исследована возможность комплексного использования фосфоритов месторождения.

Ил. 1, библиогр. 4 назв.

УДК 553.64:550.8 (575.1)

Ф а т х у л л а е в Г.Ф., И б а й д у л л а е в Н.И., Ф е д о р о в А.А. Результаты геологоразведочных работ на Каракатинском месторождении фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Охарактеризовано геологическое строение месторождения, перечислен комплекс поисково-оценочных работ. Дана минерало-петрографическая характеристика зернистых фосфоритов, слагающих продуктивные пласти. Запасы фосфоритовых руд оценены по категориям  $C_2 + P_1$  в количестве 400 млн т руды или 70–75 млн т  $P_2O_5$ .

Ил. 1.

УДК 553.64 : 552.123 (575.1)

С т р е н а к о в А.П. Редкие и рассеянные элементы в зернистых фосфоритах Центральных Кызылкумов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Приведены результаты количественного определения ряда редких и рассеянных элементов в зернистых фосфоритовых рудах Центральных Кызылкумов. Сделан сравнительный анализ содержаний редких и рассеянных элементов в рудах с соответствующими цифрами для зернистых фосфоритов Африкано-Аравийской провинции, а также с кларковыми содержаниями. Отмечено, что на распределение изучаемых элементов большое влияние оказывают процессы эпигенетического изменения фосфоритовых руд.

Табл. 2, ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 553.64 : 550.83/84 (575.1)

Б о л ь ш о в В.А. Радиогеохимические признаки фосфоритоносных отложений Центральных Кызылкумов и их использование при поисках зернистых фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности распределения радиоактивных элементов в фосфоритах и вмещающих их породах, свидетельствующие о возможности применения радиогеохимических исследований при поисках зернистых фосфоритов в условиях Центральных Кызылкумов. Указана задача радиогеохимических исследований в комплексе поисковых работ, разработаны диагностические радиогеохимические признаки фосфоритов и вмещающих пород, используемые для решения этих задач. Оценены масштабы влияния геолого-ландшафтных условий, указана необходимость учета их при радиогеохимических поисках фосфоритов.

Табл. 1, ил. 4, библиогр. 2 назв.

УДК 553.64 : 549 : 622.7 (575.1)

Б л и с к о в с к и й В.З., Ж у р а в л е в а Э.К., М а г е р В.О. Вещественный состав и технологические свойства фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Рассмотрен вещественный состав руд с позиций технологической минералогии, оценены основные минерало-петрографические факторы, определяющие направление обогащения руд месторождения. Изучены структурно-текстурные характеристики руды, природа и особенности фосфатного минерала (фторкарбонатапатита), а также характер минералов-примесей. Подробно исследована гранулометрия руд. Показано, что наиболее перспективным методом обогащения джерой-сардаринских фосфоритов является кальцинирующий обжиг (в сочетании с промывкой).

Табл. 2, ил. 7, библиогр. 6 назв.

УДК 553.64 : 549 : 631.85 (575.1)

Красильников А.Г., Игнатов В.Г., Шубб.Б.И., Бельская Н.П., Ангелов А.И. Вещественный состав и перспективы использования кызылкумских фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Приведены особенности вещественного состава фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения (Центральные Кызылкумы), изменения минерального состава в результате технологического обжига. Рассматриваются возможности использования их в качестве сырья для получения экстракционной фосфорной кислоты и как прямого удобрения в виде фосфоритной муки.

Табл. 3, библиогр. 5 назв.

УДК 622.7 : 622.364 (575.1)

Шинкоренко С.Ф., Михайлов Т.Г., Левкина Т.Т. Разработка технологии обогащения фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Рассмотрена технология обогащения фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения с применением в качестве основной операции кальцинирующего обжига, приведены химический состав продуктов обогащения и технико-экономические данные технологии обогащения, разработанной в ГИГХС.

Табл. 2.

УДК 622.7 : 622.364 (575.1)

Кузовлев А.К. Разработка рациональной технологии обогащения кызылкумских фосфоритов // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Приведена характеристика химического и минерального состава руд кызылкумских месторождений. Показаны основные факторы, определяющие обогатимость данных руд. Преобладающий грубозернистый состав и более высокий удельный вес фосфатных образований в сравнении с тонкодисперсными и менее плотными карбонатными частицами в руде позволяют применять для ее обогащения мокрые гравитационные (плотогравитационные) процессы: тонкую классификацию и собственно гравитационные операции разделения. Дано экспериментальное обоснование возможности и целесообразности применения комбинированных схем обогащения, сочетающих гравитационное обогащение с обжигом гравитационных промпродуктов и последующей шихтовкой гравитационных фосконцентратов с обожженными промпродуктами.

Табл. 8, ил. 2, библиогр. 3 назв.

УДК 622.364.013 + 622.7 : 622.364.013

Левин И.М. Технико-экономическая оценка рациональных способов освоения кызылкумских фосфоритов и их место в общем балансе фосфатного сырья // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Показано, что в покрытии потребностей в фосфатном сырье для производства минеральных удобрений наряду с сырьевыми базами типа алатитов Кольского полуострова и фосфоритного бассейна Карагату должны участвовать месторождения фосфатного сырья с относительно небольшими запасами, освоение которых направлено на обеспечение потребностей собственного региона. Именно к таким относятся месторождения Кызылкумского бассейна. В статье приведены основные технические решения по добыче и обогащению руды Джерой-Сардаринского месторождения и укрупненные технико-экономические показатели его освоения.

УДК 553.64 (474)

Ванчугов В.С. Литолого-фаунистическая зональность фосфоритоносных отложений восточной части Прибалтийского бассейна // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Рассмотрены особенности строения продуктивной толщи в западной и восточной частях бассейна. Описаны типы разрезов, различающиеся по гранулометрическому составу, насыщенности раковинным детритом, распространенности. Различия в характере разрезов продуктивной толщи в западной и восточной части бассейна объясняны палеогеографической обстановкой и тектоническим режимом в момент осадконакопления.

УДК 553.64 : 551.251 (571.5)

Красотов Ю.М. К вопросу об осадочно-метаморфической апатитоносности древних толщ некоторых районов Сибири // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Исследования осадочно-метаморфической апатитоносности древних толщ Юго-Западного Прибайкалья, Алданского и Анабарского щитов выявили многие общие характерные ее черты. Сравнение осадочно-метаморфической апатитоносности древних толщ и фосфоритоносных толщ позднего докембрия и фанерозоя показывает, что по основным закономерностям их размещения они имеют больше сходств, чем принципиальных различий.

Библиогр. 8 назв.

УДК 553.641 : 551.72

Боровская И.С., Юдин Н.И. О некоторых закономерностях строения фосфатоносных углеродисто-сланцевых отложений КМА и других районов докембрия // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Приведено описание вещественного состава, геохимических особенностей, стратиграфического и текстурного положения докембрийских фосфатоносных углеродистых отложений и связанных с ними высокоуглеродистых фосфоритов Кольского полуострова, Подолии, КМА, Енисейского кряжа, формирование которых тесно связано с биологическими процессами бассейнов фосфоритообразования. Аналогичная связь характерна также для таких фосфоритоносных бассейнов, как Караганский, Хубсугульский, Южно-Китайский, Джорджина, Фосфория и др.

Табл. 1, библиогр. 25 назв.

УДК 554.64 (474)

Загураев В.Г., Петров В.М., Хазанович К.К., Чупина Г.И. О хемогенных фосфоритах Прибалтийского бассейна и их генетическом значении // Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

В районе Кингисеппского месторождения ракушечных фосфоритов и на Раквересской фосфоритоносной площади в Эстонии установлен и изучен линзовидный пласт пелитоподобных фосфоритов мощностью до 0,3 м (ПФ), залегающий в контакте оболовых и глауконитовых песчаников тримадокского и аренигского возраста соответственно. Сделан вывод об их образовании в мелководной части эпиконтинентального морского бассейна типа лагуны, на большей площади которого одновременно накапливались глинисто-органические илы ("диктионемовые сланцы"). Образование ПФ происходило в результате выноса фосфатных соединений из глубоководной части бассейна с восстановительной обстановкой и их осаждения на гранище вода—осадок в зоне мелководья в окислительной обстановке.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 10 назв.

УДК 553.64 (575.172)

Месицкий Л.Ю., Шпора Л.Д. О перспективах фосфоритоносности Южного Приаралья// Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

В меловых отложениях восточного склона Султануздага установлены три горизонта галечниковых фосфоритов, которые могут иметь практическое значение. В результате изучения литологии меловых фосфоритов и фациально-палеогеографических построений ставится вопрос о необходимости поисков фосфоритов в палеозойских отложениях Султануздага. В юзеновых отложениях Кокчи встречены фосфоритоносные горизонты, имеющие стратиграфическое, фациальное и формационное сходство с центрально-кызылкумскими зернистыми фосфоритами, что дает предпосылки возможности находки зернистых фосфоритов в Южном Приаралье.

Ил. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 553.64 : 551.763 (477.8)

Сеньковский А.Ю. Литология и генезис меловых фосфоритов Волынско-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы// Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

В разрезе меловых отложений Волынско-Подолья и смежных районов прослеживаются четыре фосфоритоносных горизонта: среднеальбский, верхнеальбский, нижнесеноманский и верхнесеноманский. Каждый из них представлен определенными литологическими типами фосфоритов. По данным электронно-микроскопических исследований прослежена трансформация фосфатного вещества и установлен ряд присущих ему структур (колломорфная,

глобулярная и т.д.), характеризующих структурно-морфологическое совершенство. На изученной территории фосфатонакопление проходило под влиянием Карпато-Подольского альб-сеноманского апвеллинга. Мощным поставщиком фосфора являлся резервуар Мезо-Тетиса.

Ил. 2, библиогр. 12 назв.

УДК 553.64 + 549.753.1 (265.4)

Гусев В.В. О фосфатном веществе некоторых разновидностей фосфоритов Японского моря// Геологические проблемы фосфоритонакопления. М.: Наука, 1987.

Фосфориты и фосфатные породы Японского моря подразделены на четыре разновидности: желваковые фосфориты, обломки твердых фосфоритов, слабоконсолидированные фосфориты и фосфатсодержащие осадочные породы. Дано их описание и кратко охарактеризованы условия залегания. Приведены данные исследования фосфоритов методами ИК-спектроскопии, рентгено-структурного и термогравиметрического анализов. По термическим характеристикам выделены несколько генераций фосфатного минерала карбонат-фторапатитового состава. Сделан вывод об образовании фосфоритов диагенетическим путем.

Табл. 2, ил. 5, библиогр. 14 назв.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>Предисловие . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>I. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ</b>	
<i>Соколов А.С.</i> Важнейшие проблемы фосфатной геологии . . . . .	4
<i>Шаякубов Т.Ш., Малматин Г.И., Юлдашев А.З., Ильяшенко В.Я., Бойко В.С., Фатхуллаев Г.Ф.</i> Фосфоритовые месторождения мезозоя и кайнозоя Узбекистана . . . . .	10
<i>Красильникова Н.А.</i> Генетические типы фосфоритовых месторождений . . . . .	16
<i>Ходолов В.Н.</i> Проблемы генезиса палеозойских пластовых фосфоритов . . . . .	24
<i>Яэмир М.М., Шубаков Г.Н., Силантьев В.Н., Михайлов А.С., Волков Б.Н.</i> Тектонические и палеогеографические условия образования фосфоритоносных формаций СССР . . . . .	40
<i>Покрышкин В.И.</i> Зернистые фосфориты Аравийско-Африканской провинции . . . . .	46
<i>Яэмир М.М.</i> Роль экологического биогеохимического фракционирования фосфора и углерода в локализации первичных скоплений фосфоритов . . . . .	53
<b>II. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ЦЕНТРАЛЬНО-КЫЗЫЛКУМСКОГО БАССЕЙНА</b>	
<i>Бойко В.С.</i> Условия образования среднезоценовых фосфоритов Средней Азии . . . . .	57
<i>Ильяшенко В.Я.</i> Типы фосфоритов Средней Азии . . . . .	63
<i>Карпова М.И., Шмелькова Ю.Ф., Шляпкина Е.Н., Силантьев В.Н.</i> Зернистые фосфориты Таурыха и особенности их вещественного состава . . . . .	69
<i>Юлдашев А.З.</i> Результаты геологоразведочных работ на Джерой-Сардаринском месторождении . . . . .	78
<i>Фатхуллаев Г.Ф., Ибайдуллаев Н.И., Федоров А.А.</i> Результаты геологоразведочных работ на Каракатинском месторождении фосфоритов . . . . .	81
<i>Стренаков А.П.</i> Редкие и рассеянные элементы в зернистых фосфоритах Центральных Кызылкумов . . . . .	84
<i>Большов В.А.</i> Радиогеохимические признаки фосфоритоносных отложений Центральных Кызылкумов и их использование при поисках зернистых фосфоритов . . . . .	89
<i>Блисковский В.З., Жураевлев Э.К., Мазер В.О.</i> Вещественный состав и технологические свойства фосфоритовых руд Джерой-Сардаринского месторождения . . . . .	96
<i>Красильникова И.Г., Игнатов В.Г., Шуб Б.И., Бельская Н.П., Ангелов А.И.</i> Вещественный состав и перспективы использования кызылкумских фосфоритов . . . . .	104
<i>Шинкоренко С.Ф., Михайлова Т.Г., Левкина Т.Т.</i> Разработка технологии обогащения фосфоритов Джерой-Сардаринского месторождения . . . . .	109
<i>Кузовлев А.К.</i> Разработка рациональной технологии обогащения кызылкумских фосфоритов . . . . .	111
<i>Левин И.М.</i> Технико-экономическая оценка рациональных способов освоения кызылкумских фосфоритов и их место в общем балансе фосфатного сырья . . . . .	121
<b>III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДРУГИХ РЕГИОНОВ СССР И МИРА</b>	
<i>Ванчугов В.С.</i> Литолого-фаунистическая зональность фосфоритоносных отложений восточной части Прибалтийского бассейна . . . . .	124
<i>Красотов Ю.М.</i> К вопросу об осадочно-метаморфической апатитоносности древних толщ некоторых районов Сибири . . . . .	127
<i>Боровская И.С., Юдин Н.И.</i> О некоторых закономерностях строения фосфатоносных углеродисто-сланцевых отложений КМА и других районов докембрия . . . . .	130
<i>Загураев В.Г., Петров В.М., Хазанович К.К., Чупина Г.И.</i> О хемогенных фосфоритах Прибалтийского бассейна и их генетическом значении . . . . .	138
<i>Месицкий Л.Ю., Шпора Л.Д.</i> О перспективах фосфоритоносности Южного Приаралья . . . . .	144
<i>Сенкевич А.Ю.</i> Литология и генезис меловых фосфоритов Волыно-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы . . . . .	149
<i>Гусев В.В.</i> О фосфатном веществе некоторых разновидностей фосфоритов Японского моря . . . . .	156

**2 p. 50 κ.**