

Э.А. ЕГАНОВ

ПРОБЛЕМЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
И РАЗМЕЩЕНИЯ
ПЛАСТОВЫХ
ФОСФОРИТОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 102



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH

TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 102

E. A. EGANOV

THE PROBLEMS
OF DISTRIBUTION
AND ORIGIN
OF BEDDED
PHOSPHORITES

Editor-in-chief

cand. geol.-min. sci. Yu. N. Zanin



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN BRANCH
NOVOSIBIRSK • 1974

Э. А. ЕГАНОВ

ПРОБЛЕМЫ
ОБРАЗОВАНИЯ
И РАЗМЕЩЕНИЯ
ПЛАСТОВЫХ
ФОСФОРИТОВ

Ответственный редактор
канд. геол.-мин. наук Ю. Н. З а н и н



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК · 1974

Дается обзор представлений о происхождении и закономерностях размещения фосфоритов пластового (не желвакового) типа. Проводится сравнение фосфоритопроявлений складчатых областей Сибири с крупными фосфоритовыми залежами смежных складчатых областей Азии и других континентов. Показана значимость постседиментационных процессов при формировании облика пластовых залежей фосфоритов. Отмечена определенная близость позиций пластовых фосфоритов и пластовых залежей руд цветных металлов, что следует учитывать при разработке проблемы происхождения стратиформных месторождений. Рассмотрены некоторые вопросы методологии изучения закономерностей размещения фосфоритов.

Книга адресована геологам, занимающимся поисками и изучением месторождений осадочных руд.

The work is devoted to some problems of distribution of bedded phosphorites and their definition and classification. The comparison of phosphorites in fold edregions of Siberia with large deposits in Asia and other continents is going on. The significance of postsedimentation processes for present aspect of bedded phosphorite deposits is described. The author mars that the deposits of phosphorites are similar to stratified ore deposits of non-ferrous metals in some distinguishing features.

Besides, the data on recent phosphorites and their interpretation, the question about "evolution" of phosphorite-formation processes, the question about "phosphate epochs" and the hypotheses of origin of bedded phosphorites are considered.

ВВЕДЕНИЕ

Сейчас довольно твердо установлены основные и, в определенной мере, эффективные признаки отложений, перспективных для поисков фосфоритов. Такими признаками прежде всего являются: приуроченность первичных богатых фосфоритов к карбонатным породам, чаще всего к доломитам; наличие в продуктивном разрезе черных глинистых и карбонатных сланцев, черных кремнистых слоев или вообще углеродистых пород; неоднородность породного состава перспективных интервала; присутствие в разрезе контрастных переходов от одних пород к другим, например от красноцветных терригенных к сероце

или менее уверенно выделять перспективные области, в которых непосредственное капельное опробование, а также радиометрическая, шлиховая и почвенная съемки относительно недорогой ценой обнаруживают пункты залегания пород с повышенной фосфатностью.

Но этим в основном и ограничивается значение существующего теоретического подхода. После того как выявлена фосфатноносная область и в ней обнаружены конкретные фосфатопроявления,

ка. Из большого количества фосфатовых проявлений, ка. Из большого количества фосфатовых проявлений,

единичные находки вылились в открытия крупных месторождений. Относительно небольшое количество известных крупных месторождений по сравнению с множеством мелких и непромышленных делает задачу типизации довольно трудной. Но именно на нее переместилось сейчас внимание, которое было направлено лишь на вопросы обнаружения фосфатопроявлений.

Согласно господствующим среди геологов, изучающих фосфориты, представлениям, выработанным на материалах по крупным месторождениям, фосфориты, будучи морскими осадочными породами, должны протягиваться на значительные расстояния. Поэтому обнаружение почти любого слоя того, что можно назвать фосфоритом, истолковывается как установление «фосфатноносного уровня», который можно проследить

по значительной территории. Практика показывает, что часто, и прежде всего в платформенных областях, это действительно так, но во множестве других случаев (в складчатых областях) «уровень» оказывается очень локальным. С другой стороны, попытки обнаружить в пределах фосфатоносных отложений геосинклинальных областей (а именно в этих областях ведутся наиболее успешные интервалы лишь в редких случаях увенчивались крупным успехом, даже когда «уровень» прослеживался достаточно широко.

Все это наводит на мысль о том, что суждения о характере позиций фосфоритов, исходящие из укоренившихся представлений об их происхождении, в той или иной мере требуют пересмотра, результаты которого могли бы послужить основанием выявляемых фосфатопроявлений и сделать процедуру их оценки более эффективной.

Но прежде чем приступить к подобной работе, необходимо пересмотреть некоторые основные понятия, классификации и рассу-

зных вопросов, а также представить себе, что именно будет считаться решением и что можно сделать с таковым. Для всего этого требуется не только привлечение новых фактов. Прежде всего следует выявить слабые места логики используемой схемы рассуждений. А это в свою очередь связано с уточнением языка и понятий, что сейчас является для геологи проблемой. Поэтому придется рассматривать и некоторые вопросы методологии.

Здесь предпринята попытка заострить внимание на иных возможностях

ритов, нежели это приня-

теме; на ином подходе к проблеме прогнозирования богатых осадочных руд фосфора. Возможно, читатель будет разочарован отсутствием в данной книге ясных и законченных выводов. Одни положения затрагиваются лишь вскользь, другие сформулированы недостаточно четко. Но дело в том, что в настоящее время в принципе лишь некоторые из них работают с необходимой строгостью.

Основное назначение этого текста — побудить читателя к собственным рассуждениям на новой основе, кое в чем усомниться, кое-что пер-

находится еще только в стадии формулирования, и иногда приходится помещать высказывания, которые на первый взгляд могут показаться достаточно очевидными. Однако именно отсутств-

положений общей пр-

более уверенно искать богатые пластовые фосфориты — вынуждает нас подолгу топтаться на месте, утешаясь туманными, расплывчатыми

ных вещей. И если у читателя возникнет желание взглянуть на фосфоритовые залежи не как на законсервированный в недрах продукт усиленного выпадения фосфатов из морских вод вследствие таинственных на сегодняшний день условий «привноса» и осаждения «эпохи фосфоритообразования», а лишь как на геологически моментальный результат непрерывных изменений и перемещений вещества, происходящих в толще напластований,— цель рассуждений автора будет достигнута.

В представляемой работе рассматриваются вопросы, связанные с изучением характера залегания так называемых «пластовых фосфоритов», в которых фосфат составляет существенную долю их объема и распределен относительно равномерно.

Пластовые фосфориты обнаружены преимущественно в областях, которые толщ были более или менее подвижными*, хотя могут встречаться и в пределах относительно стабильных зон. Тем не менее для понимания особенностей фосфоритообразования нам придется обращаться и к данным о желваковых фосфатных рудах, характерных для стабильных платформ и современных океанических бассейнов.

Руководствуясь положениями, ориентирующими на поиски в мелководных морских осадках теплых климатических зон, геологи выявляют фосфориты в самых различных стратиграфических подразделениях. Однако, хотя надежность опробования и возросла, возможность пропуска «фосфатоносного уровня», чаще всего маломощного, еще остается значительной, особенно в закрытой и труднопроходимой местности. Предполагается, что большая протяженность фосфоритовых горизонтов повышает вероятность не пропустить их. Но фосфатоносные горизонты обладают, как правило, малой сопротивляемостью к выветриванию, что значительно снижает их шансы попасться на глаза в естественной обнаженности. Иногда фосфориты обнаруживались там, где «сплошное» опробование опорных разрезов проводилось до этого неоднократно.

Подытожим сказанное. Сейчас возникла необходимость сформулировать новые, более детальные критерии оценки обнаруживаемых фосфатопоявлений. Выработка таких критериев затрудняется старыми концепциями, а также несовершенством методологии получения выводов.

Настоящая работа посвящена постановке вопросов, которые необходимо учитывать при разработке проблемы прогнозирования. Изложенное рассчитано на читателя, знакомого с основными данными о строении и размещении фосфоритовых месторождений.

* Сравнительно с такими зонами, как области древних платформенных чехлов на кристаллическом основании.

В процессе сбора и обработки материалов автору оказывали помощь руководитель темы А. Л. Яншин; И. С. Боровская, Г. Н. Бровков, Г. И. Бушинский, Б. Г. Гуревич, В. В. Дикарев, Н. Н. Егорова, Ю. Н. Занин, А. В. Ильин, В. П. Казаринов, Н. А. Красильникова, V. E. McKelvey, P. A. Максумова, А. К. Мкртычян, П. В. Осокин, **Г. Л. Поспелов**, Г. И. Ракова, В. Г. Сагунов, Н. И. Светлицкий, А. И. Смирнов, Ю. К. Советов, М. В. Суховерхова, Г. В. Страхов, К. Табылдиев, А. М. Тушина, В. А. Фролов, М. В. Чайкина, Л. Ф. Чербянова, Э. Л. Школьник, В. Д. Шутов.

Автор всем им приносит свою глубокую признательность.

ПОНЯТИЕ «ФОСФОРИТ»

«Для понятий «фосфорит» и «фосфатосодержащая порода» нет общепризнанной границы», — пишет Г. И. Бушинский [23, с. 27], приводя широко принятую в советской геологии номенклатуру фосфоритов по содержанию P_2O_5 :

Группа	P_2O_5 , %	Наименование фосфорита
I	>35	Очень богатый
II	28—35	Богатый
III	18—28	Среднего кач.
IV	10—18	Бедный
V	5—10	Очень бедный
VI	0,5—5	Фосфатосодержащая порода

Понятие «фосфориты», как и, например, «кремнистые породы», объединяет очень разнообразные объекты. М. С. Швецов [144, с. 222] отмечал, что классификация фосфорсодержащих пород, как и некоторых других полезных ископаемых, строится на ином принципе, нежели классификация «пустых» пород. Если для номенклатуры «пустых» пород определяющим

их объема, то для фосфоритов этот принцип не соблюдается, что делает определение породы очень неточным.

Определяя породу как «фосфорит», пользуются только содержанием полезного компонента, а классифицируют фосфориты обычно по их текстурным особенностям или по генезису, т. е. понятие «фосфориты» тождественно понятию «осадочные руды фосфора». Область, вычленяемая из геологического пространства этим понятием, очень часто представляет собой сложное многопородное (по общепринятым классификациям горных пород) тело, причем гр

пересекаться с некоторыми петрографическими границами. Если иметь в виду извлечение и переработку полезного ископаемого, определение фосфорита как руды приемлемо и правомочно. Однако, переходя к чисто геологическим проблемам, мы не можем не ощутить неудобств такого определе-

ния, и прежде всего потому, что фосфорит в геологическом смысле является горной породой — классом вещества — и должен определяться через вещественно-структурную ассоциацию минеральных индивидов. Химическая же классификация нередко стирает его геологическую индивидуальность, делает невозможными сравнения на петрографической основе, столь необходимые

для проверки широко распространенного предположения о том, что «фосфатные породы встречаются в ассоциации с определенными типами осадков древних бассейнов и занимают среди этих осадков определенное положение» [93, с. 4], необходима четкая формулировка того, что будет считаться «фосфатной породой», ибо очевидно, что если вообще такая законом

ределений «фосфорита» могут быть установлены разные ассоциации.

Фосфорит чаще всего имеет поликомпонентный

Г. И. Бушинский [23] отмечает, что если, как принято в таких случаях, считать фосфоритом породу, в которой фосфатного вещества более 50%, то нижним ритов будет содержание P_2O_5 более 18%, т. е. объем понятия «фосфорит» будет отвечать богатым и средним фосфоритам по приведенной выше номенклатуре.

В целом, как отмечено у Б. М. Гиммельфарба [37], понятие о фосфоритах охватывает «целый комплекс горных пород, важнейшей составной частью которых является группа ралов, представленных кальциевыми солями фосфорной кислоты».

Заметим, что группа кальциевых солей фосфорной кислоты сама по себе многочисленна, причем диагностика отдельных ее минералов требует больших затрат. Нефосфатный же компонент фосфатсодержащих горных пород чрезвычайно разнообразен. Все это делает понятие «фосфорит» в практике геологических работ весьма расплывчатым. Считая фосфоритом любую осадочную горную породу, в которой более 13% фосфатного минерала ($>5\% P_2O_5$), мы впадаем в основательную неопределенность, когда пытаемся получить те или иные выводы на основе сравнений. Как видим, фосфориты расклассифицированы

дочные породы, скажем песчаники или известняки, а имеющиеся классификации фосфоритов во многом не удовлетворяют целям сравнений, которые проводятся для оценки месторождений.

Разумеется, фосфориты можно классифицировать и с учетом структурно-вещественных особенностей нефосфатной части, применяя к ней правила номенклатуры соответственных осадочных пород. К сожалению, так делается в небольшом числе случаев. В приведенном выше определении Б. М. Гиммель-

фарба фосфатная часть названа «важнейшей». Однако фосфорит — не только руда, но прежде всего осадочная порода, а в ней все компоненты имеют равную значимость. Только цель исследования (а все исследования имеют цель) определяет существенность той или иной части породы, независимо от ее доли в общей массе. Поэтому неизвестно, например, можно ли отождествить с целью применить одну и ту же методику оценки «фосфорит», представляющий собой полимиктовый песчаник, в кальцитовом цементе которого имеются фосфатные участки (при 6% P_2O_5 на породу), с «фосфоритом», который является породой, наполовину сложенной фосфатными зёрнами на кремнистом цементе.

Очевидно, наиболее плодотворны сопоставления объектов одного класса. Так, сравнивая глины с песчаниками, мы исходим из представлений об их принадлежности к одному генетическому классу — классу «терригенных пород». Здесь можно впасть в ошибку, не умея различать терригенные глины от аутигенных (бентонитов, например), и прийти к ошибочным, скажем, палеогеографическим выводам. Классификация фосфоритов в этом отношении еще далека от нужной ясности. В ней допускается смешение генетических (неформальных, например «конкреционный» в смысле «стянувшийся») и структурно-вещественных, морфологических (формальных, например «пелитоморфный») признаков.

Остро ощущается потребность в более целенаправленных классификациях фосфоритов, в частности оперирующих объектами, близкими по существу, и поэтому позволяющих проводить более обоснованные сопоставления. Опираясь же при сравнениях, с одной стороны, понятием о «фосфорной руде», а с другой, опираясь на сбивчивые генетико-петрографо-морфологические определения, описывающие как «фосфориты» любые концентрации фосфатов, мы сопоставляем скопления фосфатов минералогического значения с промышленно-значимыми, новообразованные с первичными, обломочные с органогенными и т. д. В классификациях нередко рассматриваются не геологические тела, являющиеся фосфоритами, а лишь элементы породных тел «иногo ранга», подходящие под рубрику «фосфорит», независимо от масштаба таких выделений. Например, «желваковым фосфоритом» часто именуется фактически или участки фосфатного цемента породы [37, с. 199]; или желваки, которые по отношению к пласту являются минеральными агрегатами, а не горной породой (и правильно говорить «желваковые фосфорные руды», а не «желваковые фосфориты»); или агрегаты фосфорных минералов во всевозможных горных породах, где они являются включения-

ломерата, содержащего, скажем, помимо прочего, гальку диабазов, в «диабазит», а затем сравнению его с другим «диабазитом».

зитом», который представляет собой брекчию, где диабаз составляет основную массу, цементируя куски известняков; или же сравнению базальта, содержащего кварцевые жёды, с кварцевым песчаником и т. п.

Таким образом, границу между понятиями «фосфорит» и «фосфатосодержащая порода», очевидно, лучше проводить, основываясь не на химически определенном содержании P_2O_5 , а на структурно-вещественных (петрографических) характеристиках. Целесообразно принять *объем понятия* о фосфоритах как осадочных породах, состоящих на 1/4 по объему из равномерно распределенных выделений минералов группы апатита ($>9\% P_2O_5$), в связи с тем, что среди бедных фосфорных руд это наиболее распространенный случай [118, с. 71], а четверть объема оценивать на глаз гораздо удобнее, чем 1/5 и менее. Определение фосфоритов как породы (т. е. породы, в которой фосфатного минерала более половины объема) вывело бы за пределы этого понятия значительное количество объектов, которые сейчас решительно относят и привыкли относить к «фосфоритам». Вопрос о номенклатуре пород, в которых более 1/4 фосфатного минерала, но не апатитового, а другой группы (например, алюмофосфатов), остается открытым из-за их редкости (их можно называть, скажем, «алюмофосфатит» и т. п.) В данной работе будем, как отмечено, касаться размещения и свойств пластовых фосфоритов, которые условимся отличать от желваковых. Здесь существует ряд трудностей, связанных с тем, что всегда необходимо заранее задавать границы того тела, относительно которого решается, принадлежит или не принадлежит оно к множеству «фосфориты».

Пластовый фосфорит можно однозначно определить как уплощенное геологическое тело массивной текстуры и афанитовой структуры, сплошь состоящее из фосфата. Желваковый фосфорит в этом случае должен отличаться от пластового только формой и размерами тела. Желвак — это выпукло-вогнутое геологическое тело с небольшим соотношением длинного и короткого размеров. Обычно желваками называют небольшие по размерам (сантиметры, дециметры) тела. Однако эти размеры не оговорены, и, естественно, крупного размера желвак уплощенной формы в обнажении можно спутать с пластообразным телом.

Понятие «пластовый» по отношению к фосфоритам было неправоммерно расширено за пределы его чисто морфологического значения. Вначале надо определить понятие «фосфорит», а затем уже вводить понятие о форме тел фосфоритов. Тогда мы бы сразу различали пласты фосфоритов и желваки фосфоритов. Подразделяя фосфориты по структуре, можно углублять номенклатуру, говоря: пласт оолитового фосфорита, желвак афанитового фосфорита и т. д. Понятие

же «желваковый фосфорит» вышло за пределы предназначаемого таксона. Оно теперь может подразумевать пласт (горизонт), содержащий желваки фосфорита. Как такое тело отличить от пластового фосфорита, который может тоже пониматься как пласт, содержащий зерна фосфорита, ибо пласты сплошного фосфорита — явление достаточно редкое.

Выходит, надо договориться отличать желваки от зерен, пеллет и оолитов. По структуре это сделать трудно: многие желваки структурно и морфологически есть просто крупные копии зерен, пеллет и сложных оолитов. Сходство усугубляется тем, что к заключению мы невольно и неявно привлекаем и генетические соображения. Известно, что желваки — это стяжения, конкреции, а многие зерна и пеллеты фосфатов тоже стяжения — «микрokonкреции». Остается различать желваки от зерен, оолитов и пеллет по размеру, как песчинки и гравелины отличают от гальки. По-видимому, следует воспользоваться одной из общепринятых гранулометрических шкал, считая желваки аналогами гальки и валунов (по размерам).

Тогда понятие «пластовый зернистый фосфорит» будет как бы соответствовать понятию о песчанике, а «желваковый афанитовый» — о конгломерате с галькой микрозернистой фосфатной породы. Но последнее — иной таксономический уровень. Желваковый фосфорит — это уже не конгломерат, а сама галька. Именно в последнем смысле и возникло первоначально понятие «желваковый фосфорит». «Это желваковый фосфорит», — говорил геолог, держа в руке конкрецию, сложенную фосфатом. Правильно было бы сказать «желвак фосфорита». Если же перед нами пласт, скажем, песчаник с фосфатными желваками, то возникает вопрос, как должны быть упакованы эти желваки, чтобы данный объект стал «пластовым фосфоритом»? Очевидно, что тогда понятие «пластовый фосфорит» будет соответствовать понятию «руда». Пласт станет, точнее говоря, пластом «желваковой фосфатной руды» («желвакового фосфорита»), если валовое содержание фосфата на промышленно

на 1 куб. м) слоя, содержащего желваки, превысит заданный уровень. Слои, где желваки фосфата упакованы плотно и даже сливаются в сплошную массу («плиту»), формально отвечают понятию «пластовый фосфорит» в том смысле, как его употребляют сейчас, т. е. без учета гранулометрии структурных элементов. Различие будет только в генетическом аспекте, и то лишь в определенной мере.

Итак, понятия «пластовый» и «желваковый» правомочны только для обозначения формы и размеров тел, опробование которых показывает принадлежность их к классу «фосфорная руда». Сам подход к опробованию, вносящий свои коррективы в определение, здесь рассматривать не будем.

О КЛАССИФИКАЦИИ ФОСФОРИТОВ

Классификация должна разбивать «фосфориты» на такие группы, которые при отождествлении с ними экспериментального материала позволяли бы решать поставленные задачи, например задачи прогноза по аналогии (при заданных требованиях).

Процедура классифицирования заключается в отыскании свойства, по которому можно (с учетом некоторых требований) принять эффективное решение по выделению групп (классов). Отсюда ясно, что предлагать возможные классификации (т. е. просто-напросто отыскивать новые делящие свойства) теперь уже недостаточно. Из множества возможных классификаций объекта, построение которых по заданному набору свойств (оснований), в общем, несложная задача, требуется выбрать ту, которая удовлетворяет предъявленным требованиям. Следовательно, прежде всего необходимо четко сформулировать эти требования.

Классификации фосфоритов, даже самые последние [37, 75, 113, 168], построены одновременно как на структурно-вещественных, так и на генетических основаниях. В них нередко смешаны свойства залежей со свойствами пород. Кроме того, вводятся свойства вмещающих отложений, чего, надо отметить, никогда не делается при классификации пород. Последнее обстоятельство хорошо видно из обзора классификации фосфоритов,

Смешиваются процедуры классифицирования фосфатного вещества и сложных геологических тел («месторождений»), в которых это вещество присутствует. Положение осложняется тем, что понятие о месторождениях определено тоже крайне расплывчато: это или сама залежь, или залежь вместе с вмещающими породами, причем неясен характер соседства залежи и вмещающих пород. В итоге и по настоящее время мы не имеем морфологической классификации фосфоритов, а пользуемся очень неточно оговоренными генетическими классификациями их месторождений. М. С. Швецов [144] для заполнения этого пробела рекомендует ввести оговорки и использовать не процедуру соотнесения выявленного объекта с классами заранее разработанной схемы, а краткое описание экспериментального образца (например, форит (?), пластовый, кремнистый) пригоден в основном опять же для описательных процедур и временного хранения информации, требующей уточнения, но не для сравнений.

Представляется полезным перейти к такой структурно-вещественной классификации фосфатных пород, которая бы не содержала в себе спорных и априорных генетических представлений.

Схема классификации-перечисления фосфатсодержащих тел *

Основания деления		Геологические тела, содержащие фосфатные минералы в количестве более 1/4 объема тела в заданных границах								
характеристики элементы	Однородность массы в заданных границах	А Неоднородные (порода разделяется на элементы и основную массу)				Б Однородные (порода разделяется только на элементы)				
	Распределение фосфатного вещества	Только в элементах	В основной массе и в элементах		Только в основной массе					
	Доля элементов от массы породы	1/2, 1/4, 3/4								
	Характер границ элементов	Четкий			Нечеткий		Четкий		Нечеткий	
	Форма элементов	Округлая	Округло-угловатая	Полигональная	Сгустковая	Хлопьевидная	Округло-угловатая	Полигональная	Сгустковая	Неразличимая
	Размер элементов	Тонкий, средний, крупный,...								
	Решетка (характер расположения центров масс элементов)	Изометрическая, стратифицированная, беспорядочная,...								
	Упаковка (взаимо-)	Плотная, неплотная, разобшенная,...								

Внутренние Элементы	отношение элементов)					
	Оrientировка элементов	Беспорядочная, послойная,...				
	Состав элементов	Фосфатный	Фосфатный+не-фосфатный	Только нефосфатный	Фo	Фосфатный+не-фосфатный
	Состав фосфатных элементов	Минералогические виды и разновидности фосфатных минералов и их группы				
	Состав нефосфатных элементов	Минералогические виды и разновидности нефосфатных минералов и их группы				
	Структура элементов	При необходимости ввести такое основание используются или известные классификации петрографических структур, или данная схема с начала				
	Доля фосфатных элементов в объеме всех элементов	1/4, 1/2, 3/4				
	Доля главных нефосфатных элементов	1/4, 1/2, 3/4				
	Основная масса	Классифицируется как класс Б				
	Общие примеси	Железистая, марганцовистая, углеродистая, кремнистая,...				

* Подклассы, перечисленные в клетках, не разделенных вертикальными черточками, относятся к каждому подклассу предыдущей строки.

Основания деления		Геологические тела, содержащие фосфатные минералы в количестве более 1/4 объема тела в заданных границах	
Характеристики Геометрические	Характер перехода тела к вмещающим породам по фосфатности	Резкий, плавный	
	Форма тела	Пластовая, линзообразная, сферондальная, полигональная, неправильная,...	
	Порядок размеров тела	По мощности	Миллиметры, сантиметры, метры, десятки метров,...
		По протяженности	Сантиметры, метры, десятки метров, сотни метров, километры,...
	Ориентация тела	Согласная, секущая,...	
	Форма включений*	Линзы, сферондальные, полигональные, неправильной формы,...	
	Размер включений по удлинению	Миллиметры, сантиметры, метры,...	
	Ориентация включений	Согласная, секущая	

Внешние Вещественные	Состав включений **		Фосфатные, нефосфатные,...
	Вмещающие породы	Подстилающие	Петрографические виды и разновидности пород
		Покрывающие	
Характеристика вмещающей толщи (область, района и др.)			По составу, по структуре, по отношению к другим телам и т. п.
Генетические характеристики			Седиментационные, переотложенные, метасоматические и др.

* Включение — это тело, на порядок крупнее самого крупного элемента. Это «дыры» в заданном теле, заполненные иной породой.

** Включения при необходимости можно классифицировать в соответствии с данной схемой, используя ее с начала.

Целью такой классификации является разделение всего множества геологических тел, содержащих фосфатные минералы в количестве, регистрируемом (зрительно-оптическими) методами, на группы, в пределах которых имеют смысл процедуры эффективного (с определенной целью) сравнения индивидов групп. Предлагаемая нами схема классификации веществ, слагающего фосфатные геологические тела, с учетом морфологических особенностей самих рудных тел. Таким образом, предлагаемая процедура классификации-перечисления учитывает особенности как вещества, так и залежи.

Переход от классификации фосфоритов к классификации их месторождений осуществляется добавлением основания «вмещающие породы» и некоторых других оснований, характеризующих структуру той толщи пород, в которой залегают фосфатные тела. В основе такой классификации лежит формальная схема описания сложных геологических тел [28], которую можно было бы использовать и непосредственно, тем более, что она позволяет вводить количественно выраженную меру сходства [29] между объектами и классами.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ БОГАТЫХ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Конечной целью прогнозных исследований будем считать получение критериев для оценки любых областей геологического пространства на возможность обнаружения в них месторождений. В качестве таких областей могут выступать как «территории», так и разнообразные геологические тела (блоки, толщи, формации, пачки, слои, массивы).

В процедуре прогнозирования месторождений много трудных моментов. Прежде всего, мы пока вынуждены идти индуктивным путем, т. е. использовать в качестве отправной точки уже известные объекты. Разумеется, можно опираться и на дедукцию, например, предположить, что из вулканов может извергаться апатитовая лава, и организовать поиски таких эффузивов. Однако это хотя и не запрещенный, но очень рискованный путь поисков, и на практике предпочитают индуктивный ход рассуждений: ищут месторождения в той степени подобные уже известным. Вопрос в том, насколько должна быть выдержана эта степень подобия.

При оценке рудопроявлений путем сравнения с известными данными предпочитают не перебирать

рождения, а сравнивать выявленные признаки с классом, т. е. с несколько сокращенным перечнем свойств, общих для группы месторождений. Вместо класса можно взять голотип — конкретное месторождение, признаки которого приняты за определение класса (голотип максимально похож на остальные месторождения рассматриваемой совокупности). Классы или голотип — продукт исследовательской деятельности субъекта. Они могут быть определены по-разному. Тот идеальный случай, когда на всем множестве известных месторождений организуется только один класс или один голотип, редок. Обычно бывает возможно организовать несколько классов. Вопрос в том, насколько они «хорошо» организованы. Проблема прогнозов во многом зависит от «достаточно» эффективной классификации месторождений. Это решение лежит где-то между возможностью объединить их в один класс или разбить на число классов, соответствующее числу месторождений.

Путь к достижению цели прогнозирования часто может быть подразделен на два вполне самостоятельных этапа: а) выработка представлений об эталонах и б) сравнение эталонов с заданными областями геологического пространства, т. е. поиск объектов (участков), обнаруживающих «удовлетворительное» сходство с эталоном.

При всей очевидности этих этапов в практике прогнозирования нередко наблюдается тенденция замыкаться только в экспериментальном материале с классифицированием последнего независимо от эталонов. Такая тенденция отчетливо сказалась при оценке фосфоритонности восточных районов РСФСР [54, 134] и продолжает ощущаться в последующих работах на эту тему. В ряде случаев прогнозирование фактически сводится к выражению надежды на возможность протяжения наиболее крупного и богатого из обнаруженных пластов и обоснованию этой надежды некоторыми гипотетическими представлениями. Существует и тенденция выделения новых классов месторождений на экспериментальном материале.

Выделение новых классов, с одной стороны, полезно, ибо при этом всегда обнаруживаются различия в геологической позиции новых объектов сравнительно со старыми. С другой стороны, оно воздвигает барьер на пути сравнения. Хорошо, когда новый класс не только объединяет новые месторождения, но одновременно выделяется и на множестве известных промышленных. Если же новый класс содержит только те месторождения, которые требуется оценить, он оказывается «не тем», к которому относятся выявленные ранее промышленные объекты. Следовательно, над ним повисает клеймо непригодности. Заключение о непригодности правильным. Но его надо доказать, а это весьма тяжелый

труд. Принятие же неперспективности нового класса в качестве гипотезы крайне невыгодно.

Задачей нашего исследования в основном является прохождение первого этапа. Построение эталонных моделей осуществляется на «материале обучения» — описании известных промышленных месторождений. Выбор объектов для компоновки материала обучения, определение объема стратиграфических колонок или границ фосфатносных геологических тел не представляется возможным достаточно строго обосновать. Это делают главным образом исходя из соображений о способах возникновения фосфоритов, т. е. на основе генетических представлений.

Одним из основных понятий для выделения эталонных объектов является понятие «фосфоритоносный бассейн» (ФБ), широко употребляющейся при описании строения фосфоритовых месторождений. Обычно ФБ понимается как область (площадь) распространения выходов фосфоритовых пластов, считаемых кондиционными, вместе со «связанными» с ними вмещающими породами, которую оконтуривают условной линией (см., например, фиг. 1 в [24]). Очевидно, что в материал обучения не следует включать «не связанные с фосфоритами» объекты, скажем интрузивные массивы и гораздо более древние или более молодые отложения и т. д. Однако вопрос этот далеко не так уж ясен. «Инородные» объекты исключаются в целях «экономии мышления», но при этом велика опасность, что вместе с действительно ненужными объектами могут быть исключены и нужные. Именно поэтому в качестве оправдания выбора при отсутствии

лекаются «убедительно объясняющие» генетические выводы.

Допустим, на рис. 1 изображено сечение через район, где в разрезе известны фосфориты.

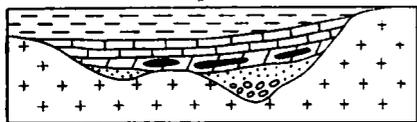


Рис. 1. Профиль гипотетического фосфоритоносного бассейна.

Что здесь считать геологическим телом, которое можно было бы описать понятием ФБ? В первую очередь это доломитовое тело, включающее фосфориты. Но очевидно, что такое понятие о ФБ будет слишком бедным и малоэффективным. Его можно расширить, включив в ФБ вышележащие известняки и т. д., вплоть до кристаллического субстрата, т. е. все образования, изображенные на рис. 1. В итоге ФБ предстает в виде сложного геологического тела, состоящего из отложений, возникших «в одном и том же» (по некоторой фиксированной классификации) классе обстановок осадконакопления.

Таким образом, границы ФБ геолог определяет путем последовательного приращения к обнаруженному фосфоритово-

му пласту (пачке) ближайших и все более отдаленных соседей (пачек, толщ, массивов), пока не достигается граница, за которой данный исследователь категорически не видит каких-либо отложений, связанных с процессом фосфатообразования. Правильность выбора границ ФБ может быть обоснована только многократной практической проверкой целесообразности выбранной позиции.

Во всем мире известно небольшое количество крупных месторождений высококачественных пластовых фосфоритов. Понятие о месторождении означает всего лишь участок ФБ, на котором добыча рентабельна. Для сопоставлений, имеющих целью выработку направлений поиска, оно не подходит. В ФБ наблюдается целая гамма переходов от участков с убогим оруденением к богатым. По сути дела ФБ — это месторождение фосфоритов больших размеров, на котором кондиционные руды не являются сплошными (пробелы абсолютные или обусловленные существующим уровнем техники и технологии). Эти пробелы и разграничивают месторождения. Однако на эталонной модели перспективного ФБ их тоже надо учесть, ибо поисковые работы нередко ведутся в плохо обнаженных районах (Сибирь и Дальний Восток) где, как показывает история изучения [50], можно долгое время исследовать области распространения именно убогих руд или даже «пробелов», так и не зная, каковы возможности обнаружения богатых руд.

Сведения о закономерностях размещения богатых фосфоритов можно подразделить на 3 группы: 1) выраженные в генетических и исторических терминах и описывающие так называемые «условия образования». Это очень выразительный способ сообщения, который, однако, страдает неоднозначностью истолкования; 2) объективно-вещественного (морфологического) характера. Эти сведения настолько «свернуты», что интерпретируются не всегда однозначно. Сюда в первую очередь относятся ассоциативные характеристики, т. е. определяемые на сложных телах, например, относящиеся к «фосфоритносным формациям»; 3) характеристики элементарных тел. Эта часть сведений качественно является достаточно ясной и требует обычно лишь количественных уточнений (разнообразные литологические и минеральные характеристики, из которых, по сути дела, выводятся прочие «стратиграфические», «палеогеографические», «тектонические» и т. п. закономерности, в опосредованной или кодированной форме повторяющиеся литолого-минералогические данные). Нам придется использовать все 3 группы сведений, хотя в интересах объективности желательнее предпочитать третью.

Для рассмотрения общих закономерностей размещения богатых осадочных фосфатных руд как в генетических, так и в структурно-вещественных терминах выбраны работы послед-

них лет, в которых обобщены материалы по крупнейшим ФБ с богатыми рудами. Таковых известно шесть: пермский ФБ («Западное фосфатное поле») США; верхнемеловой — палеогеновый южного и восточного Присредиземноморья (Марокко, Алжир, Тунис, Иордания, Израиль, Сирия и др.), а также Египта; нижнекембрийский ФБ Каратау (Казахстан); среднекембрийский ФБ Северной Австралии; верхнерифейско-нижнекембрийский Хубсгульский ФБ МНР; синийско-кембрийский ФБ Южного Китая.

Эти разнообразные ФБ объединяет то, что а) все они осадочные морские, б) фосфорные руды их в основной части сплошные пластовые, в) эти ФБ наиболее продуктивные. Наиболее изученным является Западное фосфатное поле США. Изученность остальных понижается примерно в порядке их перечисления.

Для настоящей работы представляет интерес сопоставление четырех древнейших ФБ, близких по возрасту: кембрийско-рифейских Южного Казахстана, Северной Монголии, Южного Китая и среднего кембрия Австралии. Именно в этом стратиграфическом интервале и в сходных по составу толщах (терригенно-кремнисто-карбонатных) ведутся поиски фосфоритов в восточных районах СССР. Однако привлечение к сопоставлениям ФБ западных штатов США и южного Присредиземноморья может оказаться полезным, ибо эти, хотя и гораздо более молодые, фосфоритоносные комплексы обнаруживают сходство наборов горных пород, сопровождающих фосфориты, и являются тоже крупнейшими.

УСЛОВИЯ, В КОТОРЫХ ДЕЙСТВОВАЛ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ

Механизм выпадения фосфатных компонентов из природных растворов может быть различным: прямое химическое и физическое осаждение, фиксация и осаждение организмами, замещение. На эти три основных вида процессов накладываются процессы механической и химической переработки осадков. Предполагается, что эффективность и результаты действия одного и того же механизма осаждения во многом зависят от условий окружающей среды, от обстановки, в которой происходит эти процессы.

С другой стороны, существование различных геологических типов фосфоритов и фосфоритных серий истолковывается как свидетельство работы различных механизмов фосфоритообразования [75, 93, с. 9]. Здесь сказывается то, как понимается «механизм». Известно, что песчаники, например, могут залегать среди совершенно различных пород и иметь различный облик, разный источник материала, но «механизм образования» у них один и тот же.

Трудно заранее предугадать, какие условия оказывают влияние на процесс, когда сам процесс представляется или определяется не очень отчетливо. Тем не менее попытки определить условия, влияющие на фосфоритообразование, делаются, и сосредоточены они главным образом в области палеогеографии и геохимии. Что же это за условия?

Практически все исследователи сходятся на том, что выдержанные по простираению фосфориты отлагались на дне мелких частей морей. Известно, что в виде желваков скопления фосфатных минералов встречаются и в пресноводных отложениях: среди озерных и даже аллювиальных осадков [197]. Скопления фосфатов в пресноводных отложениях, возможно, вовсе нередки, но, вне сомнения, все они характеризуются низкими концентрациями фосфата на промышленно доступный объем пространства.

На основании данных различных авторов нами сделаны заключения о закономерностях размещения фосфоритов крупнейших месторождений мира (табл. 2). Составление подобной таблицы на основании традиционных геологических описаний встречает определенные трудности: в работах можно найти ответы не на все поставленные вопросы (левая вертикальная графа). Кроме того, эти ответы могут быть поняты по-разному; исследователи пользуются различной понятийной базой, причем плохо определенной. Нередко одни характеристики дублируют другие, выводятся из других и т. д. Все это делает таблицу далеко не безупречной, и все же она приносит пользу, хотя бы потому, что представляет данную выборку материалов в виде, удобном для восприятия. Суммируем данные табл. 2 и прокомментируем их.

Форма фосфоритосажающих бассейнов и характеристика прилегающей суши

Очертания палеобассейна, в котором происходило фосфоритонакопление, могут быть установлены лишь в том случае, когда в фосфоритовой пачке и в синхронных ей отложениях присутствуют терригенные компоненты-индикаторы береговой линии, или же по латеральной изменчивости соответственных отложений. В этом отношении материал по большинству крупных фосфоритоносных бассейнов оставляет желать лучшего. Относительно полно изучена палеогеографическая обстановка лишь для времени формации Фосфория [163, 177, 178, 189].

Большинство авторов определяют фосфоритосажающие бассейны как в той или иной мере ограниченные акватории: проливиобразные или заливиобразные. Подобная характеристика, однако, практически ни о чем не говорит, так как геология пока не располагает возможностями в ископаемом

Таблица высказываний (выборочных об индикаторах)

Характеристики	Н. М. Страхов [126, 127]	А. И. Смирнов [121, 127]
1	2	3
Форма бассейна и характер окружающей суши	Слегка замкнутое море, шельф	
Глубина и положение зоны фосфатонакопления по отношению к берегу	Мелководная неритовая	Мелководная
Тенденция развития бассейна во время фосфатосаждения	Трансгрессия	
Зона тектонического районирования		
Климат зоны фосфатосаждения	Теплый аридный	
Климат питающей провинции	Аридный гумидный	
Характеристика наддонных вод в зоне осаждения фосфатов	Начальная стадия осолонения	
Основные компоненты фосфоритоносных свит (или типы формаций)	Доломиты, кремнистые породы, известняки	Кремнисто-доломитовые, терригенно-карбонатные, карбонатные
Положение фосфоритов в горизонтальной последовательности пород	Со стороны континента красные и соленосные отложения, со стороны моря — карбонаты	
Положение фосфоритов в вертикальной последовательности пород		
Процесс выпадения фосфатов в осадок	Химическое выпадение из наддонных вод вследствие пересыщения при испарении	Химическое выпадение вследствие подщелачивания морских вод водами коры выветривания эффузивов
Факторы рудообразования	В аридных зонах — первичное осаждение, в гумидных — диагенетическое стягивание	
Непосредственный источник осаждаемого фосфата	Воды глубинных зон морей и океанов	Глубинные океанические воды

крупных залежей богатых фосфоритов

Н. С. Шатский [143]	А. В. Казаков, Б. М. Гимельфарб [65, 37]	Г. И. Бушинский [23]
4	5	6
Моря, примыкающие к пологой суше, вулканические архипелаги	Открытое море, удлиненный бассейн	Полузакмнутые моря, примыкающие к равнинам
	Мелководная шельфовая	Мелководная (5-100 м) с энергичным движением вод
	Начало трансгрессии, начало и зрелая стадия геосинклинального развития	Регрессия, обмеление и осушение на фоне общей трансгрессии
Внешние и внутренние системы геосинклиналей, краевые прогибы, склоны платформ	Склоны поднятий в геосинклиналях, склоны краевых прогибов, синклинальные участки	Подвижные платформы, стабильные участки мегосинклиналей
		Теплый аридный
Жаркий, влажный		Теплый гумидный
	Нормальная соленость, рН > 7	Начальная стадия осолонения
Кремнисто-сланцевые, отдаленные кремнистые, кремнево-терригенные, кремнисто-известняковые, терригенно-известняковые, известняковые	Кремнисто-карбонатные	Кварцевый материал, бескарбонатные глины, сланцево-кремнисто-доломитовые, кремнисто-сланцево-известняковые
Синхронные вулканогенным толщам, кремнистым толщам, красноцветным терригенным и области денудации, где идет выветривание		Со стороны берега — терригенный грубый материал, доломиты; к морю — карбонатные, глинистые, кремнистые отложения
	Между существенно кремнистыми и существенно карбонатными, среди карбонатных пород	Между кремнисто-глинистыми сланцами внизу и доломитами сверху
Химическое осаждение из наддонных вод	Химическое осаждение вследствие потери молекулами CO ₂	Химическое выпадение из пересыщенных иловых вод, куда P доставляется отмершими организмами
	Первичное осаждение, сортировка	Диагенез, перемыв волнами с выносом нефосфатных компонентов
Подводный вулканизм, выветривающаяся суша, воды океанов	Воды глубинных зон морей и океанов	Речной принос с гумидных равнин, возможно, глубинные воды морей; организмы

Характеристики	И. А. Красильникова (75, 76)	В. П. Казаринов (66)
7	8	9
Форма бассейна и характер окружающей суши	Заливно- и проливнообразные участки морей, окруженные плоской сушей	
Глубина и положение зоны фосфатонакопления по отношению к берегу	Медководная	
Тенденция развития бассейна во время фосфатосаждения	Трансгрессия	Трансгрессия в начальной стадии орогенной активности
Зона тектонического районирования	Начальные этапы эвгеосинклинального развития, средние этапы мюгеосинклинального, подвижные платформы, склоны внутригеосинклинальных поднятий	
Климат зоны фосфатосаждения	Гумидный (в древнейшие эпохи)	
Климат питающей провинции		Гумидный теплый и жаркий
Характеристика наддонных вод в зоне осаждения фосфатов	Воды обогащены фосфатами	
Основные компоненты фосфатносных свит (или типы формаций)	Терригенно-карбонатные, терригенно-карбонатно-кремнистые, карбонатно-кремнистые	Кремнисто-карбонатные и содержащие компоненты «высокозрелых» пород
Положение фосфоритов в горизонтальной последовательности пород		
Положение фосфоритов в вертикальной последовательности пород		
Процесс выпадения фосфатов в осадок	Химическое выпадение из наддонных вод, биогенные процессы	Химическое выпадение из пересыщенных вод, соосаждение с другими веществами
Факторы рудообразования	Диагенез, перемены с выносом нефосфатных компонентов	Первичное осаждение и проч.
Непосредственный источник осаждаемого фосфата	В докембрийское время — вулканизм, позже — глубинные воды морей и океанов	Речной принос с равнин, на которых формируются коры выветривания

Э. Т. Дегенс [42]	В. Е. МакКелэн [175, 176]	А. Ф. Дж. Нотолт [183]
10	11	12
Участки моря в местах апвеллинга	Приконтинентальные части океана и крупные средиземные моря близ равнины	Отшнурованные части моря, шельф
Умеренно глубокие	Мелкие и средние глубины близ побережий	Мелководная, удаленная от берега неритовая зона
	Трансгрессия	Трансгрессия
	Стабильные площади на краю платформ	Склоны конседиментальных впадин на платформах; поднятия в геосинклиналях
	Климат низких широт	
	Засушливый	
Воды с обильным планктоном	Нормальной солености	
	У западных побережий континентов — глинисто-карбонатные сланцы с кремнями, доломиты, известняки доломитовые, у восточных побережий — известняки, песчаники	Углистые и битуминозные, сланцы (алевролиты), пластовые кремнистые породы (вне эффузивов), карбонаты
	Между темными глинисто-карбонатными сланцами (со стороны моря) и кремнями с доломитами ближе к берегу	
Замещение карбонатов карбонат-фторапатитом	Химическое и биогенное осаждение из наддонных вод	
	Переработка течениями или выветриванием	
Глубинные воды морей	Глубинные воды океана	

Характеристики	М. Сланский [194]	Эль-Тарабили [195]
13	14	15
Форма бассейна и характер окружающей суши	Заливы, свободно связанные с глубоким морем	Западный склон залива открытого моря
Глубина и положение зоны фосфатонакопления по отношению к берегу	Впадины на мелководье вблизи пелагической зоны в удалении от берега	Некоторое удаление от берега; глубины 200—400 м. ниже уровня действия волн
Тенденция развития бассейна во время фосфатосаждения		
Зона тектонического районирования	Зоны малых мощностей, стабильные зоны	
Климат зоны фосфатосаждения		Теплый
Климат питающей провинции		
Характеристика наддонных вод в зоне осаждения фосфатов		С повышенным содержанием фосфора — в 2—10 раз против кларка, обильный планктон, высокое содержание CO_2 , окислительная обстановка
Основные компоненты фосфоритовых свит (или типы формаций)	Известняки, доломиты, кремни, глинистые сланцы, магнезимальные глины, отложения с пелагической фауной	Глинистые сланцы, карбонаты
Положение фосфоритов в горизонтальной последовательности пород		
Положение фосфатов в вертикальной последовательности пород		
Процесс выщелачивания фосфатов в осадок		
Факторы рудообразования		
Непосредственный источник осадочного фосфата		

В. И. Покршкнн [105]	В. Г. Сагунов [113]	Риннс, Саади [137]	А. В. Ильнк [59, 60]
16	17	18	19
	Полузамкнутые, отшнурованные, проливнообразные части шельфовых морей		Пролив шириной 120—150 км, окруженный низкой выровненной сушей и связанный с открытым морем
Прибрежное мелководье	Прибрежное мелководье	Мелководье на краю шельфа	Между прибрежной и осевой зонами пролива, на значительном расстоянии от берега, ниже зоны размывания
Замедления трансгрессивного этапа	Обмедление на фоне крупной трансгрессии	На стабильном этапе развития	Начальные этапы трансгрессии
Склоны прогибов и поднятий на платформе	Пассивные зоны (этапы развития) геосинклиналей	Шельф	Склон унаследованного геосинклинального прогиба
Аридный	Теплый	Жаркий аридный	Теплый гумидный
	Гумидный		Теплый гумидный формирующий кору выветривания
Нормальной солености		Окислительная обстановка, относительно высокие Eh и pH	Несколько выше нормальной солености
Терригенно-кремнистые, карбонатные, кремнисто-известняковые, известково-мергельные, кремнисто-терригенно-мергельно-известковые	Сланцево-кремнисто-доломитовые, терригенно-карбонатно-кремнистые, карбонатно-кремнистые	Известняки, глины, кремни, черные глинистые сланцы	Кремнисто-доломитовые, терригенно-карбонатные
		Между кремнями и известняками	
Между терригенной (нубийской) формацией внизу и известковой вверх			Между известняками и доломитами (последние ближе к берегу), между обломочными (ближе к берегу) и кремнистыми породами (дальше от берега)
	Химическое выпадение, осаждение организмами, биохемогенные процессы	Биохимическое осаждение при незначительном понижении pH и повышении Eh	Между терригенно-вулканогенной и карбонатными сериями, в низах карбонатной
	Интенсивный перемыв		Химическое выпадение при периодическом насыщении вод фосфатами
	Вынос реками, глубинные воды морей, массовая гибель биоса, вулканические процессы	Глубинные воды океана	Первичное осаждение, диатомитическое стягивание

состоянии изучать или хотя бы распознавать отложения открытого океана. В отложениях же морей, т. е. в какой-то мере ограниченных частей океана, всегда при желании можно найти признаки близости берега. Моря по определению являются проливами или заливами океана, а только с ними и имеет дело геология континентов. Поэтому данное определение имеет смысл лишь при уточнении размеров тех заливов и проливов, в которых могли возникнуть фосфориты.

Заключение об удлинённости очертаний фосфатотлагающих бассейнов выводится из конфигурации среза фосфатоносных отложений современной поверхностью [37, 59]. Однако связи между формой бассейна и формой контура фосфоритоносности может не быть никакой. Это прекрасно видно на палеогеографических картах для пермского Западного фосфатного поля США [174], на картах распределения современных или мел-палеогеновых североафриканских фосфоритов ([175], фиг. 2, [190], фиг. 3, 4, 11). Точнее говоря, контуры зоны фосфоритоносности лишь грубо повторяют очертания береговой линии. Поэтому первичные очертания области фосфатонакопления всегда должны быть в какой-то степени удлинёнными, за исключением разве тех случаев, когда бассейн являлся изометричным и почти повсеместно мелководным. В таких бассейнах зоны фосфатонакопления расплываются по широкой площади (мезозой стабильной Русской платформы), а ресурсы фосфатов соответственно «размазываются» и в итоге возникают лишь желваковые руды. Для образования же богатых зернисто-пеллетных и сплошных руд требуется концентрация ресурсов бассейна в более узкой зоне, хотя ширина ее в абсолютных цифрах может быть значительной — порядка трехсот километров ([190], фиг. 8, 11). Естественно, в более подвижных областях, приближающихся к геосинклинальным, резкие наклоны дна обусловят более узкие зоны фосфатонакопления, а тем самым большую их вытянутость.

Однако при однотипности состава отложений в разных частях бассейна мало оснований считать, что полосы выходов фосфоритов в современном срезе обозначают разные берега бассейнов, как это интерпретировано для Хубсугульского ФБ [59, 60]. Здесь эти полосы (западная и восточная) разделены расстоянием в 120—150 км, причем между ними (в центральной части этого района, имеющего синклинирное строение) низы карбонатной серии, к которой приурочены фосфориты, обнажены чрезвычайно ограниченно. Посему неясно, удалось ли в действительности наблюдать эти низы или же здесь видны только более верхние горизонты. Кроме предполагаемой смены доломитов известняками (по наблюдениям лишь в одном сечении через бассейн), более резких изменений литологии фосфоритоносной свиты не отмечается. Опыт же

изучения фосфорийского палеобассейна [174] показывает, что при столь незначительной изменчивости толщи вкрест простирания мы фактически можем находиться в пределах одной и той же непрерывной полосы продуктивной пачки.

Более важной характеристикой бассейна, нежели его форма, является наличие подъема глубинных вод — апвеллинга, свидетельствующего о свободной связи с океаном или о соседстве с глубокими частями моря. Фосфатозны те участки, где проявился апвеллинг. Эта характеристика как бы противоречит мнению об удлинённой, проливообразной форме морей, отлагавших пластовые фосфориты; в таких морях апвеллингу было бы трудно осуществиться, тем более одновременно на оба склона пролива. С другой стороны, как отмечено и в [194], пока нет возможности уверенно выявлять районы палеоапвеллинга. «Открытая связь с океаном» при отсутствии практической возможности устанавливать именно океанические осадки — всего лишь объяснительное высказывание, но не модель. Поэтому предпочтительнее при палеогеографических построениях для прогноза фосфоритозности просто стремиться выявить положение береговой линии значительной (многие сотни километров) протяженности в пределах низких палеоширот. Если она, к тому же, имеет субпалеомеридиональное простирание, то это — дополнительный плюс к характеристике, хотя и не обязательный.

Питающая провинция, примыкающая к такой береговой линии, всеми определяется как «низкая суша», «равнина», т. е. область, с которой поступает мало терригенного материала. Ее можно интерпретировать и как область, где преобладают процессы выветривания; такие области чаще всего расположены в зонах теплого климата с достаточной влажностью и лишь отчасти лежат в пределах аридных зон. В вещественных терминах это означает связь фосфоритов с тонкокластическими или химически переотложенными продуктами коры выветривания, а возможно, и вообще отсутствие терригенных компонентов или их незначительное количество. Однако малое количество тонкого терригенного материала может переноситься на очень большие расстояния, быть следствием эоловых, циклонических заносов и т. п. На схеме Р. Шелдона [189, с. 143], например, в вертикальной колонке моменту максимального удаления от берегов отвечают глинистые сланцы. Известно, что хемогенные фосфориты считают очень медленно отлагающимися [37 и др.]. Поэтому такие примеси, которые в других условиях играют ничтожную роль по сравнению с быстро накапливающимися компонентами, в фосфатных пачках становятся заметными. Вряд ли верна иногда встречающаяся характеристика питающей провинции как суши, «не дающей терригенного материала». Последний часто служит единственно надежным индикатором берега в морских отло-

жениях, и отсутствие этого материала вообще чрезвычайно затрудняет решение вопроса о соседстве суши. Кроме того, берега в любом случае интенсивно разрушаются самим морем и этот процесс иногда дает больше материала, чем аллювиальная деятельность [145]. Обоснование предположения о характере суши обычно все же требует некоторого минимума терригенного материала и его выдержанности. Для таких бассейнов, как Каратауский, Хубсугульский и Алтае-Саянский, предположения о генетической обусловленности фосфоритов сносом с суши пока чрезвычайно слабо обоснованы.

Положение зоны фосфатонакопления (ЗФ) по отношению к берегу

Речь идет о расстоянии между береговой линией и обращенном к нему крае зоны фосфатонакопления. Высказывания по этому поводу укладываются в ряд от «прибрежной», т. е. прилегающей к берегу, ЗФ через «некоторое удаление от берега» до «на значительном расстоянии от берега». В целом даже последняя формулировка подразумевает, что ЗФ все же тяготеет к берегам, а не располагается как угодно.

Основываясь на крупности обломочных фрагментов фосфоритов и ассоциирующих с ними пород, исследователи склоняются к помещению ЗФ в умеренно удаленную от берегов зону. Существуют два предположения. Согласно модели циркуляции вод в идеальном океане, зоны апвеллинга должны располагаться вдоль берегов континентов, а кроме того, пересекать океан по экваториальной зоне [176 и др.]. Следовательно, тяготение к берегам — необходимый признак зон фосфоритообразования, если мы стоим на позициях апвеллинговой гипотезы. Связь фосфоритов и апвеллинга, как видно по картам современного их распространения ([176], фиг. 2), довольно наглядна. Однако проверка такой модели на геологическом материале, особенно для древнейших отложений, весьма затруднительна. Она основывается на трактовке крупности обломочного материала, а также на определении степени правдоподобности отнесения некоторых компонентов фоссерий к «обломкам». Очень возможно, что следствия близости к берегу можно спутать со следствиями расположения участка просто в мелководной зоне — вдали от берегов, а кроме того, со следствиями образования псевдообломочных текстур в диагенезе [42, с. 241].

По палеогеографическим картам продуктивного века для районов Малого Каратау [3] можно заключить только, что с юго-запада видимая часть этого бассейна граничила с открытым морем и была отделена от него поднятиями (островными или подводными), а с востока и северо-востока — предположительно с Чу-Сарысуйским массивом суши, но этот

проблематичный массив в осадках фосфоритоносного бассейна себя никак не проявил. Карбонатные разрезы месторождений Хубсугульского бассейна также не содержат материалов, безоговорочно свидетельствующих о близости суши. Те незначительные прослои глинистых и мергелистых пород и даже полоса пачки конгломератов, которые присутствуют в этих разрезах, могут интерпретироваться не только как признаки близлежащей суши, но и как признаки неоднородности внутрибассейнового рельефа, течений и т. п.

Огромная мощность отложений, выполняющих Хубсугульский прогиб (около 8000 м), вынуждает предполагать, на случай его трактовки в виде пролива, очень активный и, скорее всего, разломный характер его ограничений. Но такое заключение противоречит чисто карбонатному составу отложений верхней (фосфоритоносной) половины разреза, свидетельствующему или о значительном удалении больших массивов суши, или о совершенно ином тектоническом развитии и контурах бассейна. Даже если и предположить, что суша, соседствующая с ХБ, где накапливались фосфориты, была очень плоская и низкая, то все равно ограниченность размеров фосфатонакапливающего бассейна и медленность накопления фосфоритов должны были бы привести к относительному обилию терригенного материала в фоссериях, чего в Каратауском и Хубсугульском бассейнах практически не наблюдается. Иначе говоря, терригенный материал здесь коррелируется с фосфоритами не очень ясно.

В итоге сформулировать общие черты той части морского бассейна, где происходит фосфоритообразование, пока можно только так: это мелководная область, располагающаяся по соседству с глубоководной; непосредственная близость берега, по-видимому, не обязательна. Однако, естественно, мелководные зоны геосинклинальных морей скорее всего будут тяготеть к берегам, представляя собой область узких шельфов. В принципе же мелководные продуктивные зоны могут располагаться и во внутренних, удаленных от берегов частях морей.

Глубина бассейна в зоне фосфатонакопления

Крупнейшие месторождения фосфоритов Северной Америки, Северной Африки и Ближнего Востока возникали в шельфовых зонах. Фосфатоносные отложения обычно рассматриваются как «мелководные». Г. И. Бушинский определяет глубины в ЗФ от 5 до 100 м, Эль-Тарабили — 200—400 м, А. В. Ильин — как «значительные» (относительно прибрежных частей), Э. Дегенс — как «умеренные» (см. табл. 2). Отсутствуют указания на явную глубоководность осадков, за

исключением работы В. Е. МакКелви и др., где глубины отложения фосфоритов формации Фосфория допускаются до 1000 м [175, 189].

Высказывания о глубинах в зонах фосфатонакопления подытожены в статье К. Дж. Бромлея [156]. Сделан вывод, что в открытых морских бассейнах фосфаты отлагаются только на малых глубинах — не более 300 м, а глубины всего бассейна должны быть значительно менее 1000 м. В замкнутых бассейнах фосфатные желваки могут возникать в осадках и более глубоких вод, а также в лагунах, но эти процессы, по К. Дж. Бромлею, не представляются важными для формирования промышленных залежей фосфоритов.

Глубины фосфатонакопления определяются главным образом по содержащимся в фосфоритах и ассоциирующим с ними породам водорослям, знакам волнения (таковые прекрасно наблюдаются, например, в каратауских фосфоритах), следам течений. Эль-Тарабили определил глубины косвенно, по течениям, действующим в ЗФ ([195], фиг. 8). Другие определения глубин ЗФ исходят главным образом из представлений о механизме фосфоритообразования. Определение «ниже зоны взмучивания» для Хубсугульского бассейна, возможно, появилось просто из-за недостаточности фактического материала; например, волноприбойные знаки в фосфоритах Каратау отыскиваются далеко не сразу. В целом характеристика глубин в ЗФ дается в общем виде, и практическое ее значение в основном негативное — при поисках избегать глубоководных (более 500 м) отложений.

О тенденциях развития бассейна в периоды фосфатонакопления

Как можно видеть по табл. 2, ряд исследователей считают, что фосфориты возникают на трансгрессивных этапах развития бассейна. Более детальные исследования на первый план выдвигают регрессии, но опять же на фоне общетрансгрессивного развития. Генетическая сущность связи фосфоритов с трансгрессиями неясна [36], но эмпирически эта закономерность широко постулируется. Применение ее в практике прогнозирования, однако, приводит как к успехам, так и к ошибкам.

Частая связь фосфоритов с экстремальными моментами развития бассейнов (трансгрессия или регрессия), надо думать, является не факторной, а интерпретационной, т. е. выводится из других положений, и прежде всего из разобранных особенностей положения ЗФ — на мелководье. Дело в том, что, видимо, осаждение фосфатов происходит в довольно узком интервале глубин и эволюция бассейна сильно скачивается на расположении этого интервала. Накопление же

сопровождающих фосфориты осадков может происходить в гораздо более широком диапазоне условий — вблизи и вдали от берега, на глубинах от нескольких метров до более чем двух тысяч. Отсюда нетрудно понять, почему, например, карбонаты могут слагать однородные толщи значительной мощности: расстояние до берега и изменение глубин здесь почти не играет роли. Но нам неизвестны не только мощные толщи фосфоритов, а даже хотя бы толщи сплошь повышенно фосфатных пород. Фосфатные участки разреза всегда относительно маломощны, хотя могут часто повторяться. Это наводит на мысль о том, что зоне фосфатоосаждения, видимо, не приходится долго задерживаться на месте. При малейшем изменении глубин ЗФ перемещается на новый участок. Поэтому широко отмечено «скольжение» «фосфатных фаций» во времени [65 и др.].

Легко представить, что при необходимости в общем занимать узкий диапазон глубин ЗФ должны располагаться прежде всего в тех частях плоского геологического тела, отложенного морским бассейном, которые тяготеют к прибрежным или внутриводоемным отмелевым участкам. В общем плане осадочные формации стабильных зон (а именно они промышленно фосфатноносны) по форме являются крупными линзами (в том числе усеченными линзами). Вертикальные или крутые боковые границы у фосфоритоносных толщ исключаются; таковые могут возникать только вдоль разломных зон, где фосфориты были бы вытеснены другим материалом (вулканическим, обломочным, рифогенным и т. п.). Видимо, фосфориты вообще-то могут возникать как при трансгрессиях, так и при регрессиях. Это те процессы, которые в одинаковой мере приводят к тому, что в бассейне возникают мелководные участки. Однако, скорее всего, большинство бассейнов развивается несимметрично. Нами обычно фиксируется лишь трансгрессивная часть геологической истории, выраженная отложениями наступающего бассейна. При регрессиях, т. е. при сокращении акватории, вероятность сохраниться больше у тех отложений моря, которые находятся на некотором удалении от берега. Прибрежные (периферические) осадки предыдущего этапа (т. е. как раз фосфоритоносные) более подвержены разрушению, так как оказываются поднятыми выше уровня моря. Наступая, бассейн запечатывает то, что им было отложено. Отступая, он уничтожает часть осадков последнего этапа. Поэтому, скорее всего, при отступании морей в тех частях их отложений, которые имеют больше шансов сохраниться, можно рассчитывать найти главным образом переотложенный фосфатный материал. Кроме того, нередко сокращение бассейна или уход его из данной области может совершаться более ускоренным темпом, чем трансгрессия. Это тоже отрицательно сказывается на регрессивном фосфатонакоплении.

Чтобы фосфаты успели накопиться, зона мелководья (при всех прочих факторах) должна передвигаться достаточно медленно.

Неудачи в использовании признака трансгрессивности, отмеченные в [50], связаны, скорее всего, с произволом в определении понятия о трансгрессии. По определению [34], это процесс наступления моря на сушу. Трансгрессия улавливается по смене мелководных отложений глубоководными снизу вверх. Однако сама эта последовательность еще не доказывает наступления моря, перемещения берега в глубь суши. Она может возникнуть и в результате некомпенсированного прогибания — без изменений площади акватории. С другой стороны, регрессию часто определяют всего лишь по появлению в разрезе более грубых осадков, кластики, учащению признаков перемылов, осушения и т. п. Но все это может происходить и в удалении от берегов, а также вне связи с сокращением акватории — вследствие общего обмеления, которое не следует путать с регрессией — отступлением моря. Происходит то же, что и при изучении аксессуарных минералов осадочных пород: при палеогеографических реконструкциях обширных областей и корреляции в широких пределах это изучение приносит пользу; но локальные отклонения при детальном исследовании часто настолько значительны, что эффективность метода оказывается сомнительной [41, с. 173]. Кроме того, тело, отложенное бассейном, обычно подразделяется на несколько формаций, при этом единая закономерность — положение ЗФ на периферии всей толщи отложений данного бассейна разрывается; фосфориты оказываются в трансгрессивной части одной формации и в регрессивной — в другой.

Вследствие всего этого предпочтительнее опираться на более непосредственные индикаторы глубин. Кроме того, часто забывается, что трансгрессия, сопровождаемая изменением глубин, должна происходить достаточно медленно. Налегание некоторых карбонатных геосинклинальных толщ на фундамент не обязательно будет сопровождаться фосфоритами. Пример тому — налегание доломитов рифейской голоуспенской свиты Западного Прибайкалья на кристаллические породы. Если исходить из представлений о связи фосфоритов с трансгрессией, здесь как раз и надо искать фосфориты, учитывая «трансгрессивный характер» свиты [80, с. 224]. Однако это, видимо, была ингрессия. Голоуспенское море так быстро залило сушу, что даже не успело размыть выступы и образовать базальные обломочные слои, а кроме того, возможно, быстро увеличило глубину, и фосфориты отложиться не успели. Платформенные же моря, возможно, тоже быстро заливали большие площади — ингрессировали, но глубины нарастали здесь, видимо, так медленно, что процессы фосфоритообразования успевали оставить заметные следы. Поэтому

признак трансгрессивности лучше всего и проявляет себя на платформах.

Итак, можно предположить, что фосфориты при трансгрессиях и регрессиях возникают вследствие установления благоприятных малых глубин на том или ином участке бассейна и сохранения таковых достаточно длительное время в условиях малого привноса нефосфатного материала. Наиболее перспективна, видимо, та зона комплекса морских отложений, которая образовалась на трансгрессивном «плече» истории данного бассейна. В структурно-вещественных терминах это означает, что подавляющее большинство крупных фосфоритовых месторождений пластового типа залегает в основании какой-либо более или менее мощной однородной серии отложений, залегающей на литологически резко отличающейся от нее серии, но сформированной тем же бассейном. Возникновение верхней серии (чаще всего карбонатной) может, однако, и не означать расширения (трансгрессии) бассейна. Она может возникнуть лишь в результате перестройки области сноса, гидрхимического режима и т. д. Разумеется, часто эта перестройка может сопровождаться изменением контуров бассейна после некоторых подвижек, которые приводят к появлению локальных несогласий. Но морской бассейн в принципе остается на том же месте. Поэтому перечисленные условия — начало периодов широкого обмеления, перерывы, те или иные этапы трансгрессий и регрессий — могут быть заменены единой более общей формулировкой: все это условия, приводящие к резкой смене преобладающего типа осадков.

Условия среды фосфоритообразования

Наиболее благоприятным моментом для образования фосфоритов, исходя из истории крупных фосфоритоносных бассейнов, является момент перехода к отложению карбонатных осадков. Если в ЗФ и до этого формировались карбонаты, как, например, в разрезах Горной Шории (Сибирь), то в них должны возникнуть неоднородности состава, новые геологические границы, переходные от одного типа породы к другому, например от доломитов к известнякам. В формации Фосфория и на египетском месторождении Сафага-Коссеир богатые фосфориты содержатся и в глинистых породах. Но подавляющее большинство фосфоритов неплатформенного или полуплатформенного облика связано именно с карбонатными отложениями.

Режим осадконакопления приходится трактовать противоречиво. С одной стороны, фосфориты тяготеют к зонам малых мощностей свит, и многие залежи явно антагонистичны терригенному материалу. С другой, основные богатые пласты нередко имеют кластический облик, признаки большой подвижности вод. Сочетание таких явлений в одном месте может

говорить о некоторой удаленности берегов и малом количестве привноса, но в то же время мелководности, ибо подвижность вод в зоне фосфоритообразования была достаточной для того, чтобы перерабатывать на кластику (иногда довольно грубую) формирующиеся здесь же хемогенные и биогенные осадки. Близость континента при такой подвижности вод, скорее всего, обеспечила бы привнос обильного терригенного материала.

Чистота кластических фосфоритов (если это действительно седиментационные породы) и сокращенные мощности свит говорят об обстоятельных перемывах осадка, являющихся рудообразующим фактором. Считается, что именно эти перемывы освободили залежи фосфатных зерен от большей части пелитового и псаммитового материала. Но заметим, что при длительных перемывах фосфориты почему-то не обогащаются тяжелыми кластическими минералами.

pH среды фосфоритообразования выводится из экспериментальных расчетов, аналогий и состава фосфатоносных осадков. В [159] среда фосфоритообразования определяется как щелочная (из-за присутствия кальций-иона) с $\text{pH}=8-8,3$; по Э. Дегенсу [42] $\text{pH}=7$, воды насыщены Са по отношению к HCO_3 ; Р. Гульбрандсен [166] отмечает, что среда должна быть окислительная, иметь повышенные pH и соленость; Е. Крессман и Р. Свенсон [163] полагают, что фосфориты возникают в бедной кислородом среде с $\text{pH}=7,8-8,0$; А. С. Михайлов [93] дает более детальные расчеты pH по эпохам от рифея по современную: с 7 до 8,1.

Судя по ассоциации фосфоритов с водорослевыми известняками и доломитами, по положению фосфоритоносных бассейнов на периферии солеродных областей, наконец, по аналогии с современным расположением фосфатоносных осадков и определениям палеоширот [190], фосфориты, по крайней мере богатые, явно предпочитают теплые воды. Это признается всеми единодушно.

Таковы физико-химические условия, в которых идет фосфатоосаждение. Учитывая противоречия, можно определенно говорить лишь о пяти обязательных условиях: малые глубины; малое влияние области сноса; теплые воды; нейтрально-слабощелочная среда; слабое, медленное прогибание дна бассейна с периодическими движениями обратного знака, возвращающими его в диапазон требуемой глубины, являющейся функцией комплекса прочих обстоятельств.

О тектонической характеристике зон фосфатонакопления

Предложено несколько классификаций позиций фосфоритовых месторождений в тектоническом аспекте. Некоторые из основных высказываний по этому вопросу сведены в табл. 3.

Таблица 3

Источник	Геосинклинали		Краевые прогибы	Платформы
[143]	Внутренние зоны геосинклиналей	Внешние зоны геосинклиналей	Краевые прогибы	Склоны платформ
[37]		Склоны поднятий	Склоны краевых прогибов	Синклинальные участки
[75]	Склоны поднятий, начальные этапы развития геосинклиналей	Склоны поднятий, средние этапы развития геосинклиналей		Подвижные платформы
[176]				Стабильные площади на краю платформ
[194]				Очень стабильные зоны
[183]	Поднятия			Склоны конседиментационных впадин на опускающихся участках платформ
[113]		Тектонически пассивные этапы		
[59]		Склон унаследованного прогиба		
[112]	Геосинклинали		Краевые прогибы	Молодые платформы, древние платформы

В качестве основных тектонических зон, в которых наблюдаются промышленные месторождения, взяты подразделения Н. С. Шатского [143], как наиболее общие классы. Уточнения остальных авторов вкладываются в них. При некотором разном трактовке, крупнейшие зоны фосфоритообразования приурочивают к наиболее стабильным, малоподвижным участкам литосферы, т. е. к участкам «платформенного» или «приплатформенного» облика. Разберем сущность этого признака, ибо решение альтернативы — платформа или геосинклиналь — имеет практическое значение: считается, что геосинклинальные фосфориты перспективнее в отношении качества руд, нежели платформенные.

Разделение месторождений фосфоритов на платформенные и геосинклинальные, неясность которого была отмечена еще Н. С. Шатским [143] (см. также [24], с. 140 и [183], с. 216), возникло в те времена, когда во всем мире было известно гораздо меньше месторождений фосфоритов, чем сей-

час, а условия их залегания были изучены хуже. Классифицируя эти месторождения по «геотектоническому признаку», получали довольно отчетливый результат: в области древних платформ располагались желваковые фосфориты — относительно бедные, в области геосинклиналей — богатые «пластовые» (правильнее сказать — сплошные) нежелваковые. Разница получилась настолько отчетливой, что тенденция к подобному разделению сохранилась и в настоящее время. Так, в [79, с. 119] сказано: «... Фосфоритовые месторождения геосинклинальных областей по составу фосфоритов и соотношению их с вмещающими породами существенно отличаются от платформенных месторождений. Эти различия усугубляются при последующей жизни месторождений».

Это прежде всего проявляется в структурных особенностях месторождений: спокойное залегание пород, в том числе и фосфоритов, в условиях платформенных месторождений и нарушенное... залегание... на месторождениях геосинклинальных».

Приведенное высказывание показывает, что различия между геосинклинальными и платформенными фосфоритами вытекают из различий между платформами и геосинклиналями вообще. Отсутствие конкретных вещественных различий можно заметить в классификации фосфоритовых месторождений в [168, с. 8—9], где по всем основным показателям платформенные и геосинклинальные морские фосфориты не различаются.

Дело в том, что для доказательства несхожести геосинклинальных и платформенных фосфоритов необходимо получить выражения меры сходства между различными месторождениями и показать, что любая пара месторождений из разных групп (платформенной и геосинклинальной) имеет меньшую меру сходства, чем любая пара в пределах группы. Эта трудоемкая работа пока не проделана, и высказывания, подобные процитированному, воспринимались как верные лишь интуитивно. По мере же накопления материала выяснилось, что и в пределах платформ имеются пластовые (нежелваковые) фосфориты, а в пределах геосинклиналей можно встретить желваковые, хотя массы последних в геосинклиналях невелики. Приходится отказаться и от другого существенного признака пластовых «геосинклинальных» фосфоритов — оолитового строения. Оно часто обнаруживается и у фосфоритов, залегающих в пределах платформ, тем более, если эти фосфориты не очень молоды. В то же время одинаково широчайшим распространением и в платформах, и в геосинклиналях пользуются пеллетные и зернистые фосфориты.

Надо отметить, что классифицирование фосфоритов по вмещающим комплексам пород (т. е. по «тектоническому признаку»), как было предложено Н. С. Шатским, является не более

чем классифицированием самих комплексов отложений (формаций). В таблице «формационной классификации залежей фосфоритов» Н. С. Шатского [143] существуют только две независимые графы: «тип фосфоритоносной формации» и «главнейший тип фосфоритов». Остальные графы этой классификации — «формационная группа» и «тектоническое положение» («примеры месторождений» и «вторичные изменения» не рассматриваем) выведены из «типа формации». Учитывая современные данные по характеристике фосфоритов из различных литологических комплексов, можно сказать, что корреляция вида фосфорита с характеристикой комплекса (формации) довольно слабая; в частности, «пластовые оолитовые» и «зернистые»* фосфориты для ряда формаций платформенных и геосинклинальных областей являются «сквозными». Не очень ясно, как коррелируются с формационной характеристикой и размеры залежей. Подобная работа по корреляции качества и строения фосфорных руд со строением вмещающих толщ (при условии, что толщи эти выделены по единообразной процедуре) на современном уровне требует предварительного уточнения многих исходных понятий, введения количественных показателей и тщательно продуманной методики отбора экспериментального материала.

С другой стороны, многие крупнейшие месторождения пластовых фосфоритов явно не геосинклинальные. Огромная Присредиземноморская фосфоритоносная область, в пределах которой известны крупные месторождения очень богатых фосфоритов как на востоке (Сирия, Иордания), так и на западе ее (североафриканские), в эпоху фосфоритообразования (мел — палеоген) была молодой платформой. Крупнейшие месторождения пластовых фосфоритов Китая [23] возникли на подвижной платформе.

Н. А. Красильниковой [78] отмечено, что возникла тенденция «оплатформливания» крупнейших фосфоритовых месторождений. Появились указания на платформенную природу и каратауских фосфоритов [44], и пермских фосфоритов бассейна Скалистых гор в США [24]. На примере последних осветим подробнее сущность процесса «оплатформливания».

Суждения о тектоническом положении пермской фосфоритоносной формации Фосфория противоречивы. Широко принята точка зрения, согласно которой ее основные фосфоритовые залежи сконцентрированы в приплатформенной части миогеосинклинали [177]. Если обратиться к профилю через бассейн и в качестве критерия взять мощность разрезов фор-

* Понятие «зернистый» очень плохо определено, см. об этом [135] (стр. 129). Понятие «зернистый» было бы рационально определить как «состоящий по объему более чем на 50% из частиц, имеющих выпуклую форму (разной степени сферичности и округленности), псаммито-алсвритовой размерности».

мации, то, действительно, получится, что залежи находятся на краевой части платформы [50, с. 144]. Американские геологи [177] подходят к определению тектонического положения того района, где отлагалась формация Фосфория, дифференцированно: кремнистые, углистые и фосфатные осадки данной формации они определяют как «геосинклинальную фацию», а карбонатные и песчаные отложения, замещающие Фосфорию по простиранию, относят к платформенной. Г. И. Бушинский [24], подробно разобрав материалы о тектоническом положении формации Фосфория, пришел к выводу о том, что в целом она отлагалась на платформе. С его заключением трудно не согласиться, если считать, что платформа должна отличаться резко сокращенными мощностями всех формаций ее чехла. Вопрос о фундаменте этой платформы пока неясен; на «шельфе Юты-Вайоминга», где залегают фосфоритовая толща, под последней залегают толща отложений палеозоя, мало отличающаяся по складчатости и консолидации от пермского этажа [64]. В пользу платформенной позиции Западного фосфатного поля может свидетельствовать то, что в некоторых частях района распространения формации Фосфория пласты мощностью всего лишь один-два фута прослеживаются на десятки миль [19, с. 283] (хотя и в геосинклиналях известны флишевые ритмы, прослеживаемые на десятки и сотни километров, правда, обычно в одном направлении — по простиранию).

Основная продуктивная часть пермской толщи Западного фосфатного поля США расположена в области, относимой составителями палеотектонических карт [191] к «шельфу», т. е. к области, обладающей стабильностью промежуточного значения между «миogeосинклиналью» и «платформой». Эта граница может быть проведена примерно по изопаките 160—170 м (500 футов) [174, табл. 9, В, С]. Западнее этой изопакиты наблюдается сгущение изолиний — относительно быстрое увеличение мощностей до 1000—700 м и соответственно переход осадков в более глубоководные; в пределах же «шельфа» и «платформы» — к востоку от района фосфоритоотложения — мощность пермских отложений колеблется в пределах всего 80 м. В южной части платформенного пермского бассейна США градиент изменения мощностей отложений гораздо больше, чем в «миogeосинклинали» (см. ту же табл.).

Таким образом, фосфоритоносная толща пермского фосфоритоносного бассейна в основном лежит в стабильной области, «заходя» в «миogeосинклиналь» незначительно, что и показано в [24, с. 69—70], в то время как отчетливой границы между этими тектоническими зонами не определено. А. Ирдли [64, с. 77, фиг. 15] отмечено, что область развития фосфоритоносных осадков, возникающая на «мелководном шельфе», характеризуется резко сокращенными мощностями каменно-

угольных и пермских отложений, а также преобладанием межформационных перерывов по сравнению с областью прогибов («бассейнов»), где шло непрерывное накопление мощных толщ. Судя по профилям и картам, переходная зона между определенно подвижной (геосинклинальной) областью и определенно стабильной имеет 70—100 км в ширину. При такой «точности» всякие уклонения в пользу крайних точек зрения трудно опаривать, а утверждение, что «формация Фосфория, сложенная кремнями, фосфоритами и темными алевритоглинистыми сланцами, является в общем геосинклинальной фацией» [191, с. 162], неубедительно, так как можно привести примеры, когда кремни и темные сланцы встречены в области типичных платформ. Присутствие же в породах фосфорийского возраста заметных количеств глауконита, обычно мало распространенного в геосинклинальных отложениях, причем именно в западной («геосинклинальной») части фосфоритоносного бассейна, еще более склоняет к решению в пользу платформенного облика данных отложений.

В мезозойское время область фосфорийского фосфатонакопления начала быстро погружаться, а впоследствии стала ареной довольно интенсивного складкообразования [24, фиг. 22]. Подобное явление сходно с позицией, например, верхнедевонских фосфоритов Нахичеванской АССР и АрмССР, которые, судя по составу и мощностям, возникли в стабильной зоне, но впоследствии были дислоцированы альпийскими движениями.

С другой стороны, выделяются фосфоритоносные бассейны промежуточного характера, где фосфориты отлагались в условиях, «переходных от платформы к геосинклинали». Геотектонический режим таких областей вообще «остается неясным» [78].

Характерен пример, который можно извлечь из работы [36], показывающий ход рассуждений при решении проблемы разделения месторождений по тектоническому положению. В разделе «Геологические закономерности» область, в которой расположены богатейшие месторождения фосфоритов КНР, отнесена (на основе общего анализа развития страны) к платформенным, «независимо от тех особенностей, которые сопутствуют главнейшим фосфоритовым месторождениям» [36, с. 446]. Из сопоставления же данных о месторождениях Китая и Каратау сделан вывод, что китайские и каратауские фосфориты очень похожи, а значит, и образовались в «чрезвычайно близких условиях», из чего следует заключение о том, что «месторождения фосфоритов Китая отлагались в основном в условиях, близких к геосинклинальному бассейну» (с. 447). Подобное заключение представляет собой вывод по аналогии в ситуации неясности того, какой признак — общий ли характер развития страны или свойства месторождений —

является главным для решения (платформа или геосинклиналь), и этот главный признак выбирается произвольно (в данном случае в качестве «главного» признака принято сходство фосфоритов.

Подходя к вопросу о классификации фосфоритовых месторождений по признаку тектонического режима (т. е. по фосфатовмещающим комплексам), необходимо учитывать следующее. Прежде всего, мы должны задавать достаточно четкие определения понятий о платформах и геосинклиналях. Здесь, несмотря на различные подходы к таким определениям, можно наметить и непреложные моменты. Так, платформами независимо от их возраста и размера вообще называют области с малым размахом и контрастностью движений земной коры. Но, кроме того, на любой платформе должны резко различаться два этажа — фундамент и чехол, разделенные длительнейшим перерывом, в течение которого изменялись факторы развития земной коры в данном месте. Любое определение платформы (и геосинклинали) имеет относительный характер. Дать единую количественную оценку степени различий между фундаментом и чехлом для всех случаев нет возможности. Здесь приходится придерживаться «здорового смысла». Но для объективности требуется знать, в каких целях производится разделение земной коры на платформенные и геосинклинальные области, что может дать эта классификация. В связи с этим напомним, что понятия о платформах и геосинклиналях возникли как интеграционные характеристики крупных площадей Земли. Очевидно, что различны далеко не все элементы этих областей. Известно, что имеются такие образования, которые возникают только в геосинклиналях или только на платформах, а есть и такие, которые одинаковы и в геосинклиналях, и на платформах. Однако слои горных пород, одинаковых и там, и там, могут входить в сочетания пород альтернативной принадлежности, причем последняя будет зависеть от того, какие сочетания слоев рассматриваются.

Месторождения фосфоритов представляют собой геологические тела. Эти тела в некотором смысле элементарны, в некотором — сложные. Вопрос о соотношении классификаций этих геологических тел с классификацией областей земной коры на платформенные и геосинклинальные имеет не одно решение. Многие платформенные месторождения по каким-то свойствам резко отличаются от геосинклинальных; по другим же свойствам (и наборам свойств) различий не наблюдается. Поэтому утверждения о «схожести» некоторых месторождений платформенных и геосинклинальных областей еще не могут являться основанием для бесспорного перевода их в один тектонический класс, как было сделано в [36].

Геотектоническое положение таких месторождений не может считаться и «остающимся неясным» [78]. Оно ясно, если

задано основание тектонической классификации. Неясным остается только вопрос, что именно задавать для достижения конкретной цели (оценки фосфоритовых месторождений). В тех же случаях, когда цель разделения на платформы и геосинклинали не сформулирована, нельзя и оценить решение, «прояснить» его. Для решения вопроса о полезности классификации существует определенная методика, но лишь введением «промежуточных» классов этот вопрос не решается.

Вывод о том, к какому классу отнести месторождение — геосинклинальному или платформенному, зависит также от объема понятия «месторождение» — от того комплекса слоев, который рассматривается в качестве «месторождения». Климат какой-либо местности определяется не днем, не неделей, не месяцем погоды. Это — многолетняя характеристика состояния атмосферы в данном районе. Аналогично и свойство «возникать в геосинклинальном режиме». Фосфоритовая пачка образуется, так сказать, за «геологическую неделю», тектонический же режим региона определяется на гораздо более длительном интервале.

В связи с таким характером понятий «геосинклинальный» и «платформенный» решение относить фосфориты к этим классам зависит от того, какой комплекс слоев мы собираемся рассматривать, достаточно ли он «широк». При отсутствии четких и однозначных операциональных определений понятий «платформа» и «геосинклиналь» нет смысла — об этом в свое время ясно высказался Н. С. Шатский [143] — подразделять фосфориты на соответствующие классы. Вполне возможно, что такое подразделение вообще не имеет отношения к проблеме происхождения фосфоритов или их оценки, так же как отнесение комплекса слоев, например, к геосинклинальному классу не дает никакой гарантии того, что в этом комплексе не встретится пачка, которая сформировалась при очень замедленном («платформенном») типе осадконакопления. Отсюда, скажем, Каратауские месторождения можно трактовать как геосинклинальные, но... относящиеся к спокойной стадии развития этой геосинклинали. Полезной информации в такой трактовке не много.

Для некоторого небольшого набора фосфоритовых месторождений тектоническая классификация, возможно, имеет смысл. Но пределы ее применимости неясны, а универсальности, очевидно, ожидать не приходится, хотя обычно считается, что тектоническая классификация наиболее «вместительна».

Многие черты различных геосинклинальных фосфоритоносных бассейнов сходны, но имеются и «существенные» различия [78]. Главное в этом высказывании — «существенность» различий — очень сложно обосновать. Любые два природных

объекта (тем более объекты одного класса — «фосфоритовые месторождения») имеют как черты сходства, так и различия. Существенность отдельных черт определяется на выборке, размер которой удовлетворяет заранее заданным требованиям при четкой поставленной цели сравнения. Для фосфоритовых месторождений такая задача еще далека от эффективно-го решения.

Таким образом, по указанным причинам (отсутствие единых и операциональных определений тектонических классов рассматриваемых толщ, а также то, что фосфоритовые месторождения имеют размеры меньшие, чем «ячей» той сети наблюдений, которая достаточна для установления тектонического класса толщи,— иначе говоря, если фосфоритовые месторождения не застрахованы от попадания в «аномальный», по Н. М. Страхову [125], интервал развития той или иной области) полезность разделения фосфоритов на геосинклинальные и платформенные, а также вообще по «геотектоническому признаку», по крайней мере, спорна.

ИНДИКАТОРЫ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Предварительные замечания

Крупные залежи пластовых оолитово-зернистых и сплошных фосфоритов, как правило, ассоциируют с карбонатными, кремнистыми и глинистыми породами, находящимися в различных сочетаниях. Эти породы подстилают и покрывают фосфориты, а также замещают их по простираанию. Мелкие рассеянные скопления фосфатов в виде отдельных линз, желваков, зерен, слойков, пятен, гнезд и т. п. зарегистрированы практически в любых осадочных породах, а также в ряде вулканогенных. Но максимальные концентрации и наиболее широкое распространение фосфатов в отложениях подвижных областей отмечаются только в связи с карбонатными породами, точнее говоря — в ассоциациях карбонатных пород с умеренным количеством кремнистых и глинистых. Гораздо реже фосфориты залегают только в глинистых породах и еще реже — в одних кремнистых.

Оценивая перспективы фосфоритоносности выбранных разрезов, необходимо выделить в них интервалы, в которых удастся зафиксировать характеристики, наблюдавшиеся в фоссериях промышленных месторождений. Эти характеристики можно подразделить на *ассоциативные*, т. е. такие, которые определяются на сложных геологических телах, сложенных многими породами, точнее говоря многими монопородными телами (пачках, толщах), и *компонентные*, которыми условимся обозначать характеристики монопородных тел и сам факт

присутствия в разрезе такого тела. В табл. 2 сведены все эти признаки, которые неоднократно описывались. Рассмотрим их по порядку.

Ассоциативные характеристики

Вопрос о характере фосфоритоносных ассоциаций, именуемых в советской геологической литературе «фосфоритоносными формациями», несмотря на множество работ, посвященных им, начиная с известной статьи Н. С. Шатского [143], остается и сейчас во многом не доработанным. Основной недостаток всех исследований — слабые методологические предпосылки, не обеспечивающие конкретного операционального определения «формаций». Это лишает подобные работы возможности однозначно воспроизводить действия по выделению «формаций» в любой ситуации. В таких работах предлагается искать фосфориты в сложных геологических телах, которые должны иметь «определенный состав» при весьма неопределенном обозначении последнего. Например, в определении «кремнисто-доломитовых формаций» полностью отсутствуют критерии количественной характеристики этого класса: неясно, сколько кремнистых пород и в каком соотношении с остальными может присутствовать в данной формации, как установить ее границы. Многочисленные описания «фосфатоносных кремнисто-карбонатных формаций», с помощью которых пытаются разъяснить это, очень мало помогают делу поисков. Вроде бы вполне аналогичные комплексы оказываются нефосфатными, и наоборот. Так, в кремнисто-карбонатных рифейских комплексах Алтая фосфориты не обнаружены; но нет уверенности в том, что продуктивные горизонты здесь не пропущены в условиях складчатости, разорванности и залесенности. Сходство же алтайских свит рифея с фосфоритоносными качественно может быть признано значительным.

В процедуре формационного районирования нередко допускается ошибка: «литологическую приуроченность» фосфоритов рассматривают как «закономерность», имеющую место на некоторой выборке разрезов одного класса, который определяется независимо от присутствия в рассматриваемых разрезах фосфоритов. Если, после того как такой класс выделен, из множества разрезов выбрать только фосфоритоносные, то очевидно, что любой из них будет удовлетворять «закономерности», которая, по сути, является определением класса. Такая «закономерность» на первых порах, конечно, может оказать некоторую помощь, суживая круг перспективных объектов. Скажем, фосфориты окажутся локализованными в кремнисто-карбонатной, а не в карбонатной формации. Однако вопрос о степени перспективности карбонатной формации не решается.

Такой способ и применялся Н. С. Шатским [143]. Им были отобраны фосфоритоносные разрезы и на них выделены «фосфоритоносные формации». Не рассматривая вопроса о ясности определения признаков формаций (т. е. таких свойств, которые измеряются на совокупности слоев, а не на отдельных монопородных телах), можно заметить, что осталось неизвестным, насколько такое разбиение удовлетворительно для прогнозных оценок. Иначе говоря, осталось неясным, насколько часто совокупность отложений, похожая на рассмотренные формации, оказывается фосфоритоносной.

Ассоциативные признаки должны отыскиваться путем корреляции некоторых свойств разреза прежде всего с фосфоритоносностью. Когда же эти ассоциативные (формационные) свойства отыскиваются независимо от фосфоритоносности или же когда классифицируется лишь выборка фосфоритоносных разрезов, результаты такой классификации могут с равной вероятностью охватывать как продуктивные, так и «пустые» формации. Например, разделение фосфоритовых разрезов на «кремнисто-карбонатные» и «кварцево-глауконитовые» говорит только о том, что фосфориты могут встретиться и в геосинклинальной, и в платформенной областях, но вовсе не обязательно именно в данных формациях.

Основной трудностью ассоциативного (формационного) подхода к оценке фосфоритоносности является определение свойств, объективно измеряемых непосредственно на сложном теле, а не на отдельных его элементах — породных телах. Когда же формация задается не таким (эмержентным) свойством, а набором слагающих ее пород, т. е. только *перечислением* элементов, эту характеристику оказывается невозможным использовать в нужной степени, так как остается неясным способ задания той области, в которой эти элементы формации надо отыскивать.

Поясним данную мысль на образном модельном примере. Допустим, мы можем наблюдать разрезы издали и при этом видим, что они разбиваются на серые и красноватые части. Такая характеристика оказывается свойственной только крупным секциям разреза, которые и назовем формациями. Приблизившись к разрезу, мы теряем возможность подразделить его таким образом, потому что серая часть превращается в чередование, скажем, бурых и зеленоватых слоев, а красная — красных, серых, зеленых, бурых и желтых. Сущность формационного анализа заключается в том, что такое же подразделение разреза, как и осуществляемое «издали» и оказавшееся нам нужным, может быть достигнуто «вблизи» косвенно — без использования ассоциативной характеристики (в данном примере цвета). Для этого, скажем, надо объединить в одну группу такие компоненты разрезов, как глинистые и песчаные породы малых мощностей, а в другую — такие же пласты, но

большой мощности, плюс глинистые и т. п. Следует так организовать группирование вблизи, чтобы можно было заранее уверенно сказать: первая группа издали будет серая, вторая — красная.

Как можно использовать эту идею при поисках? Мы можем установить, что фосфориты встречены главным образом в серых формациях, и получить возможность отбраковывать предьявляемые на оценку разрезы. Оказавшись в таком положении, когда непосредственно выделение формаций («издали») невозможно, можно воспользоваться косвенным способом их выделения, получая тот же самый результат [28].

Такой подход затрудняется необходимостью измерения формационного (ассоциативного, эмерджентного) свойства (в данном примере — цвет). Цвет человек может сам определять на совокупности пластов. Немного, однако, таких свойств, которые можно было бы измерять на формации как на целом так, как измеряют свойства штуфа породы, являющиеся интегральными от свойств ее элементов — минералов. Скажем, цвет породы нами воспринимается в целом, хотя он вовсе не отвечает цвету минералов, слагающих породу*. Но мы пока не располагаем приборами и процедурами, которые бы обеспечили объективный формационный анализ на такой же основе. К эмерджентным характеристикам формации пока относятся в основном историко-генетические (тектонические, климатические и др.), т. е. не измеряемые объективно, а выводимые характеристики.

Определяя фосфоритоносную формацию, можно: 1) вначале независимо от данных о фосфоритоносности подразделить заданные разрезы на «формации» по некоторой выбранной характеристике и затем определить, в каких «формациях» встречены фосфориты; 2) сразу искать такое ассоциативное свойство, которое непосредственно коррелировалось бы с фосфоритом и определяло объем формации. Схема этих рассуждений иллюстрируется на рис. 2. В первом случае можно опереться на не очень эффективное для поисков свойство. Можно (см. рис. 2) сделать заключение, что фосфориты встречаются чаще в серых (и гораздо реже в красных) формациях. Если заранее были отобраны только разрезы 1, 2, 4 и 5, то будет решено, что фосфориты встречаются исключительно в серых формациях.

Если же искать ассоциативное свойство, заранее исходя из связи с фосфоритоносностью, то может выясниться, что, например, цвет формаций слабо коррелируется с фосфоритами, а более эффективным признаком их является другое свойство, например некая «полосчатость», вызываемая, допустим, присутствием незначительных прослоев какой-либо иной по-

* То же можно сказать о плотности, шершавости, вязкости образца и т. п.

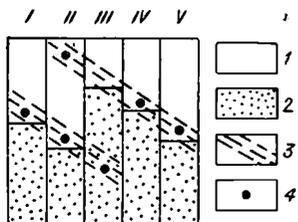


Рис. 2. Два подхода к определению фосфоритоносной формации.

(1 — серое, 2 — красное, 3 — полосчатое, 4 — залежи).

роды, на которую вначале не обратили бы внимания. Если этот признак окажется неотделимым от цветового, тогда характеристика фосфоритоносных формаций лишь уточнится. Но возможно и то, что формация, выделенная по нему, пересекает предыдущие (в нашем примере цветové границы) и является более эффективной в отношении прогноза фосфоритоносности.

Заметим, что в описаниях «формаций», как правило, их эмерджентное свойство определено весьма туманно.

Оно подменяется такими характеристиками, которые представляют собой всего лишь краткое изложение послойного описания толщи в произвольно заданных границах.

В качестве примера, когда даже из специального описания формации невозможно извлечь ассоциативную (эмерджентную) характеристику, можно привести статью [118]. В ней идет речь о главной фосфоритоносной формации — кремнисто-карбонатной. Уже в начале статьи можно видеть, что объем кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской области предполагается заданным в готовом виде: она «...включает отложения енисейской серии», имеющей мощность до 2500 м, и сложена свитами темных известняков, светлых доломитов, эффузивов, кремнистых пород, сланцев. Вопрос о том, на основе какого свойства все это объединено в одну формацию, остается открытым, а именно он и является важнейшим в процедуре формационного анализа. Расстояния, через которые можно «перескакивать», задавая область распространения «определяющих» членов формации, тоже не фиксируются. В итоге возникают существенные неопределенности.

По-видимому, в основе такого «геологического подхода» к поискам ассоциативных характеристик лежит разделение разреза на интервалы с помощью «естественных» рубежей (т. е. геологических границ, которым придается особое значение) и определение «формационной» характеристики полученных областей их кратким описанием. Этот способ обычно весьма неоднозначно понимается, почему и приводит к дискуссиям, однако в какой-то (?) может быть очень небольшой, степени все же позволяет как-то ориентироваться. Исходя из того, что мощность промышленных фоссерий не превышает обычно 100—200 м, можно рекомендовать разбивать разрезы подвижных (нестабильных платформенных) областей с помощью так или иначе выбранных границ на интервалы мощностью не более первых сотен (до 500) метров, желательно до 200—300 м. Если характеристика фосфоритоносной ассоциации (список

пород и их соотношений) на этом интервале выполняется, можно надеяться на успех прогноза.

Важнейшими фосфатоносными совокупностями пород в подвижных зонах являются кремнисто-карбонатная, кремнисто-глинисто-карбонатная, алеврито-глинисто-карбонатная, песчано-глинисто-карбонатная. Обобщив эти характеристики, получим 3 известных типа перспективных формаций: кремнисто-карбонатный, кремнисто-терригенно-карбонатный, терригенно-карбонатный.

Названные три типа ассоциативных характеристик имеют значительное количество подтипов. Задача выбора конкретных комбинаций кремневого, алюмосиликатного (терригенного) и карбонатного компонентов с добавлением к ним всевозможных второстепенных компонентов и определения их количественных соотношений громоздка и пока не решена, так как требует высокой стандартизации многочисленных описаний разрезов. Однако можно сказать, что соотношение компонентов в ассоциативной характеристике фосфоритоносной формации может быть различным в довольно широких пределах.

Компонентные характеристики

Для определения связи между фосфоритами и элементарными объектами, в качестве которых будут рассмотрены минералы и горные породы, необходимо заранее задавать границы области, в которой требуется установить связь. Если в качестве подобной области примем пермские отложения «фосфорийского возраста» Западного фосфатного поля США [30, табл. 2], то в нее вместе с формацией Фосфория надо будет включить и карбонатную формацию Парк Сити; тогда почти половина объема заданной «фосфоритоносной» области окажется сложенной карбонатными породами. Если же будем рассматривать только саму формацию Фосфория (см. там же), количество карбонатных пород в этой области окажется намного меньшим.

Поскольку пока нет возможностей перебирать варианты ограничения области, в которой определяются связи, придется ограничиться рассмотрением, так сказать, «ближайших окрестностей» фосфоритовых слоев, понимая под этим область, занятую фосфоритами и монопородными геологическими телами, непосредственно контактирующими с фосфоритами.

Связь с карбонатным материалом

Подавляющее большинство описанных фоссерий промышленных месторождений сплошных (пластовых) фосфоритов содержит карбонатные породы, контактирующие с фосфорита-

ми, и последние часто содержат в своем составе карбонатный материал. А. И. Смирнов [109] выделяет терригенно-карбонатную и кремнисто-доломитовую фосфоритоносные ассоциации пород, а Г. И. Бушинский — доломитовую, доломитово-терригенную и доломитово-кремнистую как перспективные для поисков фосфоритов в рифее и кембрии [23]. Богатые фосфориты фактически встречаются только в двух последних ассоциациях, проще говоря, в терригенно-карбонатных и бес-терригенно-карбонатных. Многие склонны рассматривать процесс карбонатоосаждения как фон, на котором идет осаждение фосфата, и считают, что богатые фосфориты должны формироваться при интенсификации или самого фосфатоосаждения, или процесса механического удаления карбонатных частиц. Частое переслаивание слоев карбонатных пород с фосфоритами, карбонатный цемент в фосфоритах и ассоциирующих с ними породах, а также постоянное присутствие кальция и карбонат-ионов в любой морской воде как будто делают вполне обоснованной такую точку зрения.

В промышленных месторождениях карбонатный компонент имеется всегда. Карбонатообразование — это, действительно, фон, на котором идет фосфатонакопление. Вместе с тем в [187] показано, что осаждение карбонатов в зонах фосфоритообразования — целиком независимый фактор.

Высказывались предположения о том, что в некоторых случаях ассоциация фосфоритов с карбонатными породами, имеющими водорослевую текстуру, отражает связь между деятельностью водорослей и появлением фосфатных образований [123, 154, 159]. Однако переплетение в разрезах карбонатных и фосфатных пород, а также карбонатного и фосфатного материала еще не означает, что имело место их взаимообусловленное возникновение на дне бассейна. Если иметь в виду ассоциацию фосфатных скоплений именно в водорослевых карбонатах, возникает вопрос: почему сонахождение фосфоритов и водорослевых текстур наблюдается в довольно редких случаях, в то время как водорослевые текстуры тех же видов распределены гораздо шире [50, с. 168—169]?

Сомнительно совместное одновременное выпадение карбонатов и фосфатов. Многие карбонатные породы фосфатных серий являются органогенными (водорослевыми, ракушняковыми, возможно рифовыми), а также кластогенными. Отмечалось [132], что кальцитовый цемент возникал позднее осаждения фосфата, так как цементируется уже переработанный фосфатный материал. Поэтому с геологических позиций трудно принять предположение о том, что формирование карбонатных и фосфатных слоев — этап единого процесса изменения некоторой равновесной физико-химической системы, отлагающей в различной последовательности карбонатные, фосфатные, кремнистые и т. д. слои [93]. Известны, правда ред-

кие, факты залегания пластовых фосфоритов среди и вовсе бескарбонатных пород [23].

Скорее всего, карбонато- и фосфатоосаждение были в общем параллельно идущими, но в определенной мере независимыми процессами, стимулируемыми некоторым набором общих условий осадкообразования, в частности теплыми водами, обилием организмов, поступлением питательных веществ, отсутствием засорения и т. п.

Причина совместного нахождения доломитового материала и фосфатного, как отмечает Г. И. Бушинский [23, с. 163], остается неясной. В общем виде сонахождение слоев доломитов и фосфоритов, по Н. М. Страхову [127], трактуется как следствие проявления одного фактора — аридного и жаркого климата зоны фосфоритоосаждения, обусловившего осолонение мелководных частей бассейнов. Эта интерпретация, принятая сейчас большинством исследователей, сталкивается с осложнением: крупнейшие залежи мел-палеогеновых североафриканских и египетских фосфоритов, расположенных, по всем данным, в зоне жаркого аридного климата, с доломитами не связаны. Средиземноморские фосфориты залегают только среди известняков и кальцитовых мергелей [105], а в самих фосфоритах доломита совершенно ничтожные количества.

Разумеется, доломиты в мезозое осаждались уже гораздо меньше вследствие эволюции условий осадконакопления. Однако здесь же, чуть ниже фосфоритоносных отложений, в том же верхнем отделе меловой системы известна целая известняково-доломитовая формация. Она залегает в самой нижней части карбонатного комплекса — над терригенной нубийской формацией — и имеет сеноман-туронский возраст [105, с. 142]. Во Флориде известна также совсем молодая подфосфатная миоценовая известняково-доломитовая формация Хауторн. Таким образом, возможно, доломитообразование обуславливалось не только аридностью климата, но и некоторой гидрохимической замкнутостью соответственных частей бассейна.

В палеозойских формациях доломиты, как сказано, доминируют, однако известняки в отложениях пермской фосфоритоносной толщи занимают еще заметное место. Глубже по стратиграфической шкале доломиты составляют основную долю карбонатной части фоссерий.

А. В. Ильиным [60] массовым определением установлено, что фосфатность любого интервала разрезов Хубсугульского бассейна прямо коррелируется с объемом доломитовых пород в этом интервале. Для позднерифейско-нижнекембрийских фосфоритов Алтае-Саянского фосфоритоносного бассейна связь с доломитами также подтверждается, однако здесь в составе фоссерий заметную роль играют и известняки. Чисто кальциновый состав карбонатных пород фосфоритоносных интервалов рифейских отложений зафиксирован только в Юго-Восточ-

ной Туве [15]. В остальных районах Алтае-Саянской области параллельно даже слабой фосфатности в породах появляется примесь доломита, что особенно хорошо заметно на Алтае, где доломитовые породы в разрезах рифея распространены вообще гораздо менее, чем в районах Кузнецкого Алатау. Фосфориты Тувы (нагорья Сангилен), приуроченные к чисто известняковым толщам, вообще аномальное явление. Возможно, это связано с высоким метаморфизмом данных толщ, с обилием углеродистого материала в фосфоритах. Судя по многим особенностям тувинских фосфоритов, они могут иметь необычное происхождение или специфическую историю.

Напрашивается вывод о том, что известняковый состав фоссерии имеют только в молодых или сильно метаморфизованных толщах*, а доломитовый — в тех из них, которые испытали более глубокое погружение. Доломитовым составом обладают более нижняя часть карбонатного комплекса Каратау, нижняя часть карбонатного комплекса Хубсугульского бассейна, нижние горизонты енисейской серии Алтае-Саянской области и т. д. Правда, может встретиться много и контр-примеров. Но надо учитывать, что процесс доломитизации на глубине, как и все процессы глубинных преобразований пород, чрезвычайно чувствителен к малоуловимым особенностям слоев и обстановке, в которой они залегают. Во всяком случае, изучение карбонатных пород древних фосфоритоносных отложений показало, что доломитовый материал чаще всего существенно перекристаллизован и, кроме того, отличается высокой агрессивностью, способностью к замещению прочих минеральных компонентов фоссерий — кварца, фосфата, кальцита. Словом, вопрос о первичном происхождении доломитов рудоносных пачек древних отложений решается отнюдь не так просто, как привыкли считать, исходя из данных о возможностях осаждения доломита, стратиформности доломитовых тел, равномерного распределения в них магнезиального карбоната и т. п.

Пока не удалось дать общие правила для распознавания облика именно тех карбонатных пород, с которыми ассоциируют фосфориты. Он, как и облик самих фосфоритов, весьма разнообразен. Цвет и структура карбонатов фоссерий, их текстурные особенности и примеси могут сильно варьировать даже в пределах одного небольшого района; однако часто карбонатные породы фоссерий темнее, чем в нефосфатных частях разрезов [163, с. 315].

Делались попытки отличить карбонатные слои, ассоциирующие с фосфоритами, от аналогичных слоев нефосфоритоносных пачек [117, 94, 17]. Было установлено, что в карбонатных породах фосфоритоносных интервалов разреза наблюдается

* В [131] (стр. 33) отмечено, что в метаморфизованных интрузивных фосфоритах содержание доломита снижается.

«более широкий» набор «малых» элементов, повышенные концентрации Мп и некоторых «малых» элементов, словом — «усиленный геохимический фон». Это связано с тем, что породы фосфоритоносных ассоциаций по сравнению с аналогичными породами вне фоссерий более «загрязнены» терригенным и пирокластическим материалом. Такие выводы можно будет считать правомочными после уточнения процедуры отбора проб и интерпретации результатов. Сейчас же отметим, что аналогичные исследования не проводились на крупных фосфоритовых месторождениях. Там в основном изучались только сами фосфоритоносные стратиграфические интервалы, вне связи с изучением всего разреза и их нефосфатоносных аналогов, так как объем понятия о фосфоритоносной формации для крупных месторождений совпадает с объемом фоссерий. Поэтому единственным признаком, по которому можно (лишь в некоторых случаях) надежно отличить карбонатную породу, ассоциирующую с фосфоритом, от неассоциирующей с ним, является повышенное содержание в первой фосфата.

Отметим еще и то обстоятельство, что карбонатные породы в ближайшем соседстве с фосфоритовыми пластами нередко имеют брекчиевую текстуру. Это явление особенно широко распространено в древних фосфоритоносных толщах Алтае-Саянского, Удско-Шантарского (Дальний Восток) и Хубсугульского фосфоритоносных бассейнов. Есть основания полагать, что часть этих карбонатных брекчий является постседиментационными, на что обратил внимание Г. И. Бушинский [23, с. 24—25] при описании Горношорского фосфоритоносного района. Об этом будет подробнее сказано ниже, в разделе «Сравнение месторождений...». Однако в фосфоритоносных разрезах указанных районов имеются и брекчии несомненно осадочного происхождения. Приуроченность карбонатных брекчий к фосфоритоносным интервалам объясняется по-разному, в основном — обрушениями осадков в зоне мелководья, взламыванием при действии волн. Крупные размеры обломков вроде бы говорят об очень небольших глубинах, где возникали брекчии, буквально в зоне прибоя. Неооработанность же материала свидетельствует о попадании обломков сразу на уровень спокойных вод. Сочетание таких условий известно только для одной обстановки — пририфовой. Именно так и интерпретируют присутствие брекчиевых зон в рифейской фосфоритоносной карбонатной толще Кузнецкого Алатау Ю. В. Миртов и С. М. Тарасова [106], отмечая переход брекчий по простиранию в мелкодетритные карбонаты.

Вопрос о форме брекчиевых тел, их соотношении с соседними синхронными отложениями и количественных соотношениях несомненно седиментационных брекчий с псевдокластическими требует уточнения.

В разрезах пермских фосфоритоносных отложений Западного фосфатного поля США брекчии карбонатных пород встречаются в ничтожных количествах. То же можно сказать о разрезах мел-палеогеновой фосфоритоносной толщи Северной Африки. В Каратау местами сильно брекчирован слой подфосфоритовых «нижних» доломитов [138].

В целом карбонатные брекчии широко развиты только в древних геосинклинальных фосфоритоносных отложениях Азии, а в фосфоритоносных разрезах крупных фосфоритовых месторождений послекембрийского возраста встречаются не чаще, чем это обычно для разрезов мелководных морских отложений вообще.

Связь с обломочным материалом

Условимся различать, хотя это не всегда возможно, «терригенный», т. е. принесенный с суши, и «кластический», т. е. вообще обломочный, материал. Последний может возникать и за счет внутрибассейновых подводных размывов. Когда в фосфоритовой серии имеется грубообломочный материал, он чаще всего не принесен с суши, он сугубо местный по составу. Таковы многочисленные фосфоритовые брекчии, гравелиты, конгломераты.

Терригенные породы присутствуют не только в терригенно-карбонатной группе фосфоритоносных отложений. Кремнисто-доломитовая формация фактически тоже содержит терригенные прослои, хотя в основном терригенный материал здесь — лишь примесь к карбонатным породам. Есть, правда, и чисто хемогенные разрезы кремнисто-доломитовой формации, но они, скорее всего, характеризуют лишь отдельные участки этой формации.

Возможно выделить пачки чисто терригенных бескарбонатных отложений с фосфоритами, но они небольшой мощности — десятки метров. Это типичные платформенные образования [143]. На больших же расстояниях (по разрезу) от того или иного пласта фосфоритов в любом разрезе, содержащем фосфориты, обязательно встретится слой или пачка карбонатной породы.

Примером бескарбонатного интервала может служить разрез фосфоритоносной пачки в Западной пустыне Египта у оазиса Эль-Харга [114, с. 64], где фосфоритовые породы залегают между глинистыми сланцами. Под нижним пластом фосфоритов лежит толща пестроцветных глинистых сланцев Коссейра, выше фосфоритов следует глинисто-сланцевая формация Дахла, в которой пачки глин уже переслаиваются с мергелями и известняками. Восточнее — у Красного моря — этот же стратиграфический фосфоритный интервал уже существенно карбонатный, мергелистый. В разрезе нижнего

кембрия на восточном склоне впадины Синань на Южно-Китайской платформе [23, фиг. 38] плотные пластовые фосфориты залегают в пачке черных глинистых сланцев с прослоями кремней. Мощность фосфоритов до 2 м, всей пачки сланцев (свиты Шибай) — 50 м. Подстиляется сланцевая свита кремнистым доломитом Дэньин, но покрывается более мощной (230 м) глинисто-сланцевой толщей среднего кембрия.

Высококачественные фосфориты могут залегать на границе между чисто терригенной пачкой (слоем) и чисто хемогенной карбонатной. Такую позицию занимает главный фосфоритовый пласт крупного месторождения Кайянь [23, фиг. 55, 59], а также месторождения Куньян [23, фиг. 68]. В последнем случае фосфорит связан со сланценакоплением, а не с доломитообразованием. Он залегает на сильно размытой поверхности доломита, имея гальку в основании. Перерыв между доломитоотложением и фосфатонакоплением был длительным, и то, что фосфорит прислоняется к доломиту, свидетельствует о значительном окаменении доломита и его размыве до отложения фосфорита.

Описано сонахождение фосфоритов с терригенными некарбонатными породами в крупных пермских месторождениях Западного фосфатного поля США [163, 189] и среднего кембрия Австралии [188]. В формации Фосфория большая часть фосфорита связана с глинистым материалом, образуя фосфатные сланцы. Диаграмма содержания главных компонентов основной фосфоритовой пачки показывает, что карбонатного материала примешивается к фосфатному лишь незначительное количество, в то время как с кварцевым детритом и глиной фосфат может встречаться в любой пропорции [163, с. 305]. Наблюдаются также все переходы и взаимоотношения между фосфоритами и тонкослоистыми кварцево-алевролитовыми аргиллитами, в которых 60—75% глинистой фракции. Если рассматривать всю толщу фосфорийского возраста как одну ассоциацию, то можно сказать, что местами в ней существенную роль играет песчаник кварцевого состава (формация Шедхорн). Песчаники тесно переплетаются с фосфоритоносными породами, переслаиваются с фосфоритами, контактируют с ними односторонне и замещают фосфатные сланцы по простиранию. На некоторых участках фосфориты и фосфатные сланцы полностью вмещаются песчаниками Шедхорн. По степени сортировки и составу определено [163], что песчаники Шедхорн образовались за счет переработки субсинхронных им пермских же пород по периферическим частям бассейна осадконакопления. В целом фосфатоносные пермские отложения Западного фосфатного поля представлены кремнисто-карбонатно-терригенной ассоциацией, терригенный некарбонатный материал составляет около трети ее объема.

Карбонатно-кремнистая фосфоритоносная формация Битл-Крик (70 м) северо-западного Квинсленда в Австралии содержит существенное количество терригенной примеси, сложенной в значительной мере алевролитовым и глинистым материалом наряду с фосфатными алевролитами и сланцами. Перекрывается эта продуктивная пачка аналогичной сланцево-алевролитовой 90-метровой пачкой нижней части формации Инка [188].

В существенно карбонатных мел-палеогеновых фосфоритоносных разрезах Средиземноморья продуктивные интервалы выделяются присутствием мергелистых, песчаных и глинистых пород.

В целом можно сказать, что разрезы продуктивных свит основных месторождений богатых фосфоритов довольно обильно насыщены терригенными некарбонатными примесями в виде самостоятельных слоев либо в виде примесей к карбонатам. Однако такой терригенный материал в тех же количествах присутствует и за пределами ближайших окрестностей фосфоритоносных интервалов.

Терригенные некарбонатные примеси хорошо коррелируются с фосфоритами только на фоне существенно нетерригенных разрезов. Иллюстрацией этого отчасти являются разрезы Хубсугульского и Ухагольского месторождений Хубсугульского фосфоритоносного бассейна. Здесь среди чистых хемогенных карбонатов рядом с фосфоритовыми пластами всегда обнаруживаются глинистые сланцы. Кроме того, сами фосфориты Ухагольского синклинория сильно запесочены кварцем. Непосредственно под фосфоритами Хубсугульского месторождения наблюдается выдержанная на десятки километров пачка карбонатных тонкослоистых пород, обогащенных песчано-алевролитовым материалом. Пачка эта в выветреном состоянии заметно ожелезнена и резко выделяется цветом на фоне однообразного серого карбонатного разреза. На других участках Хубсугульского бассейна аналогичные породы могут залегать и внутри фоссерии, и в верхней ее части, но всегда в непосредственной близости от фосфоритов.

По гранулометрическому составу терригенные компоненты, область распространения которых пересекается с областью фосфоритов или включает ее, чаще всего относятся к тонким классам. Наиболее часто сонаходится с фосфоритами глинистый и алевритовый материал. Песчаный материал довольно обычен в виде незначительной примеси к породам фоссерии или маломощных слоев. Но в песчаниковой толще богатые пластовые фосфориты, как правило, не залегают, хотя сами пески могут быть незначительно фосфатны. Залегание фосфоритов среди чисто песчаных отложений отмечено автором работы [143] в трех пунктах, однако, судя по этим описаниям, понятию о пластовом фосфорите более или менее соответству-

ют лишь фосфориты эоценовой толщи Нигерии, остальные два случая касаются желваковых фосфоритов.

В ряде месторождений пластовых фосфоритов несколько ниже продуктивного горизонта залегают конгломераты с галькой из подстилающих пород. Такая последовательность отвечает трансгрессивной модели процесса формирования фосфоритов. Не следует, повторяем, смешивать терригенный материал с песчаниками и конгломератами, образовавшимися из самих фосфоритов; такие кластиты не свидетельствуют о близости берега. Часть такого переотложенного фосфатного материала может возникать при внутрибассейновом обмелении за счет перемыва уже отложенных фосфоритовых слоев или при оползании осадков. Эти переотложенные фосфориты могут быть опознаны по тому, что обломочки фосфатного вещества в них смешаны с обломками карбонатных и прочих вмещающих пород. Чисто фосфатный состав могут иметь только отдельные участки таких кластогенных фосфоритов.

Говоря о подфосфоритовых грубообломочных породах, нельзя не упомянуть о «тиллитах» — конглобрекциях, в которых неотсортированные крупные и мелкие обломки включены в тонкозернистую основную массу. Материал «тиллитов» сугубо местный. Г. И. Бушинский [23, с. 150—153] пришел к выводу о скорее всего пролювиальном происхождении «тиллитов» и случайности их сонахождения с фосфоритами.

Аналогичные конглобрекции наблюдаются и ниже подфосфоритовых доломитов Хубсугульского месторождения. Присоединяясь к сторонникам неледникового происхождения этих псефитов, отметим устойчивость их позиции — всегда близ основания платформенного чехла или близ подошвы крупного карбонатного геочинклинального комплекса. Эта позиция вместе с местным характером материала, говорит о том, что «тиллиты» и «тиллоиды», возможно, являются просто морскими конгломератами, механизм накопления которых еще не совсем ясен. Может быть, это продукты оползаний осадков. Так как ни в одном фосфоритоносном разрезе конгломераты не занимают положения выше фосфоритов, ясно, что сонахождение фосфоритов и «тиллитов» соответствует концепции о приуроченности фосфоритообразования к начальной стадии трансгрессивного этапа.

Терригенный материал, с которым ассоциируют фосфориты, как и карбонатный, отлагается на гораздо более широкой площади и в более широком интервале разреза, чем фосфатный. Это, видимо, объясняется тем, что диапазон условий отложения фосфатов намного уже, чем тонкообломочных компонентов. Гораздо шире распространен терригенный материал по сравнению с фосфоритами, например, в среднем кембрии северо-западного Квинсленда (Австралия), в разрезе меловых египетских месторождений. Точное соответствие зон выно-

са фосфатов из глубин и зон его осаждения зоне осаждения терригенного материала даже только в вертикальном разрезе — явление редкое (Ухагольское месторождение). Оно, как сказано, становится заметным только на фоне преимущественно хемогенного седиментогенеза.

Форма и состав терригенного материала, с которым соосаждаются фосфориты, говорят о выровненной области сноса, дальнем переносе или о морской абразии низких берегов: песчано-алевритовый материал чаще всего существенно кварцевый, нередко хорошо окатан. Глинистый материал, ассоциирующий с фосфоритами, изучен недостаточно, особенно для древних фосфоритоносных отложений. В формации Фосфория глинистая фракция фосфатоносных сланцев (mudstones) слагается иллитом при незначительном количестве каолинита [163, с. 313]. Глинистая же фракция из пород среднекембрийской фосфоритоносной пачки Квинсленда почти наполовину сложена каолинитом [188]. Исследования глинистых фракций пород древних кембрийских и рифейских геосинклинальных фосфоритоносных пачек Сибири показывают существенно гидрослюдистый их состав. В некоторых мел-палеогеновых фосфоритоносных породах Африки глинистая фракция монтмориллонит-аттапульгитовая [194]. Для детализации вопроса о том, какого рода глинистый материал сопровождает фосфориты, требуется большая систематическая работа с поправками на преобразования глинистых минералов в течение геологической истории. Не исключено, что преимущественно гидрослюдистый состав глин из древних фоссерий — результат постседиментационных преобразований.

О сходстве характеристик терригенных бескарбонатных примесей в фоссериях и переотложенных продуктов коры выветривания выровненной суши (кварцевый детрит, железистые образования и железные бобовые руды, каолинит, алюминистые образования и т. п.), чему придается большое значение в ряде работ, можно заметить следующее. Фосфориты вообще могут образовываться при наступлении моря только на выровненную сушу. При трансгрессии на сушу с гористым рельефом или соседстве бассейна с такой сушей зоны фосфоритообразования попадают в крайне невыгодное положение — их засыпает терригенный материал, шельф оказывается очень узким, а форма участков дна — прихотливой. Выровненная же суша всегда дает материал, существенно переработанный выветриванием и транспортировкой. Попадет или не попадет этот материал в бассейн — фосфаты все равно будут осаждаться в зоне благоприятных глубин и апвеллинга, независимо от сноса. Поэтому корреляция фосфоритоносных интервалов разреза со «зрелым», переработанным материалом [35, 66, 67], будучи основанием для палеогеографических построений, не является основанием для определения источника фосфора, как это,

в частности, было принято автором ранее (см. [50], с. 209 или [137]) для фосфоритов, отлагавшихся по периферии древних выступов.

Видимо, в осадках зон фосфоритообразования просто скрещиваются пути фосфатов, выносимых из морских глубин на мелководье, и терригенного материала, сносимого с низкой суши.

В целом причину ассоциации фосфоритов с теми или иными терригенными примесями и породами можно изложить так: или море наступало на низкую сушу, или зона фосфоросаждения была удалена от суши и сюда доходил только наиболее тонкий и наиболее устойчивый материал.

Связь с кремнистым материалом

Понятию «кремнистое образование» отвечают разнообразные тела горных пород и осадков, состоящие преимущественно из кремнезема в его различных модификациях. Кремнистые образования, как и предыдущие компоненты фоссерий (карбонатные и терригенные породы и примеси), распространены гораздо шире, чем сами фосфориты: известно множество отложений того же возраста, что и фосфоритоносные, обогащенных кремнистыми образованиями, но вовсе не содержащих скоплений фосфатов. Однако связь между фосфоритами и кремнями часто весьма наглядна; кремневые слои эффективно выделяются на фоне терригенно-карбонатных или карбонатных разрезов, образуя в отличие от фосфоритов хорошие обнажения. Поэтому связь фосфоритов с кремнями, даже если она и неустойчива, обычно воспринимается как «сильная».

Если фосфориты нередко можно встретить в сплошном поле карбонатных и даже глинистых слоев, то в сплошном поле кремнистых пород они, как правило, не встречаются. Среди сплошных кремнистых пород обычно встречаются лишь убогие залежи фосфоритов или просто скопления фосфатов минералогического значения.

Во всех крупных фосфоритоносных бассейнах и на большинстве мелких месторождений в числе ближайших соседей фосфоритовых пластов присутствуют кремневые залежи. Наиболее ярко это проявляется в фосфоритоносных толщах Западного фосфатного поля США, в кембрийском бассейне Малого Каратау, в Хубсугульском фосфоритоносном бассейне Северной Монголии. Кремневые слои встречаются также вместе с фосфоритами среднего кембрия Австралии. На месторождениях КНР многие залежи фосфоритов сонаходятся с кремнистыми известняками, доломитами, сланцами [21]. Но на самых богатых месторождениях КНР (Кайян и Куньян) рядом с фосфоритами кремневых горизонтов не отмечается, хотя

сами фосфориты некоторых горизонтов здесь имеют кремнистый цемент, а те или иные участки разреза окремнены. Так называемых пластовых кремней (силицитов), столь характерных для месторождений перми США и кембрия Казахстана и МНР на Китайских платформах вблизи от фосфоритов не встречено, хотя здесь в целом по разрезу кембрия имеется множество линзо-желваковых кремнистых образований и окремнелых пачек. Фосфоритовые залежи мел-палеогенового возраста Средиземноморской провинции и Египта тоже не ассоциируют с типично пластовыми кремнями, но в этих фосфоритовых сериях имеется множество кремневых «прослойков», линз и конкреций. Эти кремневые «прослойки», по сути дела, пластообразные конкреции.

В литературе объем понятия «кремнистые породы» и основные их виды определены нечетко. В настоящем разделе речь в основном будет идти не о разнообразных кремнистых сланцах, а о силицитах — несланцеватых кремневых породах массивной или полосчатой текстуры, на 70—95% состоящих из кремнезема с очень незначительной примесью глинистого материала. Такие силициты часто обладают именно полосчатой текстурой, которая описывается обычно как «тонкая слоистость».

Залегание пластовых кремней вблизи (по разрезу) от залежей фосфоритов вызвало большой интерес к условиям и механизму образования таких силицитов; выводы намечались использовать при построении моделей фосфоритообразования. Однако задача оказалась трудноразрешимой. Модели кремнеобразования и попытки установить различия между кремнями, образовавшимися за счет разных источников, сталкиваются со всевозможными противоречиями. В частности, в связи с тем, что морские воды почти не содержат аморфного кремнезема, перестали считаться прочными гипотезы о происхождении пластовых кремней за счет прямого осаждения [162], за исключением случаев применения их к локальным участкам подводного вулканизма и выходов глубинных растворов. Стало выясняться, что данные о составе кремней не дают надежных оснований для выводов об их происхождении [171] и т. д. В то же время продолжают высказываться мнения об ином составе морских вод и преобладании хемогенной садки кремнезема в отдельные эпохи [68]. С другой стороны, выясняется, что в накоплении кремнезема в океанических осадках современной эпохи основную роль играет осаждение биогенных кремнистых частиц [86, 170, 193] и что перераспределение кремнезема после отложения осадков имеет большое значение при формировании кремневых горизонтов [43, 87, 133 и др.].

В общих чертах совпадение участков кремненакопления с зонами фосфоритообразования легко объясняется тем, что оба

процесса идут медленно и при осадкообразовании могут проявиться только в тех районах, где в достаточной степени подавлены другие процессы седиментогенеза. При этом области фосфато- и кремнеосаждения могут накладываться друг на друга, образуя зоны, в которых оказывается возможным осаждение обоих компонентов,— это зоны умеренных глубин и малого привноса обломочного материала. Отсутствие находок отложений пластовых кремней современного периода долгое время побуждало некоторых исследователей отказываться от гипотезы происхождения силицитов за счет ресурсов самого бассейна и искать причину кремнеобразования в действии дополнительных источников: коры выветривания или вулканических аппаратов [68, с. 384—400]. Здесь, несомненно, сказывается и конвергенция, отмеченная для кремневых пород еще Н. С. Шатским [143]. Однако ранее не принималось во внимание одно важное обстоятельство, которое стало осознаваться лишь в последние годы в связи с обсуждением проблемы стратифицированных рудных месторождений и постседиментационной истории осадков [47, 196]. А именно: при рассмотрении вопросов образования пластовых кремней всегда исходили из предположения, что их современная форма и состояние практически соответствуют «первоначальным». Новые материалы позволяют предполагать, что ископаемый облик пластовых кремней (это относится не только к кремням, но и ко многим иным рудным и нерудным образованиям) не результат непосредственного действия источника и механизма осаждения, а продукт многостадийной истории существующих преобразований осадка, в которой большую роль играют перемещения вещества в постседиментационную стадию.

Из кремнистых образований, связанных с пластовыми фосфоритами, лучше всего изучены пластовые силициты формации Фосфория [163, 169, 189 и др.]. Несмотря на то, что эти кремни выделяются в 2—3 самостоятельных члена формаций Фосфория и Парк Сити, границы между кремнями и прочими образованиями практически довольно условны. На литологических профилях и корреляционных таблицах пермских отложений Западного фосфатного поля [163, 189] видно, что кремневые горизонты переплетаются со всеми другими видами отложений, замещают их по простиранию с полной гаммой переходов через кремнистые известняки, доломиты, песчаники, сланцы и фосфориты. Особенно тесное переплетение и взаимопереходы отмечаются между кремнями и кварцевыми песчано-алевритовыми породами формации Шедхорн. Многие участки ее песчаных и карбонатных тел нафаршированы кремневыми стяжениями столбчатой и сфероидальной форм; словом, кремневый материал пропитывает всю пермскую толщу, но более или менее обособлен в отдельные пластовые тела (кремневые пачки) местами с весьма нечеткими границами. Внутри

кремней отмечаются фосфоритовые или карбонатные, а также песчаные участки неопределенной или слоистой формы. Во многих местах кремни формации Фосфория наполовину и даже на две трети сложены спикулами кремнистых губок. Наблюдаются также обильный глинистый материал и терригенный кварц. В разрезах кремневых пачек чистые кремни чередуются с другими породами, в том числе глинисто-алевритовыми сланцами. В общем плане кремневые пачки фосфорийского возраста окружают область, где в синхронных отложениях кремни переходят в темные кремнисто-глинистые сланцы. Предполагается, что здесь существовали более глубоководные условия с застойными водами, куда сносился глинистый материал [24]. Правильнее сказать — куда не доходил более грубый материал.

Аналогичная картина в разрезах северо-западных отрогов Тянь-Шаня, где темные углисто-кремнистые сланцы нижнего кембрия по простираанию замещают литологически более дифференцированные разрезы с кремнями и фосфоритами [1].

Источником кремнезема пермских отложений Западного фосфатного поля США считаются нормальные морские воды, из которых кремнезем извлекался организмами. Подсчеты [163, с. 369—371] показывают реальность этого предположения. Если же допустить еще заимствование кремнезема в течение постседиментационных процессов из терригенного материала, необходимость обращаться к вулканическим аппаратам или дренированию коры выветривания суши отпадает совсем, тем более, что взаимоотношения пород пермских отложений, как замечено в [163, с. 371], не указывают на существование в то время достаточного стока с суши. Многочисленные зерна кремней и кремневой гальки в отложениях фосфорийской перми позволяют авторам заключить, что кремни отвердели уже в течение пермского времени. Вместе с тем предполагается, что большая часть массы кремней несет следы существенного «диагенетического» растворения, перераспределения и уничтожения первичной структуры кремнистых осадков. Считается, что глинистые слоистые кремни менее изменены, в то время как чистые пластовые кремни с раздувами слоев образовались, вероятно, путем преобразования более проницаемых пластов, где происходило значительное перемещение кремнезема в растворах [163, с. 372—373].

Кремневый горизонт Каратау описан во многих работах (например, [46, 131, 132]). Его залегание в основании фосфоритовой пачки и выдержанность этой позиции по всему бассейну вызвали желание считать кремни предвестниками фосфатонакопления. Однако материалы по Фосфории, Хубсгульскому да и по самому Каратаускому бассейнам показывают, что кремни могут залегать как под, так и над фосфоритами, а также встречаться внутри фосфоритовых горизонтов.

На более мелких месторождениях и фосфатопроявлениях то, что соотношения фосфоритов с кремнистыми образованиями могут иметь любые формы, видно яснее.

Происхождение кремневого горизонта продуктивной свиты Каратауского фосфоритоносного бассейна считается хемогенно-осадочным (например, [131, с. 35]) или, в связи с обнаружением в каратауских кремнях (как и в фосфорийских) сплошных скоплений спикул губок, биогенно-осадочным [46, 141]. Здесь остановимся только на некоторых аспектах связи фосфоритов и этих кремнистых образований, как нам представляется, важных для понимания проблемы. Эти аспекты вытекают из сравнения кремневых горизонтов нефосфоритоносных интервалов разреза с околосфосфатными кремнями.

Если каратауский разрез фосфоритоносного карбонатного комплекса (тамдинской серии, нижнего кембрия — ордовика) содержит лишь один кремневый горизонт, который прослеживается с перерывами почти по всему бассейну, то в разрезе карбонатного комплекса Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, как и в Алтае-Саянском бассейне, таких горизонтов несколько. Будучи идентичными петрографически, далеко не все такие горизонты соседствуют с фосфоритовыми пластами, хотя большинство из них, хотя бы в слабой степени, на отдельных участках фосфатны. Кремневые горизонты Алтае-Саяно-Байкальской области, как и кремни Каратау и Фосфории, нередко содержат рассеянные и сгруженные спикулы губок, а также округлые образования, относимые к «отпечаткам радиоларий» [17]. Многие пластовые кремни этой области также обладают параллельнополосчатой текстурой, истолковываемой как «тонкая слоистость». Наконец, нередко кремни обнаруживают «фациальную зональность» — переходы от брекчиевого через песчановидное до массивного строения. Все это побуждает рассматривать кремневые образования как «несомненно осадочные» и лишь «диагенетически измененные» породы.

Наряду с этим имеются петрографически точно такие же кремни, но залегающие секущими по отношению к вмещающим отложениям телами, которые считаются метасоматическими (например, [149]). Идентичность таких кремней по составу и строению кремням согласного, но в то же время изменчивого залегания, а также представления об ограниченной возможности осадочного образования сплошных, массивных, чистых пластовых кремней дали основания предположить вероятность связи подобных образований с процессами вулканизма. Автор, до недавнего времени, тоже разделял подобную точку зрения [50]. Однако поиски доказательств, более убедительных, чем факты сонахождения (в общих чертах) кремней с продуктами вулканизма, привели к несколько иной позиции.

Начнем с того, что в отложениях, никак не связанных с вулканическими образованиями, тоже наблюдаются кремневые тела, идентичные близфосфоритовым. Далее, кремневые тела, на первый взгляд согласного залегания, при детальном изучении часто оказываются секущими или имеющими тупые окончания. Нередко «слоистость» из кремневого тела переходит во вмещающие известняки. Признаки осадочности — наличие спикул, полосчатость, согласная со слоистостью или похожая на слоистость, — были обнаружены также у кремневых тел очень небольших размеров, явно являющихся стяжениями. Затем были установлены все переходы от мелких кремневых стяжений до очень крупных, имеющих сотни метров в длину. Напрашивается предположение, что массивные пластовые полосчатые силициты являются новообразованиями — гигантскими стяжениями пластообразной формы.

Литологическое изучение кремней из кембро-рифейских отложений различных районов Сибири, Казахстана и МНР, а также наблюдения над формой их залегания и соотношениями с вмещающими породами показали, что эти кремни действительно можно рассматривать как наложенные образования. Обнаружены признаки замещения кварцево-халцедоновым агрегатом различных пород — эффузивов, карбонатов, фосфоритов, псаммитов, от которых в телах кремневых новообразований сохраняются недозамещенные или теньевые реликты. Вместе с тем мощность кремневых тел (десятки, а нередко и сотни метров) и значительная подчиненность слоистости позволяют предполагать, что это замещение происходило не только в маломощном поверхностном слое осадков, т. е. в зоне, которая обычно называется диагенетической [72, с. 154], но и в довольно уплотненной среде с хорошо сформированной слоистостью. Установлены также факты замещения кремнем уже значительно окристаллизованных карбонатных пород, в том числе крупнокристаллических доломитизированных известняков.

Изучение брекчий и других кластических пород в фосфоритоносных интервалах разрезов Каратауского, Хубсугульского и Алтае-Саянского фосфоритоносных бассейнов показало, что количество фрагментов кремней в них несоразмерно мало по сравнению с тем, что можно было бы ожидать от местных переывов и обрушений. Те включения, которые обычно принимаются за обломки кремней, при детальном изучении оказываются или реликтами кремневых стяжений, недозамещенных в процессе «съедающей» их карбонатизации, или окремненной галькой первоначально иного состава.

Полосчатость, принимаемая за «тонкоритмичную слоистость», очень характерна и для образований метасоматического происхождения [25], что подтверждается наличием такой

полосчатости у явно конкреционных и секущих кремневых образований. То же можно сказать о наблюдающихся в кремнях глобулярных образованиях и оолитах, нередко возникающих в процессе метасоматоза [81].

Наконец, присутствие спикул и проблематичных радиолярий в кремнях не устраняет возможности их метасоматического происхождения, ибо спикулы и радиолярии с таким же распределением встречены и во вмещающих кремни породах. Иногда трудно сказать, были ли эти спикулы кремневыми или карбонатными, так как в интервалах, обогащенных кремнеземом, последний чрезвычайно избирательно замещает органогенные включения, а в известковых породах палеозоя спикулы бывают и кремнистыми, и карбонатными. Но, если считать спикулы кремневыми (что весьма вероятно, судя по их форме), можно говорить лишь о том, что некоторые части осадков вначале были только обогащены спикулами и лишь впоследствии превратились в сплошной агрегат кварца и халцедона. Аналогичное явление наблюдается при образовании кремневых конкреций в меловых породах Русской платформы, когда спикулы, первоначально включенные в мел, оказываются внутри кремневой конкреции, «скопления спикул губок и скелетов радиолярий далеко не всегда сопровождаются образованием кремней, так же как и обилию кремней не всегда сопутствует соответствующее количество остатков кремневых губок» [22, с. 233]. Вообще же можно говорить о том, что скопления скелетного спикулового кремнезема, несомненно, являлись существенным источником вещества ископаемых кремней, однако распределение последних по разрезу — результат последующих значительных перераспределений и добавлений кремнезема из других источников.

Признаки того, что пластовые кремни представляют собой зоны стяжения кремнезема из окружающего пространства, можно найти в кремнях не только каратауской фосфоритоносной свиты, но и кембро-рифейских толщ Алтае-Саяно-Байкальской области. По письменному сообщению В. Е. МакКелви, в телах кремней Рекс формации Фосфория в юго-восточном Айдахо содержатся крупные (до мили протяженностью) линзы биокластических известняков, которые местами нацело оказались замещенными кремнем; сохранились кальцитовыми лишь наиболее крупные членики криноидей.

В то же время все признаки осадочности, наблюдаемые в подобных силицитах, можно истолковать как унаследованные от замещенной породы. Изучение каратауских и хубсугульских близфосфоритовых кремней показало, что замещаемой породой здесь были спонголиты, фосфориты и карбонаты — кремневая масса сохранила реликты их структуры. Замещение происходило большей частью чрезвычайно избирательно, послойно — с использованием тончайших структурно-вещественных особенностей замещаемого материала.

Показательно строение кремневого горизонта месторождения фосфоритов Герес, расположенного на северо-западном окончании Малого Каратау. Здесь в обнажениях прекрасно видно, как кремневые выделения развиваются по доломиту в виде «пятен» причудливой формы, но, в общем, подчиненных слоистости доломитов. По плотности насыщения кремнеземом здешний кремневый горизонт (фактически являющийся «доломитовым горизонтом с окремнением») распадается на две примерно равномощные (по 3—4 м) части: нижняя, более насыщенная кремнями (до 80% объема), и верхняя, где кремней не более 30—50%. Обе части четко стратифицированы. На протяжении горизонта встречаются места, обедненные кремнеземом, тогда возникает впечатление, что фосфориты, которые должны налегать на кремневый горизонт, залегают прямо на горизонте «нижних доломитов», который в полных разрезах подстилает кремни. Местами же кремневые выделения сливаются, полностью вытесняя вмещающий их доломит, образуя сливной «пластовый» кремень. Таким образом, подфосфоритовый кремневый горизонт на месторождении Герес как бы «недоразвит» и в то же время обнаруживает общую для региона тенденцию: нижняя часть замещаемого пласта (первично доломитового) более окремнелая, чем верхняя. На других участках кремневый материал в нижней части полностью вытеснил более ранний (доломит или фосфорит), в верхней же части сохраняются карбонатно-фосфатные участки. Аналогичные данные поступают из других мест, например [158].

Вторичный характер окремнения по более или менее литифицированным породам хорошо ощущается в залегающей на несколько сотен метров ниже чулактауской фосфоритоносной свиты Каратау окремненной пачке доломитовых и алевроито-сланцевых пород чичканской свиты [41] каройской серии. Здесь черные кремни образуют асимметричную по насыщенности кремнеземом зону крупных и мелких сливающихся линзо-слойков и неправильных выделений, форма которых подчинена строматолитовым и другим осадочным текстурам вмещающих пород.

Можно предположить, что источником кремнезема, концентрирующегося вдоль некоторых геологических границ, служат не только остатки кремневых скелетов организмов (как трактуется в [193]) или неорганически осадившиеся кремневые частицы, рассеянные в илах, но и кремнезем, получаемый при постседиментационном растворении и переотложении рассеянного в толще кварцевого и силикатного материала, возможность чего уже обоснована в работах [111, 115, 199]. Тогда становится понятной частая приуроченность кремневых горизонтов к литологическим границам и областям, соседствующим с кремнеземистыми породами. Так как фосфориты тоже приурочены к зонам перемежаемости различных пород, то, возможно, сонахождение кремней и фосфоритов опосредованно является следствием одних и тех же условий седиментации; но эти объекты могут существенно различаться по источнику материала, времени и механизму образования. Можно полагать, что в мощных геосинклинальных толщах, загрязненных кремнеземом и силикатным материалом, формируются более обильные и мощные новообразования кремней, чем в менее мощных и более чистых карбонатных платформенных толщах.

Однако на этот процесс влияет множество факторов, которые трудно учесть. Могут сказываться состав интерстиционных растворов, скорость погружения, влияние различных нагрузок, степень насыщенности окрестностей геохимического барьера кремнеземом и т. д. Причина, вызывающая стяжение вещества в конкреции, пока не установлена [72, с. 169], однако известно, что стягивание эффективнее происходит в первую очередь на «затравки» из того же материала. Следовательно, первичная обогащенность некоторых слоев кремнеземом, хотя бы и в незначительной степени (в виде скоплений опала, спикул, кварцевого песка или пеплового материала), при прочих благоприятных условиях может вызвать дополнительное стягивание кремнезема именно к этим слоям и привести к образованию довольно протяженных и мощных пластов, по сути, вторичных кремней.

Сказанное не относится к таким несомненно первично осадочным породам, как кремнисто-глинистые (кремнисто-слюдистые) сланцы, которые нередко ассоциируют с фосфоритами, протягиваясь в зону фосфатонакопления в виде «язычков» из более глубоководной области.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ И ФОСФАТОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Преобразованию фосфатного вещества и его перемещению в постседиментационные стадии посвящено очень небольшое количество работ. Это объясняется отчасти тем, что скрытокристаллическое апатитовое фосфатное вещество довольно устойчиво к воздействию разнообразных факторов. Даже перемещенный при диагенезе, катагенезе и отчасти метаморфизме фосфат трудно отличим от его «первичных» выделений. Только интенсивное термальное воздействие может существенно повлиять на его вид.

Фосфатное вещество из разнообразных по возрасту объектов: пермских, ордовикских, пенсильванских отложений и современных желваков с морского дна — практически одинаково как физически, так и минералогически [165].

Поэтому фосфоритовые месторождения и сами фосфатные породы обычно подразделяют лишь на 2 группы — экзогенную и метаморфогенную [37, 75]. Такое положение отражало господствующие в литологии воззрения, согласно которым изменение облика и перемещения вещества почти прекращаются после литификации осадка и вновь оживляются только при достижении стадии метаморфизма.

В последние годы фосфориты стали подразделять на седиментационные и седиментационно-диагенетические [75 и др.], выделяя среди фосфатных образований те, которые сформировались уже в илах, ниже поверхности раздела вода — осадок. К ним относятся разного масштаба и вида конкреционные образования.

Неопределенность понятия «диагенез» и невозможность разделить в ископаемом состоянии продукты перемежающихся стадий делают еще более неопределенным понятие о «седиментационно-диагенетических» фосфоритах. Последнее объединяет влияние двух процессов, один из которых определяет другой. Как увидим дальше, есть основания подозревать, что имеются фосфатные образования, которые, возможно, являются постдиагенетическими, но дометаморфическими.

В метаморфогенную группу объединялись фосфориты, первично осадочные по происхождению, но испытавшие метаморфизм. Фосфориты, испытавшие контактовый метаморфизм, были названы метаморфизованными, испытавшие региональный метаморфизм — метаморфическими [37, с. 76]. Фосфориты, сформированные только в результате процессов метаморфизма, в классификации не значатся, хотя принцип разделения классов по процессу, формирующему фосфатное скопление, в классификации использован. По-видимому, считалось очевидным, что первично осадочное фосфатное вещество не претерпевает перемещения после диагенетического этапа. В этом неясно сказывалась неопределенность различия между понятиями «фосфорит» и «фосфатная руда».

Такой подход, как ни странно, практиковался, хотя одновременно существовало распространенное мнение о значительной подвижности фосфатного вещества, о его способности замещать нефосфатные образования и замещаться самому. Предполагалось, что такие перемещения могут происходить главным образом только «в диагенезе», т. е. в неотвердевшем осадке и в пределах «одного и того же слоя».

Дадим некоторые высказывания по этому вопросу. Для пластовых фосфоритов Каратау А. Г. Трухачевой [131] описаны доломитизация и окремнение, а также замещение фосфата кремнеземом. А. Г. Трухачева отметила, что окремнение бывает нескольких генераций. Часть кремнезема, по-видимому, одновременно фосфату, а часть образовалась «после формирования пород в результате циркуляции растворов» (с. 34) по трещинам. По мнению А. Г. Трухачевой, переход первично-го опала в халцедон, а затем в кварц происходит на стадии диагенезиса. Как автор понимает «диагенезис», в работе не разъясняется, но можно полагать, что эта стадия в данном контексте подразумевает рыхлое состояние осадка и небольшие глубины его погружения.

Несколько иначе истолковывает окремнение Г. И. Бушинский [23, с. 171]: «Окремнение обычно происходит в позднем диагенезе или в эпигенезе, т. е. в осадке или в породе на значительной глубине от поверхности ила». В таком случае оно избирательно, и возникают пластообразные метасоматические конкреции кремня.

Продолжение описания диагенетических изменений фосфатных осадков Каратауского фосфоритоносного бассейна можно найти в статье [132]. Здесь в качестве примеров новообразований называются рассеянные выделения пирита и микроконкреции (сгустки и сферолиты) фосфата. Полагают, что присутствие кремнистого материала препятствует конкрециеобразованию, и смесь фосфата и кремнезема приобретает тонкокристаллическую структуру. К «диагенетическим» отнесены корочки фосфата на фосфатных же или инородных зернах; заполняющий поры фосфатный или кремнистый материал, привнесенный из других слоев; ромбоэдры доломита. К «пост-диагенетическим» (катагенетическим) процессам причисляются только залечивание трещин в литифицированной породе доломитом и халцедоном, раскристаллизация доломита (до средне- и крупнокристаллического), кремнезема и фосфата. На этой стадии фосфат замещается доломитом прежде всего по цементу, а затем по зернам. К катагенетическим явлениям относится также раскристаллизация фосфатного вещества в кремнях вместе с процессом раздоломичивания.

Более интенсивные постседиментационные процессы отмечены на мелких фосфатопоявлениях в нижнекембрийских толщах Кузнецкого Алатау и Западного Саяна [79]. Здесь описана фосфатизация карбонатных пород с образованием фосфатных стяжений причудливой формы. Эти стяжения обычно бывают микроскопическими, но иногда достигают почти полуметровых размеров. Описано окварцевание карбонатных пород, образование брекчий в фосфатизированных доломитах вследствие кальцитизации, наложенная фосфатизация известковых доломитов налетами, примазками, жилками, фосфатизация микрослоек водорослей. К сожалению, авторами не приведены соображения о критериях стадийного разграничения таких новообразований, часть из которых может быть и сугубо гипергенной, что лежит уже за пределами темы данного раздела. О том, что такие новообразования все же возникли не в зоне выветривания, подобно карстовым фосфоритам, отчасти говорят приводимые в этой работе факты густого пропитывания наложенных выделений фосфата органическим веществом, чего никогда не наблюдается в гипергенных вторичных фосфоритах. В литологических работах неоднократно встречаются описания фосфатизированных остатков организмов и растений, первоначально состоящих из нефосфатных веществ, например кусков древесины, раковин.

Все такие факты говорят о возможности перемещения фосфатов в осадках к некоторым центрам стягивания.

В подробных и обстоятельных работах геологов США, описывающих пермское фосфоритовое поле формации Фосфория [163, 189 и др.], о преобразованности фосфатоносных отложений говорится очень мало. Разделы, посвященные «диагенезису» (это понятие у зарубежных геологов обычно охватывает все постседиментационные стадии до метаморфизма), касаются только кремнистых пород. Авторы показывают, что кремнистые породы, тесно ассоциирующие с фосфоритами, отлагались в виде кремнистых спикюловых илов, в которых затем происходили постседиментационные перемещения кремнезема, привнос его, образование конкреций и раздувов кремневых слоев, выпадение халцедона из интерстиционных растворов и превращение биогенного опала в кварц. Все эти преобразования предполагаются происходящими именно в пермское время, так как синхронные фосфоритам песчаники уже тогда содержали большое количество зерен кремней. При этом, однако, делается сильное неявное допущение о том, что никакой другой источник не мог снабжать пермский бассейн кремневой кластикой.

В 1970 г. была опубликована работа П. Дж. Кука [161], посвященная описанию многократно повторяющегося процесса взаимозамещения тех или иных компонентов фосфоритов Фосфории. Эти изменения автор считает «диагенетическими», т. е. происходящими «вскоре после отложения» материала. Автор изучил все виды пород нижней фосфоритовой пачки (в первую очередь сами фосфориты) из различных пунктов фосфоритоносного поля. В качестве преобладающих процессов им описаны перемещения главных компонентов пачки: фосфатизация, кальцитизация, силицификация; отмечается также заметная роль доломитизации, ожелезнения, фельдшпатизации, флюоритизации и окисления. Всего выделено 7 стадий взаимозамещений основных компонентов, причем, как можно видеть по иллюстрациям к данной работе, с очень существенной перестройкой структуры первоначального осадка и его последующих модификаций. Большая часть описываемых П. Дж. Куком преобразований происходит на фоне хорошо раскристаллизованной породы, кварцевые кристаллики возникают в пустотах. Разные стадии преобразований развиваются не повсеместно, а могут наблюдаться в разных частях фосфоритоносной области. Кальцитизация, по П. Дж. Куку, относится к более ранним стадиям, чем доломитизация. Доломит замещает уже окристаллизованные минералы и предпочитает развиваться по кремнезему, оставляя нетронутыми фосфатные пеллеты. Ожелезнение (появление кристалликов гематита) автор определяет как весьма позднюю стадию диагенеза, а окисление трактуется уже как выветри-

вание. Обсуждая вопрос о времени и условиях данных преобразований, автор указывает на отсутствие признаков того, что породы подвергались действию высоких температур и давлений. Какая-то часть замещений происходит «сразу ниже поверхности осадков, вскоре после их осаждения». Однако приводимые данные о степени кристалличности пород на некоторых стадиях, а также указание на фельдшпатизацию несколько противоречат нашим представлениям о зоне диагенеза как зоне пластичного и сильно обводненного вещества.

В целом работа П. Дж. Кука — первая, где обращается внимание на то, что «при подходящих физико-химических условиях апатит (в основном карбонат-фторапатит) в подземных условиях мог бы быть относительно мобильным», хотя к аналогичному выводу, в общем, можно прийти и при рассмотрении более ранних работ, описывающих фосфатизированные породы. Аналогичные преобразования П. Дж. Кук наблюдал в фосфатеносных породах палеогена США, ордовика и кембрия Австралии, мела Марокко и в образцах из нашего Каратау.

Естественно предположить, что аналогичные преобразования могут происходить и на более глубоких стадиях изменений. Об активном перемещении фосфатного вещества на более поздних стадиях, чем диагенетическая, много писал А. В. Копелиович [72, с. 123, 135, 166, 234], отмечая замещение фосфатом глауконита, фосфатизацию как гидратизированных, так и неизмененных чешуй биотита (иногда совместно с хлоритизацией), замещение фосфата кальцитом, сфалеритом и другими минералами.

Интересные данные о множественности перемещений фосфатного вещества в ордовикских и пермских фосфоритах при сохранении его однообразного минерального состава приводятся в статьях С. Д. Левиной [82, 83, с. 21, 75, 77, 78], где отмечается ряд генераций фосфатов, от седиментационных вплоть до метаморфогенных. Автор не выделяет генерации, промежуточные между «диагенетической» и «метаморфической» стадиями, но, судя по приводимым материалам, стадия диагенеза здесь понимается очень широко, и часть ее, по современным представлениям, может быть отнесена уже к катагенезу («региональному эпигенезу», по А. Г. Коссовской и В. Д. Шутову [73]).

Нам представляется, что следовало бы попытаться проанализировать возможность отнесения к процессам стадийных изменений (а не к гидротермальной поствулканической деятельности) признаки замещения апатитом минералов в вулканогенных породах и скопления фосфатов, описанные в [62, 63]. В стадию катагенеза и метаморфизма, а возможно, и выветривания могла создаваться обстановка, благоприятствующая растворению и переотложению фосфатов, ко-

торыми нередко первично обогащены вулканогенные образования.

Наконец, некоторые указания на диагенетическую фосфатизацию («диагенез» здесь понимается как вся гамма дометаморфических преобразований) можно найти в статье Р. У. Фейрбриджа [133], где на примерах главным образом фосфатизации атолловых известняков показывается активность фосфатных растворов, в том числе фосфатизирующих уже доломитизированные известняки.

Приведенный краткий обзор показывает, что все основные минеральные компоненты (карбонат, кремнезем, фосфат) фосфоритоносных интервалов разрезов тектонически относительно подвижных зон довольно подвижны в постседиментационный период. Эти три компонента, накапливаясь совместно в зонах фосфоритообразования, в процессе становления отложений способны существенно перераспределяться, формируя определенно иной облик фоссерии по сравнению с тем, которым она обладала «первично».

Остановимся вновь на вопросах кремнеобразования. При описании кремнистых пород, ассоциирующих с фосфоритами, уже было отмечено, что перемещения кремнезема внутри сформированных слоев, судя по морфологии тел и текстурам, могут иметь значительные масштабы. Отмечая значительную подвижность кремнезема, почти все исследователи, исходя из субъективных представлений о характере среды, в которой могут перемещаться растворы, ограничивали время этих перемещений стадией относительно пластичного состояния осадков. Такая позиция была понятна и приемлема при объяснении процессов образования конкреций небольших размеров по сравнению с размерами вмещающего слоя. Но при изучении фосфоритоносных карбонатных кембро-рифейских толщ Алтае-Саяно-Байкальской и Урало-Тяньшанской мобильных зон мы, как описано выше, сталкиваемся с телами кремней очень крупных размеров, имеющих явные признаки наложенного происхождения. Именно крупные (по мощности) размеры этих новообразований вместе с особенностями морфологии побудили рассматривать их как результат замещения карбонатных (и других) осадков на глубине, превышающей размеры зоны, трактуемой как зона диагенеза (первые десятки метров). С этим согласуется факт практического отсутствия кремневых конкреций в современных осадках, который иногда интерпретируется как следствие глобальных особенностей современных условий осадконакопления [88]. Однако после вскрытия горизонтов кремней в океанических осадках [87], а также выявления фактов кремнеобразования в донных отложениях Срединного Тихоокеанского хребта [7] становится как будто понятным, почему в современных осадках не встречаются кремневые стяжения: они образуются не на поверх-

ности осадков или близ нее, а в глубине их. И если стяжения небольшой величины, возможно, возникают в илу на глубине всего нескольких метров, то для возникновения кремневых тел мощностью в десятки и сотни метров требуется соответственное геологическое пространство в виде довольно мощной толщи. Работы Л. И. Салиша [115] показали, что глубины формирования крупных тел технического халцедона доходили до 2,5 км и что процесс этот контролировался слоистой структурой пространства и чувствительно реагировал на его неоднородности.

По-видимому, надо пересмотреть взгляды об ограниченных возможностях перемещения веществ в толщах сформированных осадков. Некоторые литологи до сих пор считают, что перераспределение обрывается при уплотнении осадка, потере им воды [126, с. 464], хотя доказаны широкие возможности внутриформационной миграции растворов различного происхождения, и даже безрастворных форм миграции, сквозь различные, в том числе очень плотные, породы [110]. Об этом могут свидетельствовать, например, кремневые конкреции в базальтах, стянувшиеся, несомненно, в твердой среде, или «эпигенетические» кремневые конкреции в плотнейших докембрийских кремнистых песчаниках [184] и т. д. Кроме того, бурение в океанах и открытых частях морей показало, что толща осадков сохраняет значительную насыщенность влагой даже на глубинах до 1 км. Километровый слой осадков в масштабе открытой части моря (не говоря об океане) представляет собой всего-навсего незначительно уплотненную толщу илов. Только антропоморфические мерки могут побуждать нас рассматривать этот слой как гетерогенное образование, лишенное возможности ионного обмена между своими частями, как это сделано в работе, доказывающей постоянство солености океанических вод с сеномана по настоящее время на основе сходства с ними поровых растворов из всех слоев, вскрытых на дне океана [128]. Не отрицая возможности существенных изменений солености воды океана и, в общем, поддерживая такую концепцию, думаем, что постоянство солености поровых вод в донных отложениях океанов вполне может быть объяснено эффектом выравнивания состава погребенных жидкостей в результате обмена с наддонной толщей воды и внутри толщи илов и свидетельствовать о значительном водообмене в пределах мощной толщи.

Трудно установить, в какую именно стадию и на какой глубине формировались кремневые новообразования. Отметим только, что интуитивно улавливается определенная корреляция их численности или размеров с возрастом и мощностью вмещающих толщ, с количеством силикатных и кварцевых примесей и явная предпочтительность карбонатной среды для локализации кремневых тел. Видимо, не следует огра-

ничиваться предположениями о возможности миграции кремнезема только в самой верхней зоне осадков. Наблюдается значительное петрографическое сходство, например, явно гидротермальных черных кремней в кембрийской толще, связанных с палеозойским интрузивом, с типично осадочными. Ничем не отличается от последних облик явно перераспределенного кремня, цементирующего тектоническую брекчию в замке небольшой напряженной складки в карбонатных рифейских слоях, т. е. образовавшегося на значительной глубине в процессе складкообразования мощной карбонатной серии. Количество таких примеров велико, а возможность различать по характеру залегания кремни разных генераций в конкретных случаях устанавливается довольно отчетливо.

Представляется, что многое из сказанного о кремнях можно перенести и на фосфатные образования. Скрытокристаллический фосфат разных генераций морфологически остается неизменным, а если и меняет облик, то весьма прихотливо. Не исключена возможность подразделения генераций фосфатов с помощью более тонких различий, например по содержанию элементов-примесей, но обоснование этого разделения сталкивается с большими техническими трудностями (например, по очистке материала) и трудностями обоснования представительности выборок, ибо закономерности здесь являются статистическими. Подвижность фосфата вполне сопоставима с подвижностью карбонатов и кремнезема, так как именно с ними происходит обмен и взаимозамещения. Наши наблюдения при изучении фосфоритоносных разрезов Каратауского и Хубсугульского фосфоритоносных бассейнов показали, что фосфориты и вмещающие их породы в ряде случаев имеют признаки существенных преобразований более раннего состава и что концепция о лишь незначительных (внутрислоевых) перемещениях материала может оказаться далекой от реальности.

Петрографическое изучение пород фоссерий Каратау и Хубсугульского месторождения приводит к заключению о том, что, хотя процессы фосфатизации, окремнения и карбонатизации неоднократно повторяются, в общем плане можно наметить следующую последовательность событий: 1) фосфатизация пород и озернение фосфатного вещества; 2) окремненные фосфориты; 3) карбонатизация.

ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ФОСФАТНОГО ВЕЩЕСТВА И ИЗМЕНЕНИЕ ЕГО СТРУКТУРЫ

Исходя из современных данных о зонах фосфатонакопления в морских илах [4, 155], а также из экспериментов по осаждению фосфатов из растворов [119, 120 и др.], наиболее ранний облик фосфатного осадка можно представить себе

в виде ила, обогащенного тонкорассеянным фосфатом или мелкими комочками фосфата. Пока неясно, может ли химическое осаждение фосфата быть настолько интенсивным, чтобы на дне бассейна сразу же возникали целые слои апатитового состава. В современных морях такие явления неизвестны, а глыбы фосфатов, извлеченные со склонов Срединно-Тихоокеанского хребта [7], скорее всего надо считать метасоматическими образованиями.

Однако рассеянный фосфат, как показывают даже элементарные опыты, в жидкой среде всегда стремится стянуться в комочки. Размеры комочков не превышают миллиметра или чуть более. Считается, что именно таким путем создаются фосфатные зерна, оолиты, пеллеты, пизолиты и более крупные конкреции.

Факты окатанности, истертости фосфатных желваков, а также перемешивания их с инородным материалом свидетельствуют о неоднократных перебивах илов с уже сформированными стяжениями, неоднократных обрастаниях фосфатных зерен и цементации их.

Фосфатные зерна, возможно, возникают на разных стадиях жизни осадка. Некоторые возникают в процессе грануляции, под которым мы понимаем возникновение зернистой структуры первоначально афанитового вещества. Озерняется однородная до этого фосфатная масса, замесившая перед этим другую породу, или масса так или иначе сформированного слоя афанитового фосфорита. По-видимому, афанитовый скрытокристаллический фосфат, в каком бы состоянии он ни был, всегда стремится перейти в зернистую форму. Этот процесс выражен образованием сферолитового фосфорита, когда в однородной фосфатной массе одновременно возникает множество центров кристаллизации и вещество приобретает структуру тесно упакованных сферолитов концентрически-слоистого строения. Обломки сферолитов в фосфоритах говорят о том, что эта стадия проходит в свежих осадках, прерываясь перебивами. Примерно так же образуются оолиты, только в этих случаях центрами одновременной кристаллизации становятся чаще всего инородные включения в фосфате, в том числе пузырьки и трещинки. Оолито-зернистая структура в современных фосфатных конкрециях на дне океанов, никогда не бывших пластичными, такая же структура метасоматических руд металлов свидетельствуют о возможности образования подобной структуры и в плотной среде.

В разрезах продуктивной пачки Каратау можно найти множество довольно мощных слоев, которые после возникновения в них оолитовой, пеллетной и сферолитовой структур, судя по их облику, остались неперебитыми. Это можно установить по причудливому узору концентрических каемок «нарастания», который возникал между неподвижными грану-

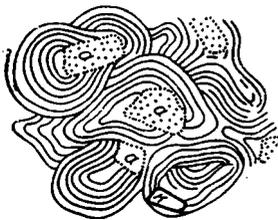


Рис. 3. Взаимоотношения скорлуповатых каемок в оолитовом фосфорите (месторождение Джилан Каратауского бассейна). Увел. 250. Концентрические зональные участки стыкуются под углом, а на границах между ними отсутствуют какие-либо признаки окатывания («пылевые рубашки» и т. п.) (а — бесструктурный фосфат, к — кварц).

лами (рис. 3), по отсутствию пылевых «рубашек» на контактах гранул и между хотя бы некоторыми каемками. При этом наблюдаются самые разнообразные взаимоотношения оолитовых каемок, вплоть до примыкания одних к другим под прямым углом. Д. Шелдон и его коллегами в некоторых образованиях пермских фосфоритов формации Фосфория США удалось наблюдать, как сквозь пеллеты и вмещающее вещество проходят реликты тонких глинистых слоев (письменное сообщение В. Е. МакКелви), что свидетельствует о наложенности таких пеллет. Кроме того, замечено, что явно перемытые зерна фосфата, как правило, мутные, и в перемытом фосфорите, представлявшем собой, по сути дела, фосфатный песок (что видно по косой слоистости или знакам ряби), содер-

жится заметно больше нефосфатной кластики — зерен кварца, замутненных карбонатов, биогенного детрита.

Процесс приобретения фосфатной массой зернистой структуры путем стягивания выражается не только в образовании сферолитовых, оолитовых и пеллетных фосфоритов и пластообразных фосфоритовых конкреций [23, с. 172]. Может возникнуть и неясно выраженная сгустковая структура (текстура), которая обнаруживается в афанитовом фосфорите только по неравномерной окраске. Видимо, сгусткообразование зависит от присутствия в фосфатном материале пигментирующих органических примесей. Отмечено, что сферолитовой и оолитовой структурой обладает более чистое фосфатное вещество, а сгустковой или афанитовой — более пигментированное. Фосфориты Каратау в массе менее пигментированы, чем хубсугульские. Возможно, именно это и определило слабое развитие в последних оолитовых и сферолитовых структур и преобладание сгустковых и бесструктурных руд.

От сгустковых фосфоритов наблюдаются все переходы к яснозернистой структуре. Часть сгустков со временем приобретает более четкие формы; затем вокруг них возникает периферическая каемка, и сгусток превращается в типичный пеллет, переходящий по мере увеличения количества каемок в оолит. Тем самым разрешается загадка пеллетообразования. Пеллеты не всегда представляют собой фосфатизированные копролиты [23, 24] или замещенные карбонатные пеллеты [148]. Они могут быть просто микростяжениями или возникнуть путем изменения структуры сплошного фосфорита.

Время пеллетообразования совершенно неопределенно: в ископаемом состоянии встречаются фосфориты, пеллетированные в самой различной степени. Обрывается ли этот процесс на какой-то стадии жизни осадка или продолжается далее — непонятно. Надо заметить, что в некоторых слоях фосфоритов Хубсугульского бассейна пеллеты бывают сплюснутыми, но чаще всего оказываются все же изометрично круглой формы. Пеллеты не несут следов взаимного деформирования, в то время как наверняка кластические зерна во вмещающих осадках нередко обнаруживают признаки вдавливания одного в другое. Возможно, несплюснутые пеллеты — более поздние. Но это, в общем, ненадежный аргумент, так же как и широкоизвестная аргументация гипотезы диагенетического происхождения конкреций (присутствие в них несплюснутых фаунистических включений в отличие от сплюснутых включений вне конкреций). Рассуждение вроде бы очень логичное, но во многих слоях древних отложений, например, Алтае-Саянской складчатой области, испытавших большие нагрузки и метаморфизм, вне каких бы то ни было конкреций встречаются очень незначительно деформированные или даже вовсе не деформированные остатки фауны, а также идеально округлые конкреции. Видимо, степень деформированности и осадков и включений во многом зависит от сугубо локальных условий.

Перемещение фосфата в стяжения происходит соответственно многочисленным неоднородностям в среде — включениям кластики и органогенного детрита, а также изменениям структуры вмещающей массы. Фосфатизация включений, и в первую очередь органогенных, — процесс широко распространенный. Среди множества органических остатков, встречаемых в палеозойских и более древних фосфоритах, первично фосфатными могут быть лишь раковинки беззамковых брахиопод. В ископаемом же состоянии фосфатизированы едва ли не все органические остатки, находящиеся поблизости от фосфоритов. В каратауских фосфоритах фосфатными оказываются и обломки брахиопод, и спикулы губок, и хиолиты, и ряд неопределенных палочковидных и гроздеобразных биогенных фрагментов. Фосфатизированные спикулы губок здесь встречаются по всему разрезу продуктивной свиты и далеко за ее пределами. В частности, они обнаружены нами в упомянутой выше пачке окремненных доломитов (чичканской свиты), залегающих внутри подфосфатной каройской серии в нескольких сотнях метров ниже фосфоритового горизонта.

Время фосфатизации спикул, возможно, близко ко времени отложения фосфата, судя по тому, что оолитовыми каемками фосфата обволакиваются уже фосфатизированные спикулы. Фосфатизация редко рассеянных спикул говорит о стягивании даже незначительных количеств рассеянного фосфата к органическим остаткам или вообще включениям. Другой

пример фосфатизации по органическим текстурам — фосфатизация строматолитов. Она широко развита на Белкинском месторождении [123], описана в докембрийских породах одного из районов Индии [194], отмечается в шлифах по ряду образцов фосфоритов Каратау (особенно в железо-марганцевом горизонте). Время фосфатизации строматолитовых слоев определить пока не по чему, так же как невозможно доказать утверждение о первичной фосфатности водорослевых остатков [154].

Описанные перемещения фосфатного вещества со стремлением к образованию сгустков, сгустков в сгустках (так называемых глобулитов) и корочек, по-видимому, происходят на всем протяжении истории породы. Наряду с пеллетами, возникшими при гранулировании афанитового, а также явно кристаллического фосфатного вещества (например, в шлифах мезозойских фосфоритов Сирии наблюдался переход яснокристаллической структуры костного фосфата в афанитовую с последующим распадением на типичные пеллеты), среди фосфатных элементов фосфоритов могут встретиться пеллеты, образованные и по копролитам, и по известковым пеллетам, и по раковинкам фораминифер, и аккреационные и т. д., причем все они будут очень сходными. Вопрос о способе и времени происхождения структуры того или иного участка фосфоритового слоя требуется рассматривать сугубо индивидуально.

При перемещениях фосфатное вещество остается очень сходным в пределах некоторого региона как макроскопически, так и микроскопически. Преобразования в свежих отложениях практически не меняют его характеристики. Более поздние — возможно, катагенетические (постдиагенетические) и, наконец, метаморфические — преобразования лишают фосфат пигментации.

Завершая этот раздел, отметим, что по аналогии с кремнистыми образованиями можно ожидать, что, стягиваясь, фосфатное вещество может образовывать линзы и пластобразные тела самого различного размера. Их не всегда можно отличить от первично осадочных образований, и только форма или незначительные размеры могут навести на мысль о необходимости проверки седиментационного характера этих выделений. Думается, многие из небольших линзовидных выделений фосфатов в самых разнообразных осадочных толщах образовались путем стягивания фосфата, до этого рассеянного по осадку. Какие размеры имеет радиус фосфатного «дренажа» при образовании стяжений, пока неизвестно.

Фосфат, явно заместивший карбонаты или кремнезем, т. е. «диагенетический» или более поздний, не отличается от фосфата сингенетического — он тоже окрашен, скрытокристаллический. Видимо, замещение скелетных фрагментов, как и

образование вторичных фосфоритов, происходит на малых глубинах от поверхности толщи осадков. Вытесненный же, т. е. более поздний, фосфат (при окремнении или карбонатизации) часто выпадает в виде хорошо окристаллизованного бесцветного апатита.

В отличие от карбонатного материала, быстро перекристаллизывающегося под нагрузкой при погружении слоев, скрытокристаллическое апатитовое фосфатное вещество не меняется и не окристаллизовывается даже при погружении на 5—8 км. Для раскристаллизации скрытокристаллической апатитовой массы требуется, чтобы она растворилась и перетолжилась. Если перетолжение происходит в условиях малых давлений, возникают главным образом вновь скрытокристаллические массы, как при образовании карстовых фосфоритов. Яснокристаллический же апатит, по-видимому, возникает при перетолжении фосфата под большим давлением или при термальном воздействии на скрытокристаллическую фосфатную массу.

ОКРЕМНЕНИЕ ФОСФОРИТОВ

Отдельные фосфатные зерна, группы зерен и целые участки афанитового фосфата встречаются в кремнистых породах, ассоциирующих с фоссериями, как было сказано, почти на любом рудопроявлении.

Долгое время автор, вместе со многими другими, рассматривал эти факты как «тесную парагенетическую связь» фосфата и кремнезема, сонаходящихся вследствие действия одного и того же источника вещества этих минералов (и пород) или процессов соосаждения кремнезема и фосфата [68]. Не отрицая, в принципе, возможности таких объяснений, со временем пришлось детальнее изучить этот вопрос вследствие заметного непостоянства связи между фосфатными и кремневыми образованиями при значительно более широком пространстве кремней. Детальным петрографическим изучением кремней было выявлено множество фактов замещения фосфатных образований кварцево-халцедоновым агрегатом различной степени зернистости, в том числе очень тонкозернистым.

В разрезе фосфоритоносной чулактауской свиты Каратауского бассейна, как было сказано, фосфоритовый горизонт подстилается кремневым. В нижней части последнего кремневая порода массивная, сливная и в очень незначительной степени фосфатна, кверху фосфатность ее более или менее постепенно возрастает, и здесь кремнь «переслаивается» с фосфоритами, имея с ними нечеткую границу. Заметим, что границы кремня с фосфоритами в данной свите условны;

в них сказывается стремление изобразить разрез как чередование «слоев». Фактически же в верхах кремневого горизонта наблюдается сложное переплетение кремнево-фосфатных и фосфатно-карбонатных выделений линзо-, слоеподобной и неправильной формы с постепенным исчезновением кремневого материала, т. е. та же картина, которая характеризует кремневые «кольца Лизенганга», возникающие при образовании многих кремневых стяжений в карбонатных породах: одна из границ по содержанию кремнезема резка, другая — расплывчата.

Включенные в кремнь зерна и оолиты фосфата, а также целые группы их, образующие слойки, несут повсеместно следы замещения кремнеземом. Это достаточно хорошо описано в работах [131, 132]. Но требуется добавить, что и между фосфатными включениями по всему объему кремневого горизонта разбросаны теньевые реликты полностью замещенных фосфатных образований. Можно наблюдать чрезвычайно избирательное замещение кремнеземом фосфоритовых включений с подчинением характера распределения кремневой массы тончайшим особенностям структуры и текстуры замещаемой породы, в первую очередь — слоистости и зернистости. Размеры полей неоднородностей в пределах фосфатных включений соизмеримы с неоднородностями в кремневой массе. Все это, вместе с изложенными соображениями о природе пластовых кремней, позволяет считать, что фосфатные включения в кремне чулактауской свиты — реликты почти сплошной фосфатной массы, замещенной кремнем.

В ряде случаев удалось увидеть (в фосфоритах Каратау и рифейских фосфоритах Алтае-Саянской области), что кварцевый цемент заместил зернистый фосфат (или карбонат) — между уцелевшими фосфатными пеллетами видны «призраки» замещенных пеллет (рис. 4). Таким образом, окремнение — процесс, разубоживающий фосфориты. Совершенно избирательно может замещаться кварцем фосфатная галька — возникает кремневая псевдогалька.

Пока нет возможности отрицать то, что в первоначальном виде фосфоритоносные отложения представляли собой переплетение кремневого и фосфатного материала. Соосаждение фосфата и кремнезема установлено хотя бы по присутствию в глинисто-кремнистых породах продуктивной свиты Каратау спикул губок, часть которых, несомненно, была кремневыми, и местами эти спикулы образовывали густые скопления. Однако оформление подфосфоритовых кремней и особенно надфосфоритовых кремневых слоев, а также зоны, богатой кремневыми стяжениями, в верхней части чулактауской свиты и непосредственно над ее кровлей (выше железо-марганцевого горизонта) в их современном виде произошло, скорее всего, уже постседиментационно, в процессе перераспределения



Рис. 4. Шлиф рифейского фосфорита Морского хребта (Забайкалье). Видны «призраки» пеллет фосфата, замещенного кварцем. Никולי слегка скрещены. Увел. 50 (образец Н. Н. Егоровой).

кремнезема, полученного, видимо, при растворении минералов, содержащихся во вмещающих породах [111, 115, 199]. В пользу последнего соображения говорит приуроченность пластовых и конкреционных кремней в каратауском разрезе, как было сказано, к зонам, соседствующим с областями силикатно-кварцевого состава, в то время как внутри мощной чисто карбонатной толщи, залегающей выше фосфоритов, кремневые образования представляют собой лишь миниатюрные подобию кремневых горизонтов чичканской и чулактауской свит. Вероятно, большую роль сыграло и то, что кремневые бужки жили здесь только в век фосфатонакопления и позже сменились карбонатными.

В ряде шлифов из фосфатно-кремнистых пород бассейна Каратау обнаруживались подводящие каналы-трещинки, от которых в стороны распространялось послойное сплошное окремнение. Это показывает, что, по крайней мере, часть окремнения является довольно поздней. Кроме того, в фосфоритоносной толще одного из хорошо обнаженных участков продуктивной толщи Каратауского бассейна (участок Джилан) можно наблюдать караваеобразные кремневые выделе-

ния, наложенные, как это хорошо видно, на фосфатно-карбонатно-кремнистые сланцы с четким пересечением их слоистости границей кремня. Сам кремневый горизонт бассейна Каратау фактически составлен из гигантских стяжений горизонтально-столбчатой конфигурации. По нижней границе горизонта они заливообразно «внедряются» в «нижний» доломит, кое-где среза его слоистость, что тоже может говорить о некоторой уплотненности среды во время формирования кремней. Образование же кристаллов апатита вокруг оолитов и пеллет при вытеснении их фосфата кремнеземом, возможно, говорит о значительных нагрузках.

На Хубсугульском месторождении фосфоритов существенное окремнение фосфоритоносной пачки было отмечено в ряде мест. Интересен пункт, расположенный на пересечении пачки с правым притоком р. Арасан-Гол, устье которого находится против устья руч. Монголин-Гол. Здесь должна обнаружиться продуктивная пачка, но в разрезе только кремнисто-карбонатные породы, местами хорошо сохранившие внешний облик фосфоритов. В шлифах видно, что порода нацело сложена кварцево-халцедоновым агрегатом и агрегатом друзового кварца, сквозь которые явственно просвечивает пеллетная и оолитово-пеллетная структура замещенного фосфорита. Местами удается обнаружить редкие незамещенные реликты фосфата — точно такие же пеллеты с периферической каемкой характерной дымчато-коричневатой окраски.

В образцах, взятых на пересечении фосфатоносной пачки р. Хэсен-Гол, в реликтах кремневой массы среди карбоната обнаружены рассеянные реликты фосфатных участков.

На всех осмотренных нами участках выходов фосфоритов Хубсугульского месторождения — в четырех удаленных друг от друга пересечениях — обнаруживалось настолько интенсивное замещение фосфорита кремнем, что в результате на месте многих фосфоритовых слоев возникли сплошные силициты. В ряде случаев окремняются предварительно доломитизированные (крупными ромбами) фосфориты. Окремнение фосфоритов в продуктивной пачке Хубсугульского месторождения происходит также чрезвычайно избирательно, в полном соответствии со слоистой текстурой пород. Охотнее всего замещаются более разгранулированные слои фосфорита. Пеллетные фосфориты нацело замещаются тончайше зернистым кремнем, который затем переходит в более крупнокристаллический агрегат, при этом теневые реликты замещенной фосфатной массы стираются окончательно. На участке Манхан-Ула (самое южное из фосфатопроявлений Прихубсугулья) еще первыми его исследователями (П. В. Осокиным, Ю. Г. Поповой, В. А. Сульдиным и Б. Сандаг) отмечались «оолитоподобные кремнистые фосфориты». Последние оказались пеллетным богатым (первоначально) фосфоритом, в ко-

тором пеллеты почти нацело замещены кремнистой массой, а вытесненный фосфат выпал в межпеллетном пространстве в виде друз хорошо ограненных кристалликов апатита. Последние, в свою очередь, частично замещены кремнем.

При замещении кремнеземом бесструктурных (афанитовых) фосфоритов на фоне кремневой массы не видно реликтовой структуры, поэтому определить масштабы или сам факт замещения не удается. На примерах же окремнения структурированных фосфоритов иногда удается выдвинуть предположения экстраполяционного характера, которые приводят к заключению о значительных масштабах этого процесса.

КАРБОНАТИЗАЦИЯ ФОСФОРИТОВ

При карбонатизации фосфоритов их реликтовые структуры сохраняются гораздо хуже, так как замещающий карбонат чаще всего оказывается хорошо раскристаллизованным, нередко крупнокристаллическим. Карбонатизация часто происходит по уже окремненным породам и приводит к образованию фосфатно-кремнисто-карбонатных пород, в которых первые два компонента могут сохраняться полями самой разнообразной формы — от типично слойковой до совершенно причудливой.

Ранее сочетание карбонатных, кремнистых и фосфатных образований воспринималось как переплетение соосаждавшихся карбонатного и фосфатного материалов, как «переслаивание» карбонатных и фосфатных (фосфатно-кремнистых) слоев. Материалы исследований кембро-рифейских фосфоритоносных отложений говорят о том, что при изучении древних толщ необходимо крайне осторожно и критически относиться к такой, чисто «осадочной» интерпретации форм соотношения фосфоритов с карбонатным материалом, ибо обнаруживается широчайше проявленный процесс карбонатизации фосфоритов. К таким же выводам последнее время приходят и другие исследователи каратауских и хубсугульских фосфоритов [44, 61].

В разрезах карбонатно-терригенных серий Хубсугульского фосфоритоносного бассейна нами обнаружены случаи сплошной карбонатизации относительно крупных геологических тел силикатного состава, например сплошных даек диабазов, которые становятся внешне неотличимыми от известняков. Другой факт. В верхней части подфосфоритовой рифейской дархатской серии Хубсугульского бассейна среди глинистых сланцев залегают слои чистых белых доломитов мощностью до 20 м, протягивающиеся на многие километры. Отмечается непрерывный ряд от мелких выделений таких доломитов в глинистом сланце до крупных линз и зон сливающихся линз. «Слои» подобных доломитов, как можно установить по таким переходам, представляют собой зоны слившихся линзовидных карбонатных конкреций, чем полностью аналогичны упомянутой зоне окремнения в каройских (чичканских) доломитах разреза Каратау.

Линзы вторичных известняков размером до 8—10 м в длину и 1—2 м по мощности, которые огибаются слоями вмещающих пород, описаны в нижнем карбоне Верхоянского хребта [21]. В этих конкреционных линзах сохраняются реликты замещенного кремнистого вещества, присутствуют вкрапленность пирита, включения бурого фосфата, спикулы губок и раковинки радиолярий.

Такие примеры, число которых можно было бы увеличить, показывают, что процессы карбонатизации могут приводить к образованию псевдоосадочных мощных и протяженных вторичных карбонатных тел. Возможно даже, что карбонатизация дархатских сланцев проходила по уже рассланцованным породам.

Признаки существенной карбонатизации фосфоритовых слоев обнаружены в разрезах фосфоритоносной пачки Хубсугульского месторождения вместе со следами предшествующей карбонатизации окремнения фосфоритов.

У р. Арасан-Гол в основании того интервала разреза, который соответствует нижней части фосфоритовой пачки, залегают плитчатые черно-бурые доломиты, чередующиеся с массивными известняками, содержащими включения черного кремня неправильной формы. Эти включения, как установлено в шлифах, являются реликтами, оставшимися после замещения сплошного кремня карбонатом. Замещение происходило как путем фронтального «съедания» кремнистой массы с внешней стороны и разобшения ее на островные реликты, так и внутри реликтов, оставляя от кремневого выделения «выеденную скорлупу» извилистых очертаний. В агрегате карбонатных кристаллов сохраняются «скорлупки» недозамещенного кремня. Кремневые же реликты, в свою очередь, сохраняют «признаки» пеллетной структуры замещенного фосфорита. Таким образом, место массивного известняка первоначально занимал пеллетный фосфорит, который был впоследствии почти нацело замещен кремнем, а затем частично, но в значительной мере кальцитом. Фосфата осталось чуть более, чем в обычном известняке. Слой замещенного фосфорита имел мощность около 10 м.

Выше этого известняка следует черный антраконовый известняк с аналогичными структурами замещения. В шлифе сквозь крупнокристаллическую, гпидиоморфнозернистую структуру агрегата кальцита отчетливо проступает пеллетная и оолитовая структура замещенной кальцитом массы. Возможно, это тоже был фосфорит, что согласуется с наличием в данном слое крупных (8 см в толщину и 1 м в длину) конкреций бурого цвета, внешне отличающихся от типично кремневых. В шлифе вещество конкреции состоит из тонкокристаллического агрегата кварца, по которому развиваются крупные изолированные ромбоэдри доломита, заместившие кремнь на 40—50%, оставив «пустыри» округло- и округло-прямоугольных участков более крупнозернистого кварца. На фоне кварцевой массы этих «пустыр» прекрасно видна оолитово-пеллетная структура замещенного фосфорита. Причем, что важно, пеллеты сплюснуты в одном направлении, т. е. замещение фосфорита кварцем, а тем более карбонатом происходило по уже уплотненной породе.

В разрезе фосфоритоносной пачки, пересекаемой р. Хэсен-Гол, наблюдаются тонкослоистые окремненные фосфориты, послойно замещенные доломитом.

Важным и интересным для понимания разнообразия фосфатных пород является такой процесс карбонатизации фосфоритов, который формирует псевдокластические породы. Он заключается в том, что карбонатизация некоторой породы (в том числе тоже карбонатной, но иного вида; скажем, кальцитизация доломита) происходит не по всей массе, а избира-

тельно, как бы «по сетке». При этом первичная масса разделяется новообразованным карбонатом на куски различной формы и размеров, сцементированные новым (или по составу, или по структуре) материалом (который, кстати, может быть как карбонатным, так и кремнистым; но этот процесс особенно характерен для карбонатизации).

Легче всего установить такое явление при карбонатизации по системе трещинок, в результате чего образуются брекчии, которые отличаются и от тектонических, и от первично седиментационных брекчий (свалов, дробления, перемывов) рядом признаков. О присутствии таких фосфатных «брекчий грануляции» среди фосфоритов Горношорского района писал Г. И. Бушинский [23, с. 25], объяснивший их возникновение процессами внутреннего растворения карбонатных пород при привносе углерода или органического вещества. Принципиально такой процесс не отличается от образования карстовых брекчий, но происходит внутриформационно, а не в зоне гипергенеза.

По-видимому, «брекчии грануляции» вообще очень широко распространены в карбонатных и кремнистых толщах, т. е. сложенных материалом, легко растворяющимся и перетлагающимся. Геологи при изучении карбонатных толщ нередко встречаются с брекчиями, строение которых в том или ином аспекте противоречит представлениям об их осадочном происхождении (например, [3, с. 118]); есть основания считать, что это «брекчии грануляции».

Брекчию с однородным составом кусков всегда следует заподозрить на псевдокластичность. Если же порода состоит из округлых включений в карбонатном цементе, такие подозрения возникают редко, особенно если состав включений (обломков) представляется разнообразным. Однако детальное изучение некоторых фосфоритовых слоев показало, что подозрения на псевдокластичность могут оказаться справедливыми и здесь.

Исследование отдельных образцов «обломочных фосфоритов» Боградского (рис. 5) и Тамальского фосфатопоявлений Алтае-Саянской области, содержащих «окатанные» обломки, показало, что «галька» в них по составу однородна — фосфатная — и лишь в разной степени пигментирована (различно окрашенные участки могут быть в пределах одного и того же монолитного куска фосфорита) и что она представляет собой округлые участки сплошного фосфорита, разобщенные процессом избирательной карбонатизации или окварцевания. Некоторые участки изолированы неполностью и соединены с соседними «гальками» (рис. 6, 7). Кроме того, наблюдаются все стадии образования «галеков»: вначале возникновение дугообразного участка фронта карбонатизации, затем охват им тела будущей «гальки» и, наконец, замыкание



Рис. 5. Рифейский фосфоритовый «гравелит» с горы Кучестаиха (Боградское фосфатопоявление, Красноярский край). «Галька» сложена сплошным, слегка окварцованным фосфатом, различно окрашенным. Цемент кальцитовый. Внешне порода типично кластогенная. Увел. 2 (образец Г. Н. Бровка).

с полной изоляцией реликта. В процессе замещения и разрастания цемента полностью оформленные «гальки» могут вращаться и перемещаться, в итоге соседями оказываются реликты с разной структурой, цветом и т. д., что создает впечатление «полимиктовости». Такой же процесс происходит и внутри самих галькоподобных реликтов, получаются «галька в гальке».

Совершенно аналогичное явление наблюдалось в образцах из фосфоритовых конгломератов фосфоритоносной свиты бассейна Каратау (рис. 8, 9, 10). Эти конгломераты описаны неоднократно [23, 39, 40]. Они залегают на различных уровнях нижней и верхней частей чулактауской свиты, протягиваясь при относительно небольшой мощности (0,1—3,5 м) на километры, и считаются «типичными внутриформационными образованиями» [132], определяющими некоторые особенности палеогеографии для времени фосфатонакопления. Как отмечено в [132], различаются фосфоритовые конгломераты полимиктового состава и «монопетрокластические». Здесь рассматриваются только последние, в которых инородная галька (обычно фосфато-кремневая) встречается чрезвычайно редко. Сомнения в кластогенной природе таких конгломератов в свое время высказывались [39]. Изучение, проведенное нами, выявило в них черты вторичного происхождения — путем грану-

ляции. Псефитовый материал составлен оолитово-зернистым фосфатом с фосфатным цементом нарастания и заполнения. В оолитово-зернистом есть участки бесструктурного фосфата в форме округлых пятен, и наоборот: оолитово-зернистый фосфат может залегать пятнами среди афанитового. По фосфориту «обломков» и межобломочного пространства во всех стадиях развивается карбонатизация (рис. 10). Она распространяется между зернами и сгустками фосфата, по межскорлуповатым поверхностям или по ядрам зерен и оолитов в общем с явной тенденцией к послойному развитию или к использованию любого «подходящего» структурного направления.

В конечном итоге между карбонатизированными участками, сложенными оолитами и зернами фосфата, «плавающими» в карбонате, и незамещенными реликтами возникают четкие, резкие границы. Незамещенные участки фосфатной массы чаще всего приобретают округлые, эллипсоидальные очертания. Их границы могут срезать зерна и оолиты, что приписывалось окатыванию [40]. Детальное изучение, однако, выявило на этих границах выступы зерен, чья сохранность при окатывании исключается (см. ниже). Между отдельными «гальками» сохранились незамещенные перемишки, или «полугальки» — это начальная стадия грануляции. Характерны ω -образные окончания «галеков», с образования которых начинается процесс грануляции (рис. 11, а). Слоистая и пятнистая неоднородность первичного фосфорита (включения кварцевых зерен, скопления спикул, пятна более раннего окремнения и т. д.) при карбонатизации, чутко реагирующей на все неоднородности в замещаемой массе, приводит к образованию в результате грануляции псевдокластиков, внешне выглядящих сложенными разнородной галькой. Есть места, где «галька высовывается из гальки»: начальная карбонатизация выделяет реликты с полуостровными выступами, а следующая волна замещения, преобразуя реликт уже изнутри (в меньшей степени, чем окружающий «цемент»), превращает эти «полуострова» в «острова» (рис. 11, б). Кроме всего того, возникает множество «галеков» извилистой формы (см. рис. 9).

О вторичном происхождении таких псефитов свидетельствует и состав их «цемента». В фосфоритах с несомненно

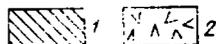


Рис. 6. Зарисовки «галеков» по шлифу из фосфоритового «гравелита» с горы Кучестанха (см. рис. 5) (1 — фосфат с зонами пигментации, 2 — карбонат). Увел. 25.

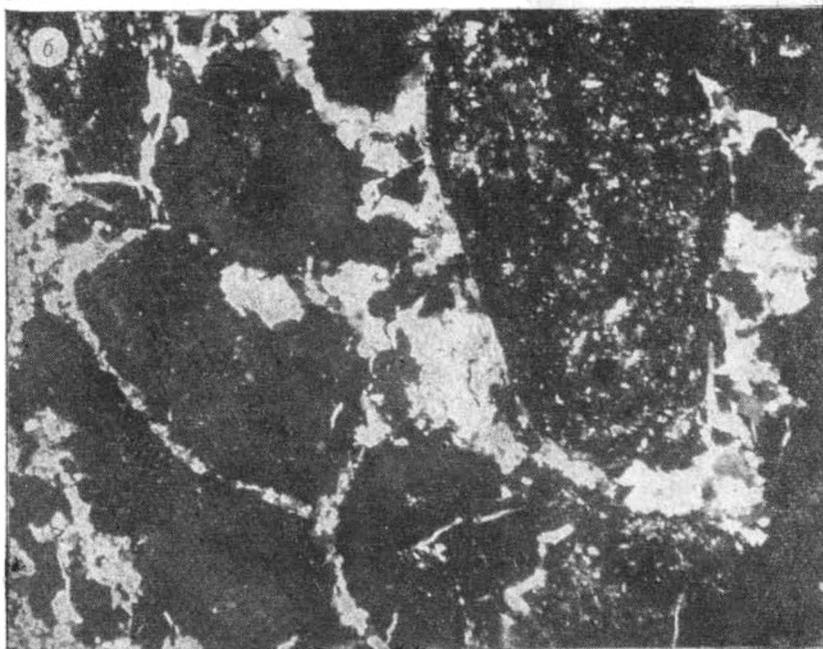
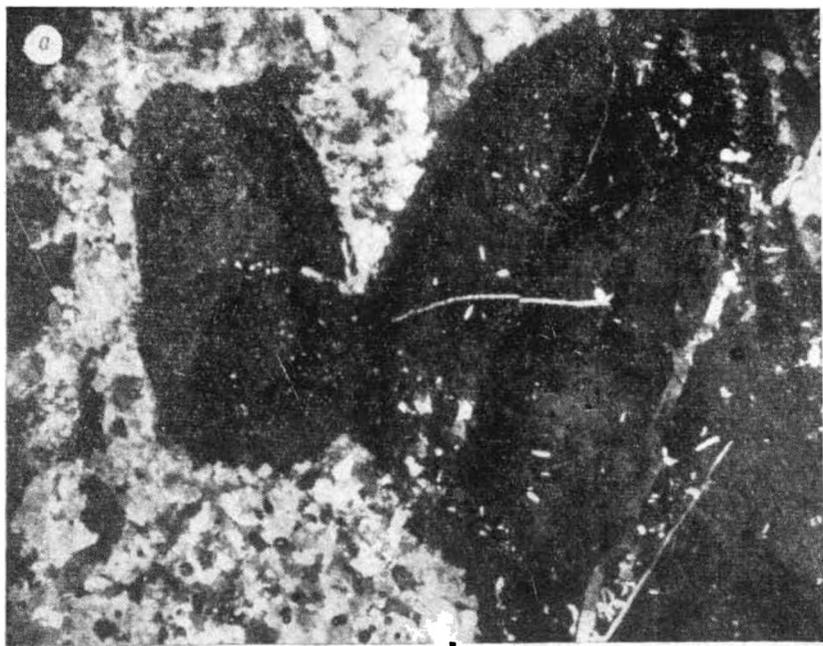


Рис. 7. Фосфоритовый «гравелит» с горы Кучестанха (см. рис. 5). Николи Х. Темное — фосфат; светлое — карбонат. Видно постепенное распадание сплошного поля фосфата при карбонатизации на округлые («окатанные») «гальки». На рис. 7, а — две еще не разделившиеся «гальки». Увел. 50.

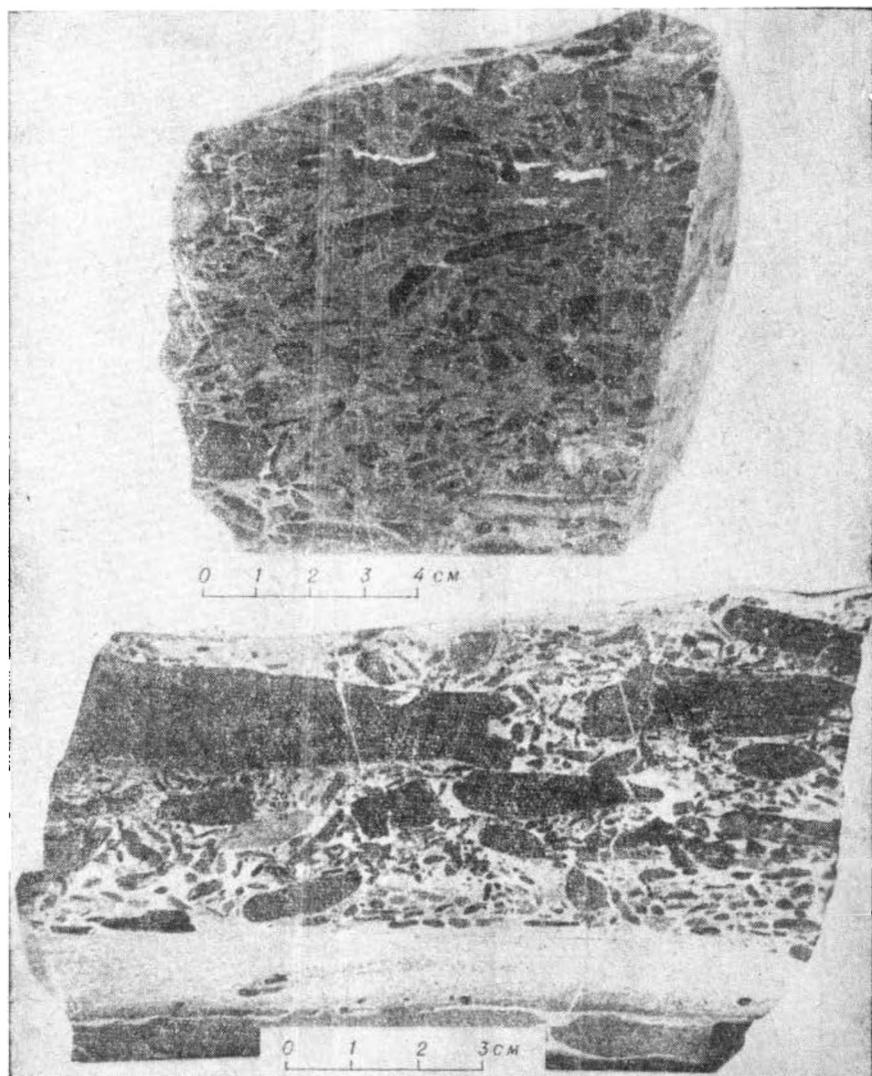


Рис. 8. Псевдоконгломераты с фосфоритовой «галькой» и карбонатным цементом из верхней части продуктивной пачки месторождения Джаны-Тас (Каратауский бассейн).

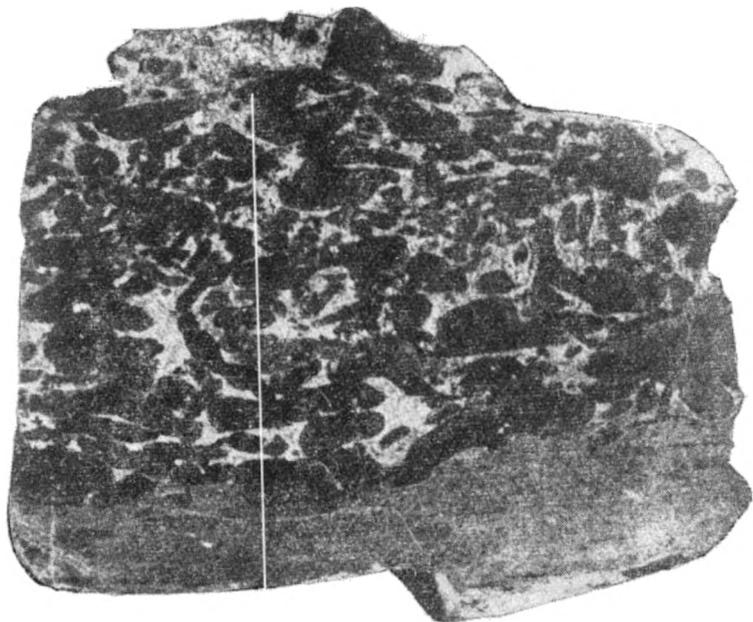


Рис. 9. Фосфоритовый псевдоконгломерат с извилистой фосфоритовой «галькой» в фосфатно-карбонатном цементе. Месторождение Чуляктау I. Натур. велич.

седиментационной текстурой цемент, как упоминалось, всегда хотя бы слегка загрязнен глиной, кварцем, замутненными карбонатными и фосфатными зернами; обломки покрупнее кое-где вдавлены друг в друга и имеют пылевую «рубашку»; часто встречаются карбонатные обломки, так как любой, даже незначительный, размыв неизбежно захватывал известковые слои, переплетающиеся с фосфатными. Но в цементе описываемых фосфоритовых конгломератов если и присутствует нефосфатный детрит, то не обильнее, чем карбонатные и иные включения в сплошном «первичном» фосфорите.

Таким образом, процессы кальцитизации и доломитизации могут приводить к образованию псевдокластических пород, которые на первый взгляд (и даже при относительно внимательном изучении) могут быть приняты за «нормально-осадочные» образования. Величина возникающей «гальки» зависит от структуры карбонатируемой породы. Если карбонатизации подвергается сгустковый или пеллетный, а также афанитовый фосфорит, который, по-видимому, почти всегда «потенциально» обладает сгустковой структурой, возникают фосфоритовые «песчаники» с правильно округлыми («окатанными» и «отсортированными») или неправильной формы зернами. При изучении шлифов из фосфоритов Хубсугульского

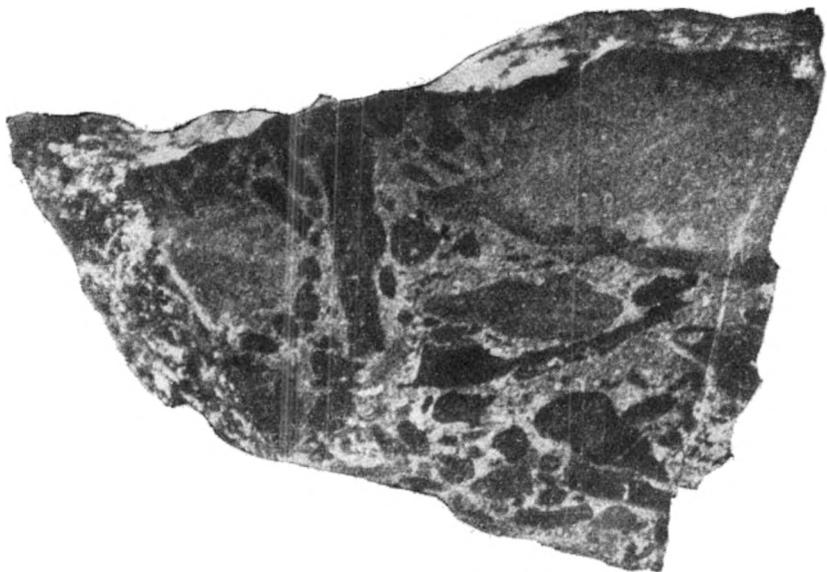


Рис. 10. Фосфоритовый псевдоконгломерат из обнажений чулактауской свиты в 5 км северо-западнее пос. Актугай. Темное — фосфоритовая галька, более светлое — карбонатизированный фосфорит. Некоторые из «галек» карбонатизированы до состояния «цемента». Натур. велич.

и Ухагольского месторождений, а также фосфоритов позднего докембрия Морского хребта (Восточное Забайкалье) отмечены идеально выраженные переходы от сплошных фосфоритов в песчаниковидные при карбонатизации по цементу между пеллетами или сгустками (рис. 12, 13) или при частичном замещении однородного афанитового фосфорита.

По классификации А. В. Ильина и Г. И. Ратниковой [61], в последнем случае возникают «карбонатные фосфориты с фосфатными выделениями неправильной формы» (рис. 14, 15). Первичная неоднородность сплошной фосфатной массы, нередко содержащей разнообразные нефосфатные включения, а также неоднородность строения самого фосфатного вещества, меняющего цвет, структуру и т. д. на небольших расстояниях, некоторая подвижность зерен-реликтов при карбонатизации — все это приводит к разнообразию «обломочного материала» возникающих песчаниковидных фосфоритов. При грануляции индивидуализируются не только отдельные зерна, но и агрегаты зерен, производящие впечатление «обломков фосфоритов окатанной формы» (рис. 16, 17). Заметим, что границы карбонатизируемых зон чаще всего строго параллельны наслоенности (см. рис. 8), и при избирательной карбонатизации возникает четкое «переслаивание» разнообразных фосфоритов — незамещенных, замещенных в разной сте-

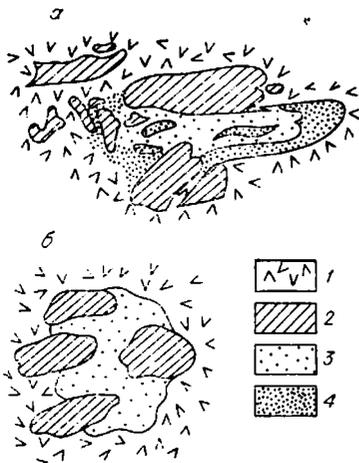


Рис. 11. Зарисовки «галеков» по шлиф-у из образца фосфоритового «конгломерата», изображенного на рис. 9.

1 — сплошной карбонат, 2 — сплошной оолитово-пеллетный фосфат, 3 — слабо карбонатизированный фосфорит, 4 — сильно карбонатизированный фосфат; а — стадии образования «галеков» при последовательной карбонатизации, б — образование «галеков» с «полуостровами». Увел. ~ 2,5.

ки таких псевдокластических фосфоритов могут «закономерно» изменяться: может меняться крупность «обломочного» материала, появляться примеси, происходить разделение слоев на части и выклинивание. Карбонатизация совершается преимущественно избирательно и отражает всевозможные изменения первично седиментационной структуры того пространства, в котором она развивается.

Примером образования мощного пласта вторичной фосфоритовой конглобрекции служит «обломочная» порода, залегающая на кремневом горизонте фосфоритового месторождения Аксай (Каратауский бассейн). Ее детальное исследование было проведено с целью выяснить, действительно ли обильные фрагменты черных кремней, насыщающих надкремневый горизонт, являющиеся обломками, возникшими при перемыве нижележащего кремневого слоя. Подозрение вызывала необычная для обломков, возникающих при волновом перемыве, извилистая форма включений кремня (рис. 18).

Мощность данного слоя конглобрекции 2—5 м. Обломочный материал представлен черными и осветленными кремнями, фосфоритами, сцементирован карбонатно-фосфатным ма-

пени и карбонатизированных нацело; причем последние бывает практически невозможно отличить от действительно седиментационных карбонатных слоев.

При карбонатизации более однородных фосфоритов оолитово-пеллетной структуры с очень тесной укладкой пеллет карбонатизация происходит по «каналам». Последние огибают более крупные реликты неизменной породы, имеющие разнообразные округлые и угловатые очертания. Чаще всего эти реликты удлинены по слоистости и в двух перекрещивающихся, наклоненных под углом 30—60° к слоистости направлениях (в плоскостях максимальных напряжений)*. Возникают фосфоритовые псевдоконгломераты и конглобрекции.

По простиранию характеристич-

* Это говорит о том, что, возможно, данные преобразования происходят под ощутимой нагрузкой.

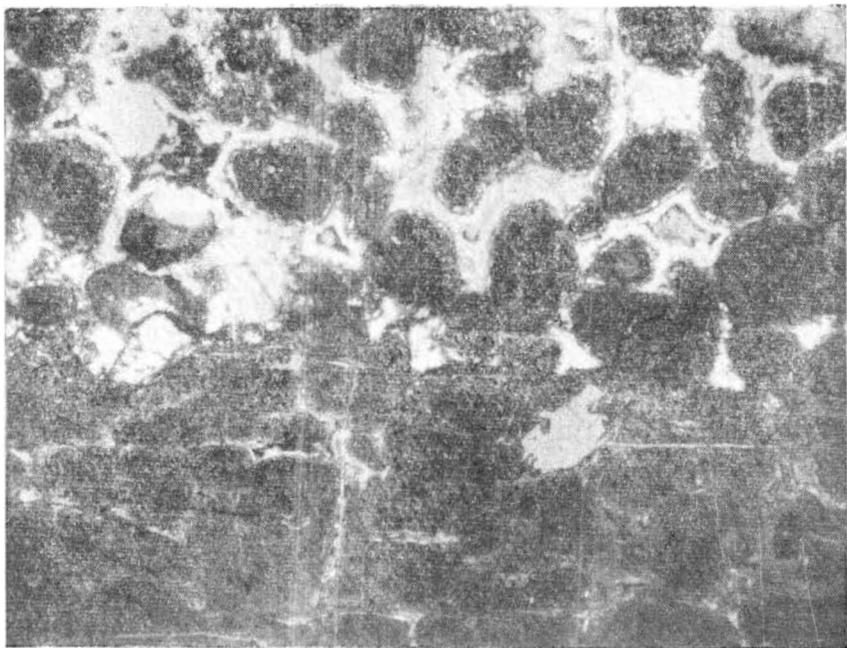


Рис. 12. Рифейский фосфорит с р. Хорё (Восточный Саян, северное продолжение Ухагольского месторождения Хубсугульского бассейна). Николи Х. Темное — фосфат, светлое — карбонат. Виден переход от сплошного слоистого фосфорита к пеллетному вследствие карбонатизации. Увел. 70 (образец П. В. Осокина).

териалом. Размеры кусков включений — до дециметров. В ряде мест видно, что включения кремня представляют собой остатки разъединенного процессом карбонатизации линзовидного тела. «Обломки» кремня и фосфорита «плавают» в кальците, который проникал в монолитную фосфатную породу, содержащую обильные линзовидные стяжения кремня. На многих фосфоритовых «галках» отдельные слагающие породу зерна фосфата выходят за пределы контура (рис. 19), что было бы невозможно при окатывании. Отмечено множество «полугалеков» — индикаторов незавершенного процесса индивидуализации округлого реликта. Все «обломки» кремней и фосфоритов самой различной структуры в различной степени замещены карбонатом, в то время как не было встречено ни одного обломка чисто карбонатной породы, чего надо было бы ожидать при перемыве в данных условиях. Следовательно, карбонатный цемент здесь только вторичный. Наблюдается множество «галек» и «обломков», представляющих собой «облака» разобщенных кальцитом пеллет и оолитов сплошного фосфорита. Контурные таких скопления обычно

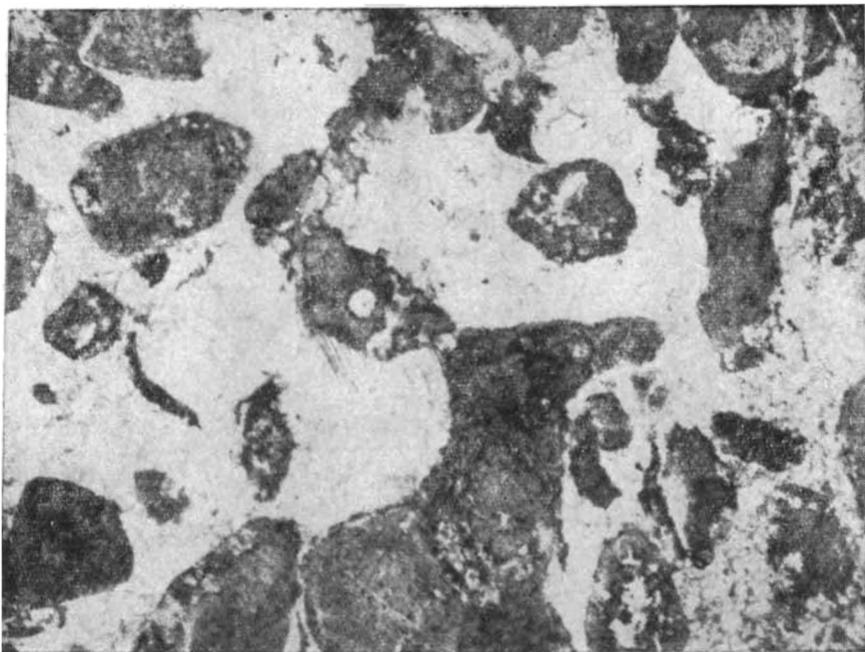


Рис. 13. Рифейский фосфорит с Морского хребта (Забайкалье). Николы слегка скрещены. Темное — фосфат, светлое — карбонат. Видны неполностью разделенные карбонатацией сгустки сплошного фосфата и полностью замещенные сгустки. Увел. 60 (образец Н. Н. Егоровой).

имеют форму «гальки» первоначально сплошной фосфатной массы. При изучении шлифов большого сечения найдены места, где первичная текстура кальцитизируемого слоя продолжается из одного «обломка» в другой сквозь цемент.

Разнообразие текстур и структур в пределах карбонатируемого слоя, разнообразие его компонентного состава и процессов преобразований (вместе с несколькими фазами карбонатации здесь проявились окремнение, стилолитизация, механическое дробление, рефосфатизация и повторная грануляция фосфорита) обусловили сложный облик и пестрый состав обломочного материала возникшей конглобрекции (рис. 20). Местами она залегает непосредственно на кремневом горизонте, местами между последним и конглобрекцией появляется слой фосфорита. Аналогичные вторичные фосфато-кремневые конглобрекции и брекчии наблюдались нами в разрезах фосфоритоносной пачки Хубсугульского месторождения.

Брекчии аналогичного происхождения вообще широко распространены в карбонатных породах древних отложений. Они могут возникать при избирательной раскристаллизации

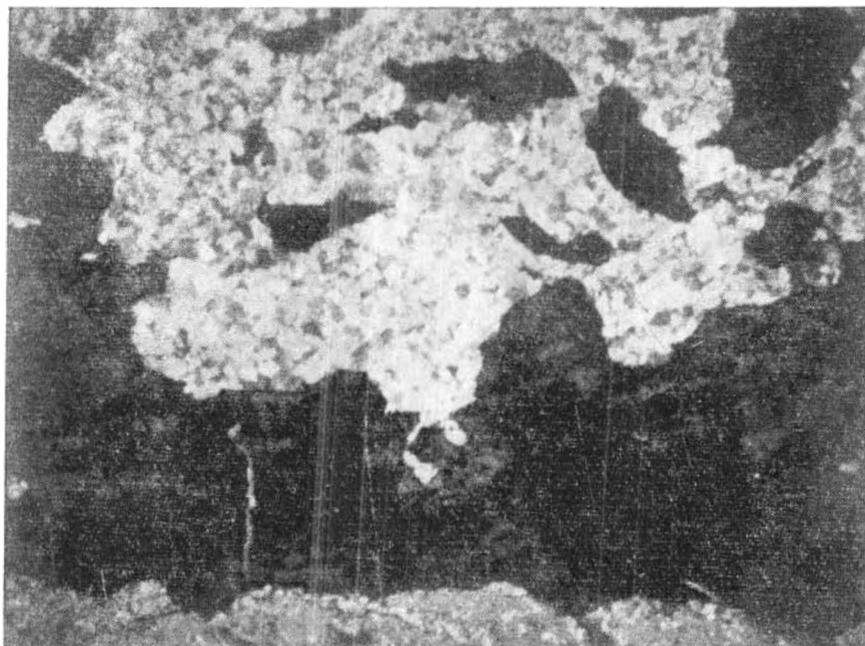


Рис. 14. Фосфорит Хубсугульского месторождения (участок Джинхайн-Нуру). Замещение доломитом (светлое) сплошного афанитового фосфорита с образованием реликтов неправильной формы. Николи Х. Увел. 30.

и в совершенно однородных карбонатных слоях. Диагностика псевдокластитов, возникающих при карбонатизации и раскristаллизации карбонатов, опирается главным образом на выявление переходов от нерасщепленных частей слоя к расщепленным, а также на негативные критерии — структурные особенности, немислимые при осадкообразовании (извилистые или неразъединенные гальки, «полугальки», «гальки, высовывающиеся из галек», и т. п.).

Очень сходное явление возникновения «конглобрекчий» описано А. Л. Павловым и Г. Л. Поспеловым для метасоматических руд и рудовмещающих пород Березовского сидеритового месторождения в Забайкалье [104]. Здесь отмечен также послойно-избирательный метасоматоз, формирующий в известняках и песчано-алевритовых породах «слоистые» полосчатые залежи сидеритов с наложенными «блоками» иного состава. Описанные в этой работе слоистые сидеритовые руды ранее принимались за первично осадочные, а «конглобрекчий» — за первично осадочные сидеритизированные. Авторы доказывают, что эти образования возникли за счет однородных по структуре и составу массивных и трещинова-

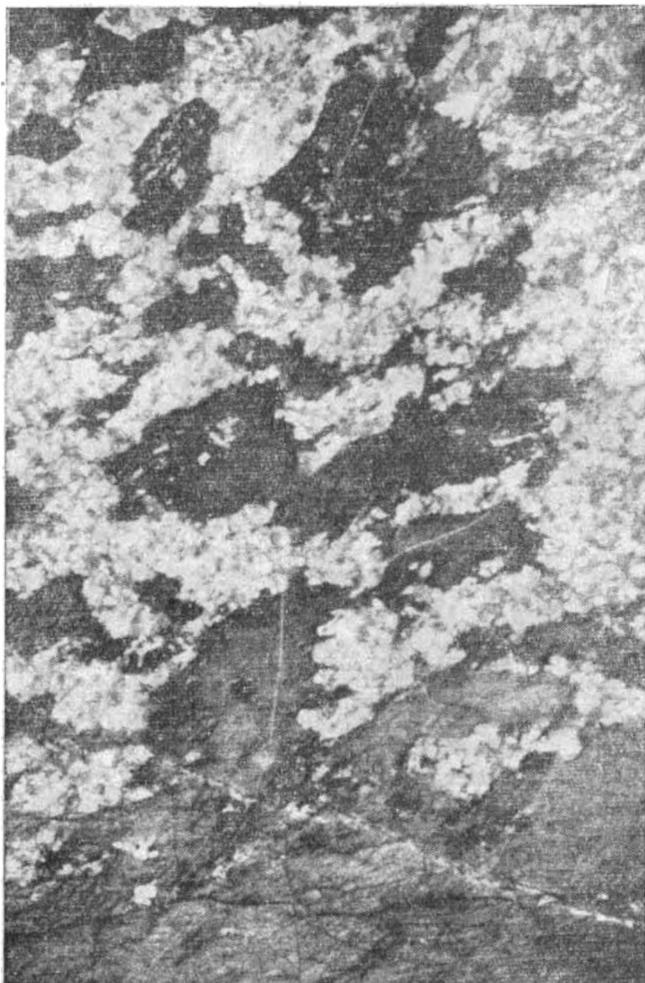


Рис. 15. Рифейский фосфорит с Морского хребта (Забайкалье). Николи слегка скрещены. Темное—фосфат, светлое—карбонат, разобшающий сплошной афанитовый фосфорит на изолированные выделения неправильной формы. Увел. 40 (образец Н. Н. Егоровой).



Рис. 16. Фосфорит Хубсугульского месторождения. Доломит (светлое) разобцает сплошной сгустковый фосфорит (темное) на участки неправильной формы и округлые зерна. Николи полускрещены. Увел. 30.

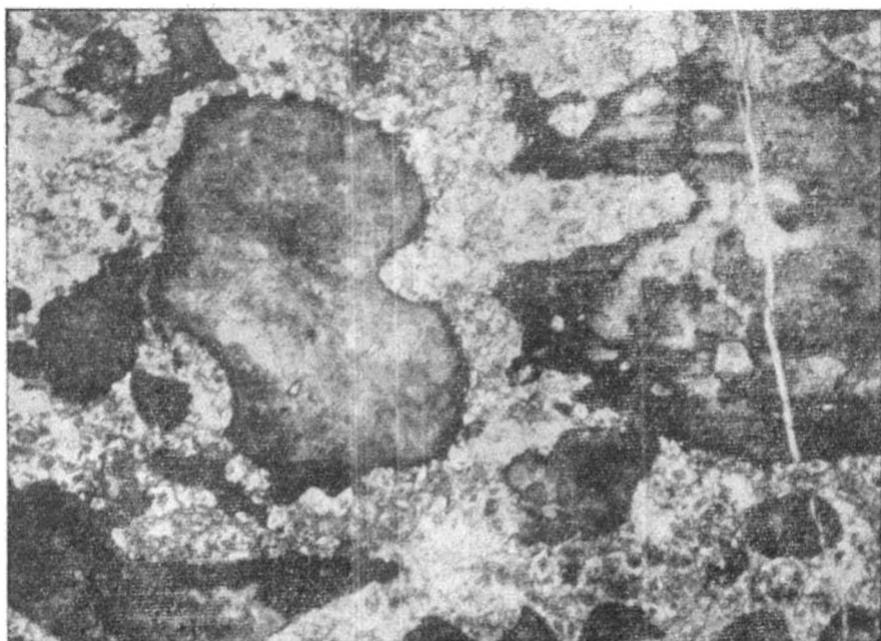


Рис. 17. Фосфорит Хубсугульского месторождения. Доломит (светлое), замещающий сплошной сгустковый фосфорит с образованием округлых зерен. Николи X. Увел. 30.

Рис. 18. Форма и распределение включений черных кремней в подфосфоритовой конглобрекции месторождения Аксай (Қаратауский бассейн). Скопировано с фотографии поверхности обнажения.



Рис. 19. Зарисовка «галки» оолитового фосфорита по шлифу из конглобрекции месторождения Аксай. Увел. 10.

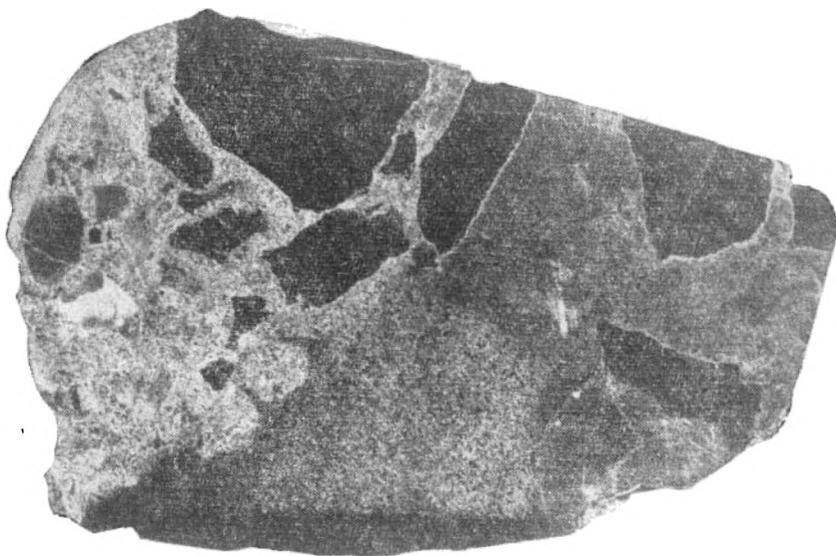


Рис. 20. Аксайская конглобрекция. Черное — реликты кремня, темно-серое — зернистый карбонатный фосфорит, светлое — интенсивно кальцитизированный фосфорит. Видны характерные «бухточки» фронта карбонатизации.

тых пород, а также приводят описание этого процесса [104, 109, 110].

Есть основания полагать, что среди пластов фосфатонесущих кварцитов Удско-Селемджинского района Дальнего Востока [146] также имеются псевдокластические новообразования.

Образование псевдоосадочных брекчий для случаев слоистой среды, возможно, объясняется не только процессами замещения и раскристаллизации. В работе [153] приводятся данные о возникновении неседиментационных брекчий за счет внутренней энергии систем с обратным градиентом плотности. Такими системами являются пары гетерогенных слоев, в которых менее плотный слой находится под более плотным. В опытах по деформациям систем с обратным градиентом плотности из хрупких слоев в жидком материале образовывались «седиментационные» брекчии, очень похожие на возникающие в результате оползневых процессов или под действием течений. Можно предположить, что при значительных нагрузках некоторые породы фосфоритонесущих пачек или карбонатных толщ могли бы играть роль пластичной среды или деформироваться по схеме систем с обратным градиентом плотности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итоги описанию перемещений фосфатного вещества в осадках и преобразований фосфоритов, можно сделать следующие выводы. Фосфатный материал, слагающий фосфориты, отличается значительной подвижностью в постседиментационный период, такой же подвижностью, как и сопровождающие его карбонаты и кремнезем. После отложения на дне бассейна фосфатные, карбонатные и кремнистые элементы осадков многократно взаимоперемещаются. Оолитово-пеллетные, а также сгустковые структуры фосфоритов могут возникать при стягивании вещества внутри слоя (не обязательно являясь следствием переминов) с последующей их цементацией.

Процессы силицификации и карбонатизации очень интенсивны и могут приводить к существенному перераспределению значительных масс карбоната и кремнезема, замещению части фосфоритов, разубоживанию их. Степень разубоживания меняется в пределах одной и той же фосфоритовой пачки, одного и того же слоя. При карбонатизации и окремнении могут возникать крупные стратиформные тела пород, обладающих «осадочными» текстурами.

Назрела необходимость пересмотреть выводы о седиментационном происхождении по крайней мере части «класто-

генных» образований фосфоритоносных пачек, в том числе «переотложенных» фосфоритов.

Возможность формирования в результате вторичных процессов целых слоев новообразований кремнезема, карбонатов и т. п. позволяет предположить, что некоторые тела афанитовых мономинеральных фосфоритов возникли не в первичном седиментационном акте, а являются результатом стягивания рассеянного фосфата, подобно кремневым образованиям (возможно, именно такой процесс описан в [136]). Аналогично могут формироваться кремнисто-фосфатные и карбонатно-фосфатные тела, которые впоследствии подвергаются преобразованиям. В итоге мелкие фосфоритовые залежи и фосфатопроявления в карбонатных, терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных толщах, а также в терригенных могут представлять собой всего лишь своего рода конкреционные образования (подобные рассеянным или сконцентрированным кремневым и карбонатным конкрециям), возникшие за счет фосфатного материала, рассеянного по осадкам.

Известно, что центром стягивания часто служат включения. Если интервал разреза обогащен органическим или глинистым веществом, а также в нем есть поверхности раздела между слоями, то такие неоднородности могут играть роль центров для стягивающих веществ. Возможно, именно поэтому зоны новообразований (фосфатных, кремневых и др.) совпадают. Можно сослаться на зависимость между окремнением и доломитизацией [160]. Иногда эти образования, будучи сугубо осадочными, могут представлять собой неоднородности, к которым устремятся другие вещества.

Поэтому, возможно, далеко не все фосфатопроявления можно считать индикаторами «горизонтов фосфатонакопления». В мощных геосинклинальных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах существуют обширные ореолы пород с незначительно повышенной фосфатностью (высоким региональным кларком), в которых (или по соседству с ними) при благоприятных условиях преобразования могут возникать локальные концентрации фосфатов, отнюдь не свидетельствующие о существовании крупных залежей.

С другой стороны, вторичные процессы, особенно карбонатизация, способны в значительной мере разубоживать хорошие фосфоритовые залежи. Исчезновение залежи на протирании продуктивной пачки может быть вызвано не «фациальными изменениями», а переходом фосфоритового уровня в область более интенсивных преобразований. В мощных геосинклинальных толщах Алтае-Саяно-Байкальской области, метаморфизованных до «стадии зеленых сланцев», судя по структурам местных пластовых фосфоритов, процесс разубоживания залежей со временем, возможно, далеко не последняя причина их невысокого качества.

СРАВНЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ФОСФОРИТОПРОЯВЛЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ С КРУПНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ ФОСФОРИТОВ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Назрела необходимость найти возможность оценивать фосфоритопроявления, не прибегая к дорогостоящим и длительным разведочным работам. Чаще всего это делается, как отмечено выше, путем сравнения объекта с эталоном (объектом или классом объектов), свойства которого считаются подходящими. Из множества известных фосфатных рудопроявлений в осадочных толщах Сибири внимание привлекают те, что обнаружены в кембрийских и рифейских породах, так как в соседних регионах Азии в отложениях, близких по составу и возрасту, залегают крупнейшие залежи богатых фосфоритов [23]. В породах кембрия и рифея Сибирской платформы пока не обнаружены богатые пластовые фосфориты, что согласуется с представлениями о приуроченности последних только к областям геосинклиналей и подвижных платформ. Поэтому карбонатные кембро-рифейские толщи Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области рассматриваются как первоочередной объект для поисков промышленных фосфоритовых залежей.

Этот объект, а точнее говоря, отдельные его части, соответствующие «районам», «участкам», «месторождениям», «пачкам» и т. п. (не существует единых правил для их локализации), можно сравнивать с любым эталоном. Однако выводы по аналогии сильнее на однотипных объектах. В первом приближении можно считать «однотипными» залежи фосфоритов крупных размеров, но, разумеется, не следует ограничиваться критерием размерности, и, хотя крупных месторождений фосфоритов во всем мире совсем немного, лучше подразделить их по возрасту, составу, мощности и структуре фосфоритовмещающих толщ. По этим признакам наиболее близки к фосфатопроявлениям и месторождениям кембро-рифея Сибири Каратауский фосфоритоносный бассейн в Казахстане и Хубсугульский в МНР.

Сравнение фосфатопроявлений Алтае-Саянской складчатой области, названной Алтае-Саянским фосфоритоносным бассейном [79] (обозначим его АСБ), с известными крупными месторождениями [23, 36], но без четкой типизации по-

следних, приносило, в общем, благоприятные результаты. Признавались сходными стратиграфическое положение, формационные характеристики, минеральный состав и т. п. В основном использовались сквозные признаки, а при этом крупные месторождения разных классов более сходны между собой, чем с мелкими месторождениями своего класса [14]. Однако со временем отрицательные результаты прямых оценочных исследований и отсутствие среди большого количества кембро-рифейских фосфатопоявлений АСБ достаточно рентабельных побудили обратить внимание на различия, которые были сформулированы в геотектонических терминах: АСБ был объявлен представителем нового класса фосфоритоносных бассейнов — эвгеосинклинального [79].

Как сказано, выделение нового класса месторождений имеет смысл лишь в том случае, когда класс выделяется как подмножество промышленных месторождений или, наоборот, когда есть уверенность, что месторождения нового класса всегда будут непромышленными. Поэтому операция выделения АСБ в новый класс, что было сделано исходя из действительно существующих различий, будучи применена целенаправленно — для оценки его качества, стала барьером на путях этой оценки, так как на первое время в нем оказались только непромышленные (или недостаточно рентабельные) объекты. Возможности оценки АСБ с позиций отнесения его к новому классу фактически замкнулись в нем самом. Как можно видеть по работам [75, 79 и др.], закономерности размещения фосфоритов определялись на объектах самого АСБ; исследования же по методике прогнозирования сводились к вопросам технологии составления прогнозных карт, а не к разработке способов определения и оценки меры сходства между объектами, отбора эталонов, организации классов и прочих теоретических приемов. Последним противопоставлялось обилие описательных работ и догадок о генезисе фосфатных залежей.

Разумеется, использовались и различные предпосылки для оценки, установленные на известных месторождениях фосфоритов, но в довольно общем виде; иначе говоря, практиковались весьма неполные аналогии. Преобладало сравнение обнаруженных фосфатопоявлений и разведанных, но малорентабельных месторождений. Такой подход рационален лишь на первом этапе. Он позволяет расширять область и количество находок, но основан на «внутренних» критериях. Для оценки же выявляемых объектов требуются «внешние» критерии. Потребность в последних особенно возросла именно после того, как АСБ был выделен в новый класс бассейнов.

Открытие в Тувино-Монгольской складчатой области — собственно говоря, непосредственно на протяжении Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области — Хубсугульского

фосфоритоносного бассейна [38, 48, 50, 53, 58, 59, 97, 102, 103 и др.] явилось, по сути дела, открытием того самого объекта, который безуспешно искали и ищут на территории АСБ. Это обстоятельство коренным образом изменило возможности оценки фосфатопроявлений АСБ: в эвгеосинклинальный класс фосфоритоносных бассейнов вошел представитель промышленного значения. Немедленно возник вопрос: действительно ли Хубсугульский фосфоритоносный бассейн — обозначим его ХБ — эвгеосинклинальный? Не относится ли он к миогеосинклинали, как определено в [38], подобно бассейнам Каратау и Фосфории?

Учитывая сказанное о возможностях тектонической классификации, отметим, что деление складчатых областей на эв- и миогеосинклинали процедура довольно неясная. Исходя из соответствующих определений [89, с. 41, 51, 98], надо сказать, что сейчас невозможно альтернативно решить вопрос о тектоническом положении (по такой классификации) как ХБ, так и даже Каратауского бассейна (КБ). Для отнесения некоторой области к миогеосинклинали недостаточно опираться на ее «краевое» (?) положение или отсутствие в разрезах магматических пород. Требуется знать ее взаимоотношения с кратоном, а также задаться минимальными размерами, ибо многие амагматичные «краевые» области складчатых зон ничем не отличаются от амагматичных «островов» внутренних областей геосинклиналей и на этом основании могут уже считаться «миогеосинклинальными». Наконец, надо учесть, что понятие о миогеосинклиналях возникло при изучении гораздо более молодых мобильных районов. Крупная периодичность состояний земной коры [67], а также характер общей эволюции крупных структур [130] дают основания полагать, что, прежде чем решать данную альтернативу, следует разобраться в возможности подразделения рассматриваемых геосинклинальных областей позднего докембрия и кембрия на мио- и эвгеосинклинали.

В [130, с. 426] отмечается, что для структуры рифейских геосинклинальных систем чрезвычайно характерно развитие широких окраинных миогеосинклинальных прогибов, располагавшихся между платформами и эвгеосинклинальными зонами. Такое утверждение может объясняться отчасти неопределенностью границы между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями. Если же его принять, то при отнесении рассматриваемых районов к байкалидам интересующие нас ФБ могут попасть только в эти широкие миогеосинклинальные зоны. Для случая отнесения этих районов к каледонидам отмечено [130], что выделение в нижнепалеозойских геосинклинальных системах мио- и эвгеосинклинальных зон возможно лишь в очень немногих случаях; в Алтае-Саянской же складчатой области, «где расположение эвгеосинклинальных про-

гибов определялось довольно сложной в плане системой пересекающихся глубинных разломов, они образуют сеть, в ячейках которой разрез имеет миогеосинклинальный характер и сложен в значительной мере известняками» (с. 430).

Для типизации сравниваемых массивов (бассейнов) терригенно-карбонатных отложений существенны не столько их взаимоотношения с краем кратона и даже не столько насыщенность вулканогенными образованиями (фосфоритоносный разрез района Тамалькского месторождения, например, гораздо насыщеннее эффузивами, чем соседние бесфосфатные разрезы), сколько мощность и состав осадков и степень их региональной преобразованности. В этом аспекте АСБ и ХБ, несомненно, следует относить к одному классу, скажем, мобильных зон глубокого погружения с внутренними относительно активными подзонами. В целом ХБ менее, чем АСБ, поражен интрузиями и, как будто, менее дифференцирован на прогибы и поднятия, хотя не отличается в принципе от внутригеосинклинальных карбонатных массивов АСБ типа Горно-Шорского. Но в ХБ тоже огромны мощности осадочной части рифейско-кембрийского комплекса. Вместе с тем ХБ сходен с АСБ по степени перекристаллизации и регионального метаморфизма пород.

Кроме того, что ХБ и АСБ перспективно сопоставимы, характеристика ХБ позволяет увидеть, что не менее плодотворным может оказаться сопоставление геологической позиции фосфоритов АСБ и каратауских, что ранее представлялось не совсем правомерным. Общая характеристика разрезов КБ и ХБ — терригенная серия внизу и карбонатная с фосфоритами близ основания наверху — оказалась очень сходной [60].

ФОРМА РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Форму залежей АСБ можно наблюдать лишь фрагментарно. Чаще всего контуры рудных тел здесь определяются опробованием. Во множестве таких «разнопроцентных» (по содержанию P_2O_5) залежей выделяется небольшое подмножество собственно фосфатных выделений, т. е. участков, на 80—100% состоящих из апатитового фосфорита. Предполагается, что в силу осадочного происхождения и эти чисто фосфатные выделения, и залежи бедных руд имеют слоистую форму. К сожалению, это утверждение практически никогда не опиралось на непосредственные наблюдения. Пластовая форма залежей фосфоритов в АСБ чаще всего определяется лишь в результате интерполяции между линиями и точками наблюдений. Отмечалось, что пласты фосфоритов в АСБ «не имеют типичных для пластового типа руд послойных границ» [23, 79]. Рудные тела здесь имеют формы, «подчиненные слоистости»,

что не эквивалентно понятию «слоистый». Например, на неоднократно публиковавшемся профиле через Белкинское месторождение [123] показан линзослоистый характер залегания рудных тел, который не доказан, а только предполагается. Продуктивные горизонты здесь «стратифицированы в целом», реально же морфология рудных тел представляется довольно неправильной. На первых стадиях изучения этого месторождения у некоторых исследователей (в том числе и у меня) возникало четкое впечатление о «метасоматических» формах залегания фосфоритов белкинской свиты. Наиболее определено это было отмечено геологом Западно-Сибирского геологического управления Г. П. Кургановым в 1960 г. Но к середине шестидесятых годов восторжествовала концепция о первично осадочном происхождении данных руд, так как продуктивная пачка «в общем» следилась от скважины к скважине вроде бы на одном стратиграфическом уровне. Однако нестратифицированность белкинских руд в деталях является фактом. Так, в диссертации В. Г. Сивова, убежденного в том, что все фосфоритопоявления Горной Шории имеют строгую стратиграфическую приуроченность и подчиненность складчатой структуре [116], были приведены детальные литологические профили горношорских месторождений, на которых границы рудных тел, чаще всего «размытые», расплывчатые, пересекаются границами между разновидностями карбонатных пород. Из этих профилей следует, что фосфатность здесь наложена на структуру, обусловленную распределением разновидностей карбонатов, возникает и исчезает независимо от облика несущей массы. Такое явление произвольно отражается в применении термина «фосфатизация» даже теми, кто считает данные фосфориты несомненно первично осадочными.

К только что сказанному нельзя не добавить выводы С. И. Четвертухиной (Западно-Сибирское геологическое управление), составившей в 1967 г. карту распределения фосфора (и др. элементов) на территории Алтая, Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны:

1. Точки, где определены повышенные содержания фосфора в горных породах ($>0,1\%$ Р), не локализируются в пределах выдержанных линейных зон, а группируются в пятна, ориентированные несогласно с простиранием осадочных толщ. Они также не обнаруживают «приверженности» к определенным стратиграфическим уровням.

2. Большинство таких проявлений фосфора тяготеет к интрузивным телам.

3. Участки с повышенным содержанием Р почти всегда имеют признаки более интенсивно проявленных деформаций, метасоматоза, метаморфизма (мраморизация, доломитизация, кальцитизация, сульфидизация, окварцевание, флюоритизация и т. п.).

4. Поля повышенных содержаний Р и Мп, с одной стороны, и Си, Zп, Рb, Hg, с другой, очень часто совпадают.

Эти выводы, основанные на данных, включающих и незначительные содержания Р, начиная с чуть превышающих кларковые, были восприняты, естественно, с большим недоверием. Конечно, судя по всему, аномалии, охватываемые таким диапазоном, могут оказаться чрезвычайно разнородными.

Однако эти данные получены для большой площади и позволяют взглянуть на проблему фосфорораспределения, так сказать, «с большой высоты». В выводах С. И. Четвертухиной может найти отражение мобильность фосфора (и ряда других элементов — марганца, ванадия) и тяготение довольно разнородных элементов к одним и тем же структурно-геохимическим полям.

Наряду с «пластообразными» рудными телами в АСБ часты неправильные (гнездовидные), линзовидные скопления фосфоритов, «иногда секущего напластования характера». Формы «фосфатных выделений», фиксируемых петрографически, исключительно разнообразны — от слойковой до неправильных пятен.

Во всех случаях форма фосфатных тел в той или иной степени подчинена текстурам вмещающей массы, будь то слоистые, биоморфные или массивные текстуры. Границы фосфоритовых тел могут, однако, пересекать текстурные линии вмещающих пород и образовывать ветвящиеся сгустки, немыслимые как первично осадленные.

В ХБ и КБ бросается в глаза четкая стратифицированность фосфоритов, залегание их слоями. Для отдельных «фосфатных выделений» также возможны причудливые формы, часто все же подчиненные стратификации. Но здесь выделяются типичные пласты фосфоритов, петрографически четко отличные от окружающих пород.

Фосфоритовые залежи АСБ выклиниваются и прерываются на расстоянии в сотни метров, реже тянутся на 2—4 км. Пласты же фосфоритов КБ и ХБ следятся непрерывно на десятки километров.

Соотношение мощностей стратиграфических интервалов, в которых обнаруживается повышенная фосфатность пород, в сравниваемых бассейнах обратная: в КБ и ХБ за пределами продуктивных слоев фосфатность быстро исчезает (через несколько метров, реже 20—30 м по разрезу). В АСБ же мощность стратиграфических интервалов с повышенной фосфатностью (вне границ рудных слоев) измеряется сотнями метров.

ФОСФАТНАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ РУДНЫХ ТЕЛ

В большинстве рудопроявлений АСБ фосфатная составляющая рудных тел представляет собой афанитовые выделения фосфата, определяемого как скрытокристаллический фторкарбонатит или фторapatит. Выделения, состоящие полностью из фосфата, обычно имеют линзовидно-слойковую форму с резкими или постепенными переходами к руде, содержащей нефосфатную примесь. Они могут быть также «несадочной» — сгустковой, хлопьевидной, гнездообразной, т. е.

весьма прихотливой, формы, особенно когда размер их невелик по сравнению с размерами ячеек текстурной решетки. Монominеральные выделения фосфата, соизмеримые по мощности с текстурными элементами (слоистостью, например), как правило, подчинены последним. Фосфат развивается по всевозможным границам вмещающих пород: вдоль границ между слоями, по контактам различных пород, по текстурным поверхностям, например по строматолитовым слоевичам. Нередко, однако, в породах наблюдаются округлые или неправильной формы «плавающие» выделения фосфатов.

В противоположность каратауским в фосфоритах АСБ все еще не найдены текстуры, явно порожденные движением водной среды: косая слоистость, окатанные обломки, волновые знаки, слои конгломератов. Явно обработанные водой обломки фосфоритов в АСБ редки, если вообще имеются. Фосфатные гравелиты с Богградского и Тамалыкского месторождений нами, как описано выше, были пересмотрены и оказались псевдокластитами.

В фосфоритах АСБ очень редки настоящие оолитовые и пеллетные структуры, типичные для крупных фосфоритоносных бассейнов. Практически все сибирские кембро-рифейские фосфатные выделения тонкокристаллические, иногда фосфатное вещество тонко «переслаивается» с карбонатным и кремнистым, причем слойки всех компонентов часто выклиниваются.

Все эти данные не позволяют считать фосфориты АСБ во всех случаях несомненно чисто осадочными. Существование процессов очень избирательного метасоматоза, приводящего к послыному распределению новообразований, и большая подвижность кремнезема, карбоната и фосфата вполне могут привести к перераспределению веществ и появлению новообразований, обладающих всеми перечисленными морфологическими свойствами.

Морфологически фосфориты ХБ сходны с фосфоритами АСБ. В первых только больше пеллетных и оолитоподобных структур, но таких пород и в ХБ неизмеримо меньше, чем среди фосфоритов Каратау. В ХБ вовсе не встречаются сферолитовые фосфориты, а преобладают афанитовые, и, как отмечалось, фосфатное вещество ХБ чаще сильнее пигментировано, чем в фосфоритах Каратау. В ХБ много слоеподобных выделений монominерального афанитового фосфата, причем они образуют слои мощностью до нескольких дециметров и значительного протяжения. С точки зрения автора, результаты детального изучения шлифов позволяют считать, что разнообразие структур фосфоритов ХБ определяется разнообразием не столько первичных условий осадконакопления, сколько вторичных процессов: карбонатизации и окремнения. Вли-

явие первичной структуры осадка, которая зачастую остается неизвестной, сказывается в структуре отложений очень опосредованно.

ТЕКСТУРЫ РУДНЫХ ТЕЛ

Преобладающей текстурой рудных тел фосфоритов АСБ является брекчиевая. Фосфат наблюдается и в кусках, и в цементе. Обилие брекчиевых руд, которые считаются седиментационными в силу их пластовой формы залегания, не противоречит выводу, полученному на основании других признаков мелководных условий рудообразования. Такая ассоциация представляется странной на фоне почти полного отсутствия достоверных окатанных обломков, конусовидных форм залегания (характерных для брекчий свалов), обломков, истертых до состояния песка, который всегда сопровождает рифовые зоны. Как описано в предыдущей главе, есть основания полагать, что многие фосфатоносные брекчии АСБ и ХБ возникали не осадочным путем. Однако пока трудно полностью сбросить со счета вероятность присутствия действительно седиментационных брекчий; например, в разрезе участка Боградского фосфатопроявления есть типично седиментационные брекчии, хотя они нефосфатны и залегают значительно (на 30—50 м) ниже фосфоритоносной пачки.

После брекчиевых текстур по распространенности следуют массивная и слоистая. В слоистых рудных телах фосфатные (мономинеральные и двух-, трехкомпонентные) слои чередуются с карбонатными, кремнистыми, глинистыми. По простиранию фосфатные слои не выдержаны, они могут ветвиться, сливаться, выклиниваться. Несомненно, на их конфигурацию также оказали влияние процессы перераспределения вещества.

Аналогичные текстуры наблюдаются и в фосфоритах ХБ. Но здесь доля брекчиевых текстур значительно меньше. Совсем незначительную роль играют брекчиевые текстуры в фосфоритах КБ: в пределах продуктивной свиты они встречаются только в подрудном горизонте нижних доломитов [124] над кремневым горизонтом (Аксай) и в верхах фосфоритовой пачки. Сами фосфоритовые тела вследствие карбонатизации чаще приобретают конгломератовую текстуру.

НЕФОСФАТНЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Фосфат может цементировать любые компоненты пород, и в пределах кембро-рифейских отложений АСБ и ХБ нет такой породы, которая хотя бы раз не обнаруживала повышенную фосфатность. Распределение фосфора по породам нерав-

номерно. Практически интересные залежи наблюдаются исключительно в карбонатных толщах, в карбонатных породах.

Главный нефосфатный компонент породы — в основном доломит, хотя нередко фосфат ассоциирует с кальцитом (в улунтуйской свите Западного Прибайкалья, в балыгтыгхемской и чартысской свитах Тувы). В горношорских залежах фосфат переплетается то с доломитом, то с кальцитом. Последний здесь считается вторичным [79, с. 68], но довольно часто эти карбонаты имеют мелкокристаллический габитус, и поручиться за надежность такого утверждения трудно. В целом во многих продуктивных пачках АСБ кальцит содержится в заметном количестве.

В фосфоритоносных пачках ХБ резко преобладает доломит [60]. Очень часто он вообще единственный карбонатный материал, с которым ассоциирует фосфат; даже в молекуле фосфата кальций частично замещен магнием [60].

На втором месте по значимости среди нефосфатных компонентов в равной мере как для руд АСБ, так и ХБ и КБ стоит кремнезем. На третьем, тоже в равной мере для всех трех бассейнов, находятся глинистые (алюмосиликатные) примеси.

Если терригенная нефосфатная составляющая относится к алевритовому или песчаному классу, то обломочный материал представлен зернами кварца. Вопрос о характере питающей провинции, откуда могли бы взяться эти зерна, трудно разрешим. Автор не склонен сейчас считать, что (хотя это общепринятая точка зрения) незначительные добавки к фосфорным рудам ХБ и КБ кластического материала можно непосредственно связывать с областью интенсивного химического «выветривания». На примере формации Фосфория можно убедиться, что кварцевый псаммитовый материал может быть продуктом размыва не кор выветривания, а местных олигомиктовых пород. Есть примеры, когда фосфаты ассоциируют и с кварцево-полевошпатовым песчаным материалом. В таком песчанике встречен, например, фосфат в керне из покурской свиты (сеноман) Западно-Сибирской плиты.

В ряде случаев нефосфатной составляющей фосфоритов геосинклинальных толщ является углеродистое вещество. В некоторых фосфорных рудах АСБ оно обильно [150]. Однако, если принимать во внимание все районы, фосфат с углеродистым веществом коррелируется плохо. И. С. Боровская [12] показала очень слабую связь фосфатов с углеродистым веществом.

БЛИЖАЙШИЕ СОСЕДИ ФОСФАТНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Последовательность слоев в фосфоритоносных разрезах выдержаннее, чем в АСБ. Сказанное не означает, что в фосфоритоносном интервале разреза ХБ можно наметить устой-

чивую последовательность фосфатоносных слоев, которая наблюдается в разрезах Каратау (снизу вверх): нижний доломит → кремневый горизонт → нижний фосфорит → фосфатно-сланцевая пачка → верхний фосфорит → железо-марганцевый карбонат → бурый известняк. На территории ХБ, которая почти в два раза более видимой части Каратауского бассейна, единая последовательность слоев в фосфоритоносных пачках не выдерживается. Но на его восточном фланге на протяжении многих десятков километров следится такая последовательность (снизу вверх): доломиты узорчатые (строматолитовые?) с «инкрустациями», с пачками карбонатных конглобрекций → подфосфатная пачка глинистых доломитовых известняков, тонкослоистых мергелей и алевролитов, обогащенных железистыми минералами, → переслаивание фосфоритов, кремнистых пород и доломитов, брекчии, состоящие из обломков этих компонентов, → кремневый горизонт → надфосфоритовая толща тонкослоистых известняков.

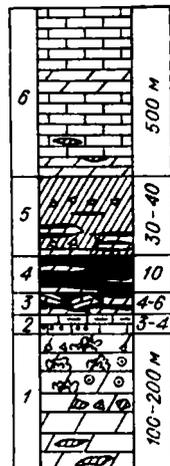
Нижний и верхний члены этой стратиграфической последовательности ХБ могут существенно меняться: нижние доломиты местами приобретают иные текстуры и даже разбавляются известняками; верхняя толща тонкослоистых известняков разбавляется доломитами и приобретает массивные текстуры. Но в целом нижние карбонаты всегда резко отличаются от верхних неоднородностью и более массивными текстурами с частым появлением «узорчатых»; верхняя же карбонатная толща всегда более однородна, более тонкослоиста, менее доломитовая. Непосредственно над продуктивной залегают пачкой 20—30-метровый кремневый горизонт (указания на мощности до 150 м явно завышены), в основном бесфосфатный, под продуктивной пачкой — железистые тонкослоистые сланцеподобные карбонаты, обогащенные глинистой и алевроитовой примесью и превращенные в серицитово- и кварцево-карбонатные породы.

Перечисленные породы могут в конкретных разрезах оказаться в той или иной степени перетасованными, но общая тенденция размещения в определенной последовательности сохраняется. На рис. 21 приводится разрез Хубсугульского месторождения на участке Джинхайн-Нуру (южный фланг месторождения).

Можно сказать, что такая стратиграфическая последовательность фоссерии Хубсугульского месторождения и его окрестностей сходна с разрезом Каратау... в перевернутом виде. Железистый горизонт здесь внизу, а кремневый наверху. Однако и в Каратау есть разрезы, где непосредственно под фосфоритоносной свитой залегают пачка красноватых железистых доломитов с глауконитом. В нижней части хубсугульской фоссерии тоже есть окремнение, что соответствует над-

Рис. 21. Разрез участка Джинхайн-Нуру (южный фланг Хубсугульского месторождения) по описанию автора.

1 — черные и серые доломиты, брекчиевые, оолитовые, узорчатые с «никрустациями», пятнистые, с кремневыми включениями неправильной формы; 2 — доломитовые известняки алевроитово-глинистые, тонкослоистые, слабофосфатные, с обильно рассеянной вкрапленностью гидроксидов железа, в выветрелом виде — ярко-красные; 3 — фосфатно-карбонатная брекчированная пачка — первоначально слагающаяся доломитами тонкослоистыми с прослойками мономинерального фосфорита; 4 — фосфориты афанитовые, тонкослоистые, послойно брекчированные, с тонкими прослойками доломитов; 5 — кремни черные, массивные, полосчатые, местами брекчированные, в нижней части — с прослойками фосфорита и доломита; 6 — известняки и доломиты, темно-серые, слоистые.



фосфоритовой зоне окремнения (горизонту «бурых известняков») в разрезе Каратауского бассейна.

Попытки усмотреть единый порядок расположения маркирующих слоев в ближайших (первая, вторая сотня метров) окрестностях продуктивных пачек АСБ не увенчалась успехом. Намечаемые последовательности существенно меняются от участка к участку. Наиболее примечательной может считаться лишь последовательность, установленная на Белкинском месторождении, где продуктивная пачка залегает между строматолитовыми доломитами и тонкослоистыми известняками (что сходно с некоторыми участками ХБ). В других районах столь четкого разграничения не наблюдается. На Тамалыкском месторождении ниже фосфоритоносной свиты тоже залегает доломитовая толща, но между ними расположена значительная по мощности известняковая пачка, выше которой следуют пачки вулканогенных и глинисто-сланцевых пород [50, рис. 18, 19, 20]. В целом на территории АСБ место фосфоритов трудно предугадать даже в пределах одной формации, скажем кремнисто-карбонатной. Можно только сказать, что фосфориты могут оказаться где-то в довольно широком интервале верхней части формации и скорее всего выше существенно доломитовой толщи, если таковая имеется в рассматриваемом разрезе.

В АСБ и ХБ довольно близок компонентный состав ближайших к фосфоритам окрестностей разрезов. Существенную роль здесь играют доломиты. Однако если в ХБ в продуктивных интервалах доломиты резко доминируют, то в продуктивных интервалах АСБ это бывает редко. Доломиты здесь часто переслаиваются с известняками. В существенно доломитовом разрезе залегают лишь фосфориты Саржаковского месторождения близ г. Красноярска. Чисто доломитовые или чисто известняковые толщи могут подстилать и перекрывать продуктивные пачки, но не вмещать фосфориты.

Черные глинистые и кремнисто-глинистые пиритоносные сланцы в фосфоритоносных разрезах АСБ и ХБ распространены примерно в равной мере. В АСБ их роль максимально заметна на Тамалыкском месторождении, а также в районе Сейбинской группы фосфатопроявлений. На Батеневском кряже (Юлинская группа фосфатопроявлений) близ фосфоритовых слоев (по разрезу) тоже отмечаются черные сланцы.

Взаиморасположение фосфоритов и черных сланцев неопределенно как на мелких, так и на крупных месторождениях. Черные углеродистые сланцы могут встречаться выше, ниже фосфоритовых пластов и между ними. В бассейнах Каратау и Фосфории черные сланцы замещают фосфоритоносную пачку по простиранию в сторону от предполагаемого берега. Из этого понятна неопределенность положения черных сланцев в разрезах продуктивных свит: здесь всегда встречаются только отдельные «языки» черносланцевой формации, вклинивающиеся в зону фосфоритообразования.

Кластогенные примеси — весьма характерный индикатор фосфоритоносных интервалов и АСБ, и ХБ. Давно отмечено, что в чисто карбонатных однородных разрезах (исключая один лишь участок Белкинского месторождения) фосфоритов не встречается. Однако в фоссериях АСБ нигде не наблюдаются такие породы, которые образуют упомянутую уже подфосфатную пачку Хубсугульского месторождения. В выветрелом состоянии эти терригенно-карбонатные породы окрашиваются в яркие красные, розовые, желто-бурые и сиреневые цвета, резко выделяясь среди однообразной черно-серой вмещающей карбонатной серии. А. В. Ильин [60], считая, что сущность связи фосфоритов с такими породами в общем пока неясна, допускает, что подфосфатная пачка ХБ может быть индикатором поступления в морскую среду зоны фосфатонакопления континентальных вод, дренирующих кору выветривания. Но полной уверенности в этом не может быть, ибо в морских отложениях могут присутствовать кластогенные примеси дальнего разноса, особенно когда материал достаточно тонок. Кроме того, далеко не все железо-марганцевистые осадки в морях имеют прямое отношение к корам выветривания (в классическом понимании последних). Пестрая (красно-бурая и др.) окраска в подфосфатных слоях ХБ может быть обусловлена образованием маловодных гидроокислов железа при выветривании пиритоносных пород. На некоторых фосфатопроявлениях можно наблюдать переходы от темных пиритоносных карбонатно-глинистых сланцев к светлым и окрашенным разностям. Пример — разрез фосфатоносной свиты Каратау, где в естественных и карьерных обнажениях фосфоритовой пачки можно видеть пестроцветные кремнисто-фосфатные сланцы, а скважины, пробуравившие эту пачку на глубине нескольких сотен метров,

вскрывают только черные обильно пиритизированные породы.

Необходимо также иметь в виду, что фосфоритовые алюмининовые и железисто-марганцевые горизонты часто не совпадают. Фосфориты и «продукты выветривания» в одних случаях совмещаются в одной пачке, в других — разделяются интервалами в сотни метров. Примером может служить разрез Боксон-Сархойского синклиория к северу от ХБ, где пестроцветные глинисто-карбонатные образования и бокситоподобные породы сонаходятся только с одним из фосфатистых горизонтов, в то время как остальные три фосфоритовых пласта, залегающие в совершенно аналогичных условиях, отстоят в разрезе от продуктов коры выветривания на сотни метров*.

Отдаленно аналогичные углисто-железисто-серицитовые породы со свободным глиноземом (корунд), по химическому составу близкие к каолиновым глинам, имеющие мелкобобовую текстуру, отмечены в мергелистой пачке рифейской енисейской серии в разрезе Талановского фосфатопоявления (в северной части Кузнецкого Алатау), но на 500 или более метров ниже пачки фосфатоносных кремнистых доломитов, завершающих серию [108]. Таким образом, сонахождение пород, предположительно имеющих отношение к корам выветривания, и фосфоритов определяется лишь в чрезвычайно общем виде.

Опираясь на ряд других примеров, можно сказать, что появление в разрезах глинистых и прочих кластогенных примесей на сплошном карбонатном фоне в определенной мере может указывать на возможную фосфатоносность, но очень ненадежно. Эту связь усиливает лишь появление в разрезе еще и черных силицитов.

В общем можно считать, что наиболее перспективно как в АСБ, так и в ХБ сочетание в одном и том же стратиграфическом интервале доломитов, известняков, глинистых, алевроитовых и кремнистых образований, а также черных сланцев.

ПОЛОЖЕНИЕ ФОСФОРИТОВ В КОМПЛЕКСЕ ОТЛОЖЕНИЙ

Итак, при сходном компонентном составе фосфоритоносных частей разрезов кембро-рифейской карбонатной серии и одинаковых возможностях перетасовки компонентов в ХБ мы встречаемся с богатыми фосфоритовыми рудами, а в области АСБ таких руд нет. С помощью компонентных и ассоциативных характеристик продуктивных интервалов удает-

* В 1972 г. сотрудниками ГИГХС обнаружен пласт бедных, но явно пластовых микрозернистых фосфоритов примерно в 70 м ниже бокситового пласта на участке Боксонского бокситового месторождения.

ся подметить только частные различия между ХБ и АСБ, не отвечающие на основной вопрос оценки АСБ.

Совсем другая картина наблюдается, если обратиться к положению фосфоритов в пределах всего комплекса отложенный кембро-рифей.

Начнем с того, что фосфориты ХБ и АСБ залегают в пределах сходного мощного комплекса преимущественно карбонатного состава. В АСБ этому комплексу соответствуют две серии: рифейская енисейская и лежащая на ней кембрийская усинская; в ХБ — кембро-рифейская хубсугульская серия. Оба комплекса вполне сопоставимы по возрасту и литологическим характеристикам. В обоих комплексах пластовые фосфориты не встречены в тех стратиграфических интервалах, что находятся выше слоев с археоциатовой фауной. В ХБ на уровне слоев, которые можно относить уже к кембрию (?), известно лишь одно очень бедное фосфатопроявление Тэмен-Султу [60]. В АСБ в достоверно нижнекембрийских (мрасской, усть-кундатской и кутен-булукской) свитах обнаружены также лишь чрезвычайно бедные фосфатопроявления, главным образом желваковые. Вышележащие свиты достоверно кембрийской усинской серии практически бесфосфатны. Нижнекембрийская тамалыкская фосфоритоносная свита подстилает известняки с археоциатами, хотя по составу и наличию обломков фауны может быть сопоставлена с усть-кундатской свитой низов усинской серии [96]. Фосфатоносная белкинская свита тоже подстилает археоциатовые известняки и считается докембрийской. В целом все наиболее существенные фосфатопроявления АСБ находятся немного ниже подошвы достоверно кембрийских слоев (с археоциатами) или же могут занимать позицию в нижайших кембрийских или переходных к ним слоях [79, рис. 21]. Не исключено, что тамалыкская свита синхронна белкинской; тогда, значит, енисейская серия своими верхами захватывает нижний кембрий.

Известно, что стратиграфические сопоставления древнейших свит Алтае-Саянской и Байкальской областей еще далеко не надежны. Однако в данном случае не столь важна их точная стратиграфическая датировка, сколько относительное положение уровней фосфатонакопления. Несмотря на неоднократно отмечаемые «блуждания» фосфоритов по разрезам енисейской серии, особенно наиболее незначительных их проявлений, надо отметить тяготение фосфоритов именно к ее верхам. Как выяснилось, фосфориты нижней части енисейской серии — в кабырзинской свите — на самом деле можно относить к верхнему — пызасскому (белкинскому) — уровню [91].

Фосфоритоносная хубсугульская серия — стратиграфический аналог енисейской+усинской серий. Ее тоже можно

подразделить на нижнюю и верхнюю части, границей между которыми является подошва археоциатовых слоев. Таким образом, трем свитам енисейской серии — кабырзинской, западносибирской и белкинской — в хубсугульской серии отвечают тоже три (нижние) свиты — дооднурская, хармаинская и босхатская. Выше босхатской залегают белые узорчатые и пятнистые известняки хоридулинской свиты с археоциатами. Это — аналог усинских (усть-кундатских?) известняков. А. В. Ильин [60], сопоставив все известные разрезы хубсугульской серии, пришел к заключению о верхнерифейском возрасте дооднурской и хармаинской свит; босхатскую он находит возможным относить к предкембрийскому юдомскому комплексу (она содержит известный IV комплекс проблематики).

Детальные литологические сопоставления енисейской серии и докембрийской части хубсугульской затруднены. В горношорских разрезах енисейской серии ее нижняя и верхняя части (свиты) более известняковы, нежели доломитны. В хубсугульской серии нижняя часть более доломитна, особенно самые низы; заметим при этом, что самые низы енисейской серии достоверно не наблюдались. ХБ изучен гораздо меньше, чем АСБ, и зональность слагающих его отложений определена не так детально, как в АСБ. Значит, конкретные сопоставления пока не имеют смысла: сопоставляя, скажем, разрезы Хубсугульского месторождения и Батеневского кряжа, мы не можем быть уверены, что не сопоставляем разрезы разных структурных зон. Известные на сегодняшний день данные не дают оснований отрицать возможность подразделения ХБ на «структурно-фациальные» зоны, существенно различающиеся между собой. Пока же А. В. Ильиным установлено лишь, что в центре ХБ докембрийская часть хубсугульской серии менее доломитна, чем по его периферии [60].

Мощности предкембрийского карбонатного разреза в АСБ и ХБ близки: 2,5—3,6 или 3—4 км в обоих районах. На первых этапах сопоставления стратиграфических позиций фосфоритов АСБ и других районов проводились, как было сказано, на уровне понятия о «позднем докембрии». При таком подходе фосфориты дооднурской свиты ХБ и пызасского горизонта АСБ оказываются стратиграфически аналогичными, что, конечно, интересно для их оценки, но совершенно недостаточно.

Совместим енисейскую и хубсугульскую серии по общему для обеих (и пока единственно надежному) маркирующему уровню — по основанию археоциатовых известняков. Отметим, что генеральных несогласий внутри этих серий не установлено, а мощностей однотипного (карбонатного) комплекса, находящегося под маркирующим уровнем, близка. Тогда резко бросается в глаза различие стратиграфической позиции

дуктивного карбонатного комплекса. Терригенные толщи формировались в обстановке сильно расчлененного рельефа области сноса. В самом бассейне рельеф дна тоже был расчлененным. Местами в области седиментации или близ нее действовали вулканы. Литологическая пестрота каройской и дархатской серий говорит о том, что режим «докарбонатного» бассейна был весьма беспокойным и что контуры акваторий, очень сложные вследствие обилия островов, могли быстро изменяться. Затем наступило общее выравнивание ложа бассейнов, и они (бассейны) распространились на гораздо большую площадь — трансгрессировали. В отличие от бассейна Каратау самые начальные этапы трансгрессии в ХБ оказались не очень плавными, если судить по мощным пачкам конглобрекций в основании хубсугульской серии (и непосредственно ниже). Далее наступил этап стабилизации — начали отлагаться чистые известняки, доломиты, углистые сланцы и получили возможность формироваться фосфориты.

Б. М. Гиммельфарбом [36] отмечено, что если на платформах фосфориты часто наблюдаются непосредственно над поверхностью размыва, то в более подвижных областях они отделены от этой поверхности интервалом, который в Каратау имеет мощность до 10—15 м, а в ХБ измеряется первыми сотнями метров. Судя по мощности подфосфатных карбонатов, ХБ — самый подвижный из всех крупных фосфоритоносных бассейнов. По-видимому, в подвижных областях наличие подфосфатных доломитов («нижних» доломитов) или сланцев почти обязательно. «Нижние» доломиты, наверно, формируются как первые слои зоны, достаточно удаленной от берега, но еще недостаточно глубокой для образования фосфоритов. Достаточное углубление наступает в разных бассейнах и даже внутри одного бассейна разновременно; темп осадконакопления и, главное, продвижение береговой линии тоже неравномерны, отсюда и разная мощность «нижних» доломитов*.

Карбонаты накапливаются в неизмеримо более широком диапазоне условий, нежели фосфаты. Маломощность фосфоритовых пачек, вместе с фактом геохронологического «скольжения» фосфоритовых фаций, может говорить о том, что зоны фосфатоосаждения не удерживаются долго на месте. Даже при незначительных для процесса карбонатакопления изменениях глубин ЗФ, видимо, или исчезают, или перемещаются. Уже было сказано о том, что приуроченность фосфоритов к экстремальным фазам состояния бассейнов — трансгрессивным и регрессивным — представляется не факторной, а выводимой из других положений, прежде всего из

* Попытку автора отнести «нижние» доломиты Каратау и вышележащие слои продуктивной свиты к регрессивным [49] следует признать неудачной.

особенностей расположения зоны фосфатоосаждения. Все крупные месторождения фосфоритов возникали главным образом на мелководье и в умеренном удалении от берега [23, 37, 176], хотя последний не всегда уверенно определяется. Поэтому большинство фосфатопоявлений в теле сформированного комплекса отложений данного бассейна, вероятнее всего, будет концентрироваться в периферийных его частях. Вполне возможны фосфориты и в центральных частях разреза карбонатного массива, там, где в общем повторялись условия приконтинентальной зоны. Возникновение фосфоритов возможно и на внутриводоевых отмелях, близ островов. Но эти «миниатюрные» копии приконтинентального процесса не обеспечивают формирования крупных залежей. Отдельные участки благоприятной периферийной зоны морского комплекса далеко не равноценны. Необходимые же глубины (вместе с температурным режимом, щелочностью, движениями вод и условиями жизнеобитания) в том или ином месте бассейна могут возникать как вследствие трансгрессии, так и при регрессии.

Однако трансгрессивный этап нередко благоприятнее. Начало жизни бассейна отличается активными обширными плавными опусканиями. На регрессивной же стадии протекают резкие неравномерные движения различного знака. При общей регрессии в конце времени формирования комплекса фосфоритоносный уровень представляет собой цепочку залежей, которые распространены широко, но мелки вследствие ограниченности размеров зоны действия процесса и разрушающей деятельности поднятий.

Между этими двумя крайними позициями существует еще одна зона фосфоритоносности, отвечающая прицентральному сечению комплекса. Она возникает во время максимальной трансгрессии и максимальной стабилизации условий. В этот «средний» этап эволюции бассейна движения береговой линии и процесс изменения глубин не сопровождаются существенными размывами и прочими осложнениями, неблагоприятными для сохранения осадков. Зона фосфоритообразования в этот момент может уйти с некоторого участка, а затем вновь вернуться сюда, подчиняясь плавным поднятиям и опусканиям. Фосфоритовые горизонты, возникающие в такой позиции, могут быть не беднее, чем фосфориты начального этапа развития бассейна. Строение фоссерий центрального положения, независимо от характера их осадков, симметричное, они содержат заметное количество кластических примесей. Трансгрессивные и регрессивные движения на этом этапе происходят плавно, приводя к одинаковым результатам в смысле распределения глубин моря. Примечательно, что в зависимости от темпов эволюции бассейна и степени его тектонической стабильности продуктивные горизонты цент-

рального положения могут разделяться то малыми, то значительными совершенно бесфосфатными интервалами разреза.

Итак, можно думать, что существуют фосфоритовые горизонты, сформировавшиеся: 1) на начальном этапе плавного расширения бассейна; 2) на спокойном среднем этапе, когда тенденции в развитии бассейна уравниваются; 3) на неспокойном заключительном этапе замыкания или перестройки бассейна.

Фосфориты первого этапа приурочены к границе, ниже которой часто наблюдается обломочный материал, а выше фосфоритов — отложения весьма удаленной от берегов зоны (рис. 23). Фосфориты второго этапа не связаны с грубой кластикой, но сопровождаются заметным количеством примесей тонкого перемятого материала, а ниже и выше их следуют осадки очень спокойных (тектонически) зон. Фосфориты третьего этапа приурочены к границе, ниже которой располагаются отложения очень спокойной зоны, а выше часто отмечается более грубый материал. Нередко это продукты разрушения более ранних осадков. Последний этап менее благоприятен для формирования хороших фосфоритов, чем два первых.

Обратимся к конкретным примерам, подтверждающим эту схему. Основным фосфоритовмещающим комплексом на территории АСБ и ХБ являются енисейская серия, докембрийская часть хубсугульской серии и синхронные им карбонатные, карбонатно-терригенные и вулканогенные серии. Сравнивая остающиеся карбонатные части комплекса (области с широким развитием терригенных и вулканогенных отложений не рассматриваются, так как накопления фосфоритов

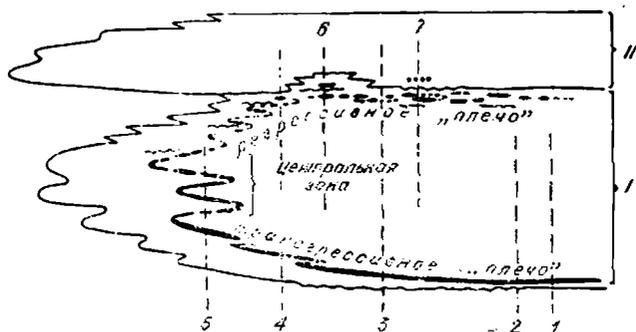
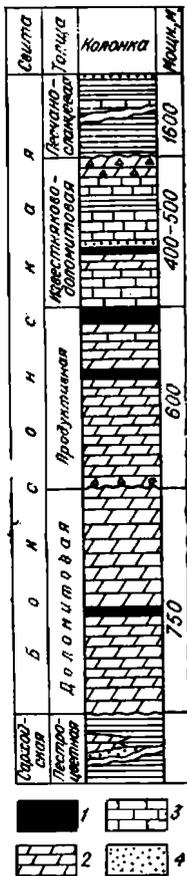


Рис. 23. Вероятные позиции, занимаемые фосфоритами в отложениях фосфоритосажающего бассейна.

I — нижний карбонатный комплекс (лоадний докембрий для АСБ и ХБ, кембро-ордовик для Каратау), II — верхний карбонатный комплекс (кембрий для АСБ и ХБ). 1—2 — положение разрезов месторождений Каратауского бассейна; 3 — южный, 4 — северный фланг Хубсугульского месторождения; 5 — Улагольское; 6 — Тамалыкское (Кузнецкий Алатау); 7 — Горношорские месторождения.



в них не предвидится), легко видеть, что фосфориты ХБ занимают нижнее положение, располагаясь на резко выраженном «трансгрессивном плече» карбонатаккумуляционного периода бассейна. По мере продвижения на север вдоль фосфоритовой пачки восточного фланга ХБ продуктивный горизонт все больше отходит от подошвы карбонатной серии. На южном участке Хубсугульского месторождения фосфориты обнаруживаются примерно в двухстах метрах от ее подошвы, на северных — уже в четырехстах, а еще севернее — в Ухагольском синклинории и на территории СССР — фосфориты появляются лишь на расстоянии 850 м от подошвы серии по разрезу. Одновременно меняется характер продуктивной пачки. Если на южных участках она достаточно компактна и представляет собой фактически один продуктивный горизонт, то на Ухагольском месторождении и севернее фосфориты разделяются довольно мощными (300—250 м) интервалами бесфосфатных доломитов. Появление пластов фосфоритов в северо-восточной части ХБ коррелируется с

Рис. 24. Разрез Ухагольского месторождения (северный фланг Хубсугульского бассейна), по А. В. Ильину, 1971 г.
(1 — фосфоритовые горизонты; 2 — доломиты; 3 — известняки; 4 — песчаные породы).

появлением глинистых и кварцево-алевролитовых примесей, обозначающих обмеление или интенсификацию заноса. Строение фосфоритового интервала разреза здесь симметричное, иногда между слоями фосфоритов наблюдаются поверхности размыва, отстоящие на почти равные расстояния от этих слоев (рис. 24).

Таким образом, разрез северо-восточной части ХБ уже не чисто трансгрессивный, а симметрично «трансгрессивно-регрессивный» — благоприятная для фосфатонакопления глубина возникла как при обмелении, так и при углублении.

Можно было бы ожидать, что обмеление бассейна при общей регрессии приведет к зеркальному отражению последовательности явлений при трансгрессии и в верхней части карбонатного комплекса будут залегать тоже богатые фосфориты, как в разрезе нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория (рис. 25). Но регрессивный этап в районах АСБ,

видимо, протекал беспокойно, рывками, без длительной задержки зоны фосфоритообразования на одном месте, с быстрыми перемещениями ее. Действительно, в верхней части енисейской серии наблюдаются поверхности размывов, частое брекчирование отложенных карбонатных пород, появляются известковые песчаники, повышено содержание кластики, что означает близость отмелей и островов; отмеча-

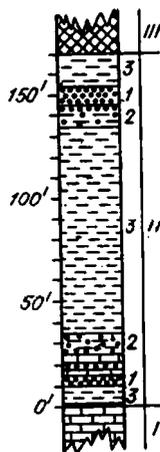


Рис. 25. Обобщенный разрез нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория юго-восточного Айдахо по Л. Дж. Куку [144] (мощности в футах).

I — карбонатная пачка Грандёр; II — пачка Мид Пик (продуктивная); III — кремни Рекс; 1 — богатый фосфорит, 2 — бедный фосфорит, 3 — алеврито-глинистые сланцы (мадстоун).

ются признаки активации вулканической деятельности. Это — «регрессивное плечо» истории бассейна, малоблагоприятное для фосфоритообразования. «Трансгрессивное плечо» в составе енисейской серии (и ее аналогов в ближайших районах) отсутствует. Где оно может оказаться доступным — неизвестно. Непосредственный фундамент енисейской серии пока тоже не обнаружен. Есть все основания считать, что высокометаморфизованные породы терехтинской и терсинской серии Алтая и Кузнецкого Алатау, хотя они и древнее енисейской серии, не играют роли ее непосредственного ложа. Возможно, таким основанием для енисейской серии служит пызасская свита граувакковых песчаников в Горной Шории, но известно, что подьенсейское положение ее оспаривается [50, с. 19—20]. Следовательно, более перспективный интервал енисейской серии — ее «трансгрессивное плечо» скрыто от нас.

В последующее усинское время (усть-кундатская и мрасская свиты) некоторая трансгрессия обусловила возникновение очень бедных конкреционных руд и рассеянных фосфоритовых слоев (в мрасской свите Горной Шории, Белоусинское фосфатопоявление). Условия для фосфоритообразования в усинское время были намного хуже, чем в предархециатовое время. Нижнекембрийские свиты резко отличаются от фосфоритоносных докембрийских преобладанием светлых известняков и рядом других геохимических характеристик.

Обращаясь к интерпретации фосфоритоносного разреза северо-западного Прибайкалья, описанного в [51], при подобном подходе можно заметить следующее. Фосфоритоносный интервал улунтуйской свиты занимает позицию, в общем, аналогичную позиции каратауских, хубсугульских и пермских фосфоритов США: он залегает на существенно тер-

ригенной толще. Для оценки фосфоритоносности стратиграфическая разбивка байкальского комплекса оказывается не совсем удобной, ибо подфосфатная терригенная толща разделена на разные свиты. Согласно работе [74], эти подфосфатные части разреза можно объединить в одну терригенную «формацию кварцевых песчаников». Но, как отмечалось, чисто стратиграфический подход к оценке перспективности ориентировал на поиски фосфоритов в основании голоустенской свиты как отвечающем «начальному этапу трансгрессии» в масштабе всего байкальского комплекса [49, с. 109]. Рассматривая же разрез дифференцированно, можно видеть, что нижняя часть голоустенской свиты отвечает ингрессивному захвату [50, с. 76], когда начавшееся было доломитонакопление быстро сменилось преимущественно терригенным осадкообразованием. Стабилизация бассейна с благоприятно замедленным развитием трансгрессии началась только со времени средней подсвиты улунтуйской свиты. Более качественная фосфатоносность в средней свите фиксируется несколько выше самых нижних ее слоев (черные глинистые сланцы, переходящие в известняки с кремнистыми стяжениями), играющих роль «нижних доломитов». Выше следуют фосфатные силициты и известняки. В целом осадки нижней подсвиты более глубоководны, чем верхней, где резко увеличивается объем биогенных известняков, пестроцветных алевроито- и глинисто-карбонатных сланцев; местами присутствуют грубообломочные породы, признаки осушения дна бассейна.

Таким образом, нижняя подсвита олицетворяет «трансгрессивное плечо», верхняя — явно регрессивное. Этому, в общем, соответствует и характер фосфоритов: в верхней подсвите фосфориты большей частью переотложенные, сильно засоренные терригенными примесями, а продуктивные слои менее мощные, чем в средней подсвите. Однако в улунтуйской свите мы имеем сокращенное подобие трансгрессивно-регрессивной схемы. Фосфоритоносная часть свиты формировалась в условиях, весьма отличающихся от условий формирования мощного карбонатного комплекса. Это были не «колыхания» обширных участков бассейна, а слабые локальные, неравномерно распределявшиеся «подрагивания» карбонатосажающего бассейна, сменившиеся бурным терригенным накоплением, в результате которого образовалась выше лежащая качергатская свита. Но схема процесса в принципе была той же.

Возвращаясь к рис. 23, поясним характеристики отдельных месторождений. Месторождения бассейна Каратау расположены на «трансгрессивном плече» при малой мощности «нижних» доломитов. Месторождения Хубсугульского бассейна занимают такую же позицию, но мощность «нижних» до-

ломитов повышена. В одном из участков (фосфатопроявление Тэмен-Султу) в разрез хубсугульской серии, возможно, попадает фосфатопроявление «регрессивного плеча». Месторождения же Ухагольского синклиория расположены в центральной части комплекса — в области чередования трансгрессивных и регрессивных «плечей» периода наиболее плавных «раскачиваний» бассейна.

Из сказанного вытекает, что наблюдаемые в разрезе признаки перерыва и «трансгрессивное» залегание какой-либо пачки на подстилающих отложениях не всегда можно оценивать (на фосфоритоносность) самостоятельно — путем прямого сопоставления с аналогичным объектом. Позицию оцениваемого интервала следует рассматривать только на фоне региональной истории целого комплекса отложений, отвечающего понятию о «бассейне», т. е. существенно расширять границы сопоставляемых объектов. На «регрессивном плече» такого комплекса может наблюдаться серия «трансгрессивных залегающих», ибо геологическими телами фиксируется процесс «отложение», а «размыв» фиксируется лишь соотношением геологических тел. Поэтому иногда чисто регрессивные этапы, которые надо понимать как «отложение при отходе моря», интерпретируют как «трансгрессии на фоне регрессии».

Пример высокой симметричности строения фосфоритоносной толщи — разрез Западного фосфатного поля США [189]. Эволюция позиций зоны фосфатонакопления здесь отвечает симметричному «раскачиванию» бассейна, расположенного в весьма стабильной области. Отличие пермского фосфатонакопляющего бассейна Скалистых гор от АСБ или ХБ состоит, помимо всего прочего, в том, что его история уложилась во много меньший интервал времени и состоит из двух пар равнозначных ритмов. По [178, 189] (то же см. в [24, с. 55]), симметричное повторение фосфоритовых пачек в разрезе интерпретируется как повторение двух максимумов трансгрессии, разделенных максимумом регрессии. Породами, отлагающимися в зоне, максимально глубокой и удаленной от берега, считаются углеродистые аргиллиты, а в наиболее близкой к берегу и в наиболее мелководной — карбонатные породы (доломиты). Возможно, для данного района это и верно, но такая схема представляется слишком детерминированной.

В сплошных карбонатных разрезах фосфоритоносных комплексов Каратау или ХБ выше фосфоритов залегают карбонаты, явно отложившиеся в процессе дальнейшего развития трансгрессии. Используя фиг. 82 из работы [189], можно считать, что перемещение зоны фосфатонакопления при трансгрессии и последующей регрессии в общем случае приводит к >-образному строению фосфоритовой залежи на

профиле. На данной фигуре такой формой обладают залежи кремней и карбонатных пород, а фосфориты занимают положение внутри развилки. Однако, учитывая, что в разрезах карбонатных комплексов подвижных областей фосфориты латерально в обоих направлениях переходят в карбонаты, следует считать, что в центральной части такого комплекса >-образной формой будут обладать и залежи фосфоритов, т. е. последние будут симметрично разделены в вертикальном разрезе пачками нефосфатных карбонатных пород.

Возможно, такую же позицию занимают верхнемеловые — палеогеновые фосфориты Северной Африки. Нижние карбонаты здесь то относительно маломощны, то продуктивные пласты как бы «повисают» в карбонатном разрезе, у которого не видно основания [104, рис. 2]. В последнем случае мы, конечно, наблюдаем уже не начальный этап истории бассейна, а средний — равномерно-симметричный. Позиционно североафриканские фосфориты не отличаются от пермских фосфоритов США; в первых только больше мощности нижних и верхних карбонатов. Компонентные же отличия, например присутствие близ фосфоритов относительно мощных кремней, доломитность и т. п., могут быть обусловлены не только палеогеографической индивидуальностью данной зоны бассейнов, но и постседиментационными процессами, которые в мел-палеогеновой толще еще только начинаются.

В определенной мере аналогичное заключение, касающееся ситуации залегания руд свинца, можно найти в статье [45], где указывается, что относительно богатые пластовые руды (галенитизированные известняки) нижнекаменноугольной карбонатной свиты приурочены к трансгрессивным частям осадочных ритмов, а более бедные — к регрессивным частям этих же ритмов. «Фациальный» профиль через один седиментационный ритм [45, фиг. 8] в принципе повторяет картину, показанную на нашем рис. 23.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диапазон условий образования вмещающих фосфориты осадков значительно шире, чем самих фосфоритов. Поэтому по характеру фосфатовмещающих пород и их последовательности в разрезах трудно определить, находился или нет оцениваемый интервал разреза в зоне, благоприятствующей фосфоритообразованию. Поэтому при оценке следует опираться не только на компонентные и ассоциативные характеристики заданных интервалов, но и характеристику их позиции в разрезе всего комплекса слоев, возникших в фосфоритонакопляющем бассейне. Общее определение такого

комплекса формально вызывает те же трудности, что и определение «фосфоритоносной формации» [50, с. 186—190]. Для рассматриваемых районов Сибири и смежных территорий Азии фосфоритоносные комплексы могут быть приблизительно определены как «существенно карбонатные комплексы кембрийского или рифейского возраста». Там, где кембрий и рифей образуют единый карбонатный комплекс, рифейскую и кембрийскую части его следует оценивать отдельно.

Если оценивается весьма мощный (т. е. отложенный в нестабильной зоне) карбонатный комплекс, то, вероятнее всего, выдержанные и богатые фосфорные руды будут располагаться в нижней его части — на его «трансгрессивном плече».

«Симметричность», т. е. равноценность фосфоритоносности, разных «плечей» комплексов имеет место в основном для маломощных толщ, отлагавшихся в очень стабильных зонах, гораздо более стабильных, чем геосинклинальные Алтае-Саянская и Тувино-Монгольская области. Но чем далее (стратиграфически) отстоят друг от друга фосфоритоносные уровни в пределах геосинклинального комплекса, тем больше вероятность того, что они будут сильно различаться по качеству. В средних же зонах мощных комплексов как трансгрессивные, так и регрессивные уровни близки по качеству фосфоритов вследствие большей стабильности режима осадконакопления на этих этапах развития.

Фосфориты АСБ относятся к верхнему уровню в отличие от фосфоритов нижнего уровня ХБ. Первые сформировались на «регрессивном плече» карбонатного комплекса, которое находится выше нижнего, «трансгрессивного плеча» этого же комплекса на 2—2,5 км по разрезу. Фосфориты АСБ формировались в более беспокойной обстановке сокращающегося и перестраивающегося бассейна, что выразилось в появлении на фоне непрерывных разрезов карбонатного комплекса в его верхней трети терригенных и вулканогенных пачек, размывов. В этих условиях зоны фосфатонакопления испытывали быстрые и неупорядоченные перемещения, приводящие к рассредоточению и обеднению возникающих фосфатных концентраций. В АСБ, видимо, как и в ХБ, должен быть более перспективным нижний уровень рифейского комплекса, который здесь недоступен наблюдениям.

Кроме того, выявленные кембрийские осадочные фосфорные руды АСБ (а также Дальнего Востока) имеют следующие особенности:

1) неправильная, нередко причудливая форма собственно фосфатных выделений в пределах «пластовых» тел, которые стратифицированы в самой общей форме;

2) отсутствие четких границ между рудными телами и вмещающими породами;

3) незначительные размеры рудных залежей, низкое в массе качество руд;

4) рудные тела и мелкие выделения неравномерно рассеяны в широком интервале стратиграфического разреза;

5) типично оолитовые и пеллетные структуры фосфатного вещества редки, преобладают афанитовая, тонкокристаллическая структуры, фосфатное вещество значительно пигментировано углеродистым материалом (органикой?);

6) в рудных телах практически отсутствуют текстуры, несомненно порожденные движущейся водой, хотя прочие признаки указывают на мелководность зон фосфатонакопления;

7) фосфатные скопления чаще всего находятся между литологически разнородными образованиями, причем определенных выводов о составе подстилающих и покрывающих пластов сделать пока нельзя;

8) фосфатные скопления наследуют текстуры вмещающих пород (брекчиевые, водорослевые, слоистые).

Исходя из перечисленного, можно заподозрить, что фосфатное вещество некоторых залежей АСБ испытало существенное перераспределение, заместив чем-то благоприятные интервалы. В некоторых случаях — при особенно невыдержанном распределении и небольших размерах — фосфоритовые залежи могут оказаться вообще новообразованными, возникшими за счет ранее редко рассеянного в отложениях фосфата.

СРАВНЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ И СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Как известно, существует обширная группа месторождений меди, свинца и цинка, а также других полезных ископаемых (например, флюорита, барита), которые отличаются от типично магматогенных (точнее — эндогенных) месторождений пластообразной формой залежей. Для многих таких месторождений, называемых стратиформными, не удается установить причинную связь с магматическими очагами или с процессами вулканизма. Однако отсутствие примеров современных накоплений цветных металлов на дне морей и океанов, а также существующие представления о возможности их растворения, переноса и отложения порождали попытки объяснить возникновение подобных залежей в первую очередь за счет процессов, прямо связанных с деятельностью глубинных очагов расплавов и растворов.

С появлением фактов, противоречащих гидротермальной гипотезе, последняя была дополнена понятиями о телетермальных (телемагматических) месторождениях. Но по мере дальнейшего накопления данных о строении и составе месторождений пластовых руд цветных металлов, по мере изучения строения рудоносных районов исследователи стали все чаще обращаться к игнорировавшимся ранее высказываниям об осадочном образовании таких руд. Стала распространяться гипотеза, согласно которой основой рудогенеза является накопление металлов на дне водоемов вместе с массой породообразующих веществ, а собственно руды формируются впоследствии, при перегруппировке рудного вещества в процессе диагенеза и последующих преобразований, включая метаморфизм.

В начале пятидесятых годов текущего столетия была выдвинута оригинальная гипотеза Г. Шнейдерхёна [147, 148], согласно которой ряд рудных месторождений, не обнаруживающих прямой связи с магматическими очагами, возник за счет переотложения рудных компонентов более древних месторождений с помощью безрудных терм — «тектоно-метаморфическим» способом. Работы Г. Шнейдерхёна, не пользующиеся особым признанием, по крайней мере среди советских геологов, привели, однако, к пересмотру многих «очевидных» положений и позволили осознать значительные возможности перемещений веществ осадочной оболочки в ходе геологической истории.

До сегодняшнего дня продолжают дискуссии о возможности гидротермального или сингенетического происхождения стратиформных залежей цветных металлов. Сошлемся на несколько последних работ, обобщающих практически все интересующие нас аспекты данной темы [12, 27, 70, 71, 106, 107, 108, 124].

Как гидротермальная, так и чисто осадочная гипотезы сталкиваются с противоречиями. Поэтому в последнее время стали появляться указания на то, что попытки альтернативного решения проблемы происхождения стратиформных месторождений руд с методологической точки зрения малоперспективны. Процесс образования месторождений теперь представляется гораздо более сложным, чем по схеме непосредственной связи между рудным телом и глубинными или поверхностными источниками в виде «очагов», «кор выветривания», «гидротерм» и т. п. Возникли предположения о принципиально иных и комплексных способах интеграции и концентрации рудных веществ, выходящих за рамки гидротермально-сингенетичной альтернативы. О необходимости учитывать все процессы, когда-либо затронувшие область геологического пространства, в которой находится залежь, а не принимать наиболее поздние процессы преобразования за

полный процесс формирования месторождения говорил еще Г. Шнейдерхён [148]. В этом аспекте ведутся работы, учитывающие, например, перемещения веществ в метаморфогенезе [47, 129 и др.]. Статья [151] заключена такой фразой: «Различия между «сингенезом», «эпигенезом» и «гидротермальностью» становятся бессмысленными в свете несомненной сложности происхождения месторождений массивных колчеданных руд, содержащих различные количества цветных металлов».

Сходная точка зрения высказана Г. Б. Наумовым [100], который, рассматривая в логическом аспекте проблему рудообразования, отмечает, что теории, опирающиеся на понятие об источнике рудного вещества, имеют аксиоматический характер, а проверка истинности аксиом, как известно, лежит за пределами данной теории (с. 107). Опираясь на известный «принцип развития и единства» и привлекая идею В. И. Вернадского о геохимических циклах, Г. Б. Наумов показывает, что абсолютное деление процессов на первичные и вторичные исчезает (с. 111) и что концентрация рудных элементов может усиливаться на весьма различных стадиях геологической истории (с. 113). Из изложенного можно сделать вывод о том, что залежь рудного компонента представляет собой не застывший результат серии процессов, протекавших между вехами источник — залежь, а состояние данной области геологического пространства.

Обращаясь к гипотезам образования фосфоритов, мы вроде бы не видим поводов для тех разногласий, которые терзают процесс выработки теории образования пластовых руд цветных металлов. Пластовые фосфориты единодушно считаются первично осадочными. Однако и здесь неоднозначны толкования источника фосфора, способа осаждения и переноса; неравнозначна оценка возможностей перераспределения. Факты, противоречащие представлениям о механизме осаждения частиц, распределения вещества по бассейну и возможностях транспортировки к местам осаждения, вызвали к жизни вулканогенно-осадочные гипотезы образования фосфоритов (см. работы К. К. Зеленова, И. В. Хворовой, Н. Г. Бродской, М. Н. Ильинской и др., в том числе и автора), которые фактически являются модификациями телетермальной гипотезы рудообразования.

По сути дела, в области изучения фосфоритовых месторождений преобладающая концепция имеет место, как и в теории образования пластовых руд цветных металлов; только она обладает своей спецификой (отсутствуют высказывания о непосредственной связи с магматическими очагами). В последнее время возникла тенденция считать фосфориты «полигенными», точно так же как многие стратиформные месторождения металлов теперь называют «полигенными и

полихронными». Такая точка зрения вполне понятна, но мало прогрессивна, ибо относится к гипотезам типа *ad hoc*: или является неуязвимой, или позволяет объяснять любую ситуацию, или же просто зачисляет месторождения в разряд уникальных.

Отсутствие даже миниатюрных залежей сплошных пластовых осадочных фосфорных руд при всем разнообразии современных обстановок осадкообразования, высокая подвижность фосфатов и ассоциирующих с ними компонентов (карбонатов и кремнезема, а также органического вещества) в осадках и горных породах, данные о возможности существенного постседиментационного перераспределения этих соединений и, наконец, довольно широкое распространение примеси или мелких скоплений фосфата в осадочных отложениях приводят к мысли о том, что залежи фосфоритов пластового типа могли бы возникать и путем мобилизации и стягивания фосфатов с некоторого объема геологического пространства подобно стратиформным металлическим рудам.

Считается, что существуют два явления, которые однозначно свидетельствуют в пользу сингенетичного образования рудных залежей: наличие у руд признаков сортирующей деятельности моря (обломков рудного вещества) и значительная протяженность рудных пластов вместе с «фациальным» и «ритмичным» контролем. Однако в свете того, что было изложено в разделе «Преобразования фосфоритов и фосфатовмещающих пород», к критерию «наличие обломков» следует относиться крайне придирчиво. Породы, которые даже при внимательном изучении представляются обломочными, могут на самом деле оказаться результатом карбонатизации, окремнения и т. п. процессов. Обломки руд могут оказаться метасоматически замещенными обломками пород, подобно замещенным включениям фауны. Возможны случаи, когда отложения содержат гальку искомого состава (рудного, кремневого и т. д.), но возникшую за счет размыва гораздо более древних образований. Особенно это касается карбонатной, кремневой, фосфатной гальки.

С другой стороны, высокая избирательность процесса замещения, которая устанавливается при изучении фосфоритоносных пачек и вмещающих их кремнисто-карбонатных толщ, да и не только этих, а многих других объектов, решительно обесценивает и те доводы в пользу сингенетичности руд, которые основаны на наблюдениях осадочных текстур в самом рудном веществе. С этих позиций вопросы происхождения стратиформных месторождений критически разобраны в статье [139].

Утверждение об избирательнейшем прохождении метасоматоза интересно иллюстрировать не только многочисленными примерами избирательного замещения рудным веществом (даже киноварью! [107]) биоморф-

ных компонентов, но и случае (более грубым относительно замещения в природе) обработки карбонатного образца плавиковой кислотой, когда «кальцит различными компонентами полностью замещился фтористым кальцитом с сохранением всех тончайших деталей строения» ([69], т. II, с. 43. Разрядка моя.— Э. Е.). То же самое можно сказать и о приуроченности рудной минерализации к «определенным фациям», к «определенным элементам осадочных ритмов». Эти элементы геологического пространства, видимо, всего лишь обладают некоторыми особенностями, которые «предпочитает» метасоматоз. Выявить эти особенности человеку, даже вооруженному приборами, далеко не всегда возможно. Аналогично мы пока бессильны объяснить, например, почему конкрециеобразование охватывает именно этот, а не иной слой или какие-то определенные участки в пределах «совершенно однородного» слоя. Отдельные стяжения, возможно, могут избирать себе место даже случайно, но эта случайность является таковой лишь на уровне однозначного детерминизма. Так, срыв лавины может возникнуть от множества на первый взгляд сильно различающихся конкретных причин, вызывающих одно и то же следствие — нарушение равновесия, и каждая из них — в определенном аспекте — может рассматриваться как случайность.

Наконец, рассматривая в качестве источника рудного вещества всю массу горных пород, окружающую некоторый геохимический уровень, и допуская один и тот же механизм концентрации (диагенетический, катагенетический или метаморфический), мы уже не можем сослаться на протяженность рудных залежей как на аргумент в пользу их «сингенетичности». Этот аргумент действует лишь против априорного утверждения о точечном или линейном характере источника. Однако и здесь переход на «чисто осадочную» концепцию рудонакопления может оказаться преждевременным. Насыщение рудным веществом отдельных горизонтов на большой площади даже из линейного источника тоже вполне возможно представить. Грубо говоря, это то же самое, что ввод флюидов в пласт инъекционными скважинами, расположенными в линию. Практика показывает, что таким образом удастся затронуть довольно значительные площади пласта. В природе рядов инъекционных скважин могут выполнять системы разломов, и, что главное, такие системы действуют несоизмеримо дольше и качественно иначе. Поэтому, в общем плане, стратиформные месторождения могут быть приуроченными к крупным, скажем вытянутым, полям, «орошаемым» системой разломов. Но распределение рудных элементов внутри полей полностью будет определяться особенностями состава и структуры осадочной толщи.

Принципиально не очень важно, на каком этапе геологической истории действовал подобный механизм. Он мог действовать и в период осадконакопления, подобно выходам горячих рассолов, обогащенных металлами в рифтовой зоне Красного моря [181], где создана повышенная металлонность в некотором стратиграфическом интервале осадков. Впоследствии здесь, возможно, произойдет стягивание элементов в залежи. Или же механизм стягивания может действо-

вать в уже сформированной толще, где отдельные горизонты, пакки и т. д., несмотря на их деформированность, могли играть роль впитывающих «фитилей», одним краем соприкасающихся с зоной поступления растворов. Возражения против последнего утверждения обычно сводятся к отрицанию повышенной проницаемости рудоносных пакч на основе того, что в разрезе, по представлениям того или иного исследователя, имеются еще более благоприятные — «химически более активные» — для замещения горизонты, которые в данном случае, вопреки всему, оказались незамещенными (см., например, [107, с. 8]). Такие утверждения, однако, не более чем навязывание природе наших представлений о том, как ей следует себя вести, какими должны быть геохимические законы. Не учитываются даже некоторые уже известные данные, например, о совершенно иной активности природных вод в естественной обстановке [11].

Надо сказать, что и высказанное выше предположение о «фитильных» свойствах отдельных горизонтов тоже относится к подобного рода догадкам. Однако — что главное! — оно не может быть и дискриминировано отмеченным способом. Заметим, что зоны «пропитки» некоторым веществом отдельных горизонтов формаций могут полностью соответствовать области выходов соответствующей толщи на поверхность, особенно в складчатых областях, где выходы отложений на поверхность чаще всего имеют вид узких полос. Это обстоятельство способно сильно замаскировать зональность областей «пропитки» или областей соответствующих изменений (например, метаморфизма), которые тоже могут иметь форму полос. Подобные концепции сейчас возникают и для нефтяных месторождений. Выявляется, что распределение нефтяных залежей (на уровне изучения пластов пород) подчиняется всем особенностям строения осадочной толщи, а в более широком плане сами залежи оказываются распределенными зонально (см., например, [10, 101]). Для стратиформных месторождений необходимость учитывать подобные явления отмечена в [139].

Здесь мы, однако, вступаем в область простора для спекуляций. Коррелировать залежи с распределением разломов в фундаменте осадочного чехла можно. Но остается открытым вопрос о том, можно ли придавать этой связи генетический смысл. Идеи о связи фосфоритовых месторождений с разломами высказывались, например, В. Л. Либровичем [85] и Н. Г. Бродской [18, 19]. Но зональность размещения залежей может вызываться такими первичными палеогеографическими особенностями бассейнов, которые лишь впоследствии, в какой-то мере, определяли ход постседиментационных процессов. Все это — область очень ненадежных догадок, которые во многом направляются субъективными предпочте-

ниями, а возможности проверки истинности данных выводов выходят за пределы современных возможностей. В нашей компетенции остается устанавливать связи между свойствами исследуемых объектов, выражая их вначале не в генетических, а в структурно-вещественных терминах, и определять пределы доверительности такой корреляции.

С этих позиций фосфоритовые месторождения обнаруживают закономерности, довольно сходные с закономерностями распределения стратиформных залежей цветных металлов. Подробный обзор особенностей пластовых месторождений свинца, цинка и отчасти меди дал М. М. Константинов [71]. Более краткий, но содержательный обзор гипотез образования стратифицированных месторождений свинца и цинка в карбонатных породах сделан Ф. И. Вольфсоном и В. В. Архангельской [27]. М. М. Константиновым отстаивалась точка зрения первично осадочного способа доставки рудных компонентов в толщу наслоений и допускалось последующее их перераспределение в раннем и позднем диагенезе. Два других упомянутых автора придерживаются ориентации на глубинные источники. Сравним обобщения обеих сторон с характеристиками фосфоритовых месторождений.

Сходным является региональная распространенность рудных компонентов в рассеянном виде — на сотни километров по простиранию вмещающих отложений — как для металлов, так и для фосфатов.

Как и фосфориты, основная масса известных пластовых руд свинца и цинка связана с карбонатными толщами. Металлоносные пачки, в общем, занимают промежуточное положение между терригенными толщами и соленосными, иногда между двумя соленосными. Руды рассматриваемых металлов располагаются обычно в основании карбонатной толщи, непосредственно ниже которого следует терригенная толща (песчаники), чаще всего пестроцветная. В верхах подстилающей терригенной толщи нередко имеется медная минерализация.

Связь фосфоритов с соленосными толщами, которая видна главным образом в латеральных рядах, примером чему являются отложения пермского бассейна США, и в том, что «эпохи фосфатонакопления непосредственно предшествуют периодам интенсивного галогенеза, захватывая иногда первые стадии последнего» [93], может быть принята только в очень общем виде, как говорится, в «региональном аспекте». Залежи руд металлов обнаруживают более тесную связь с соленосными толщами. Однако признаки начальной стадии осолонения бассейновых вод — показатель возможности обнаружения и фосфора, и металлов.

Палеогеографическая характеристика рудовмещающих пачек, по М. М. Константинову, заключается в следующем.

Руды отлагались в мелководных заливах (частный случай — в проливах), в прибрежной части бассейнов (что то же самое, ибо понятие о заливах определяется через береговую линию), во впадинах на дне, рядом с выровненной сушей, при быстрых и частых переменах климатической обстановки (в жарком, теплом климате с периодами аридизации), при относительной удаленности от суши. Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская замечают, что в тех случаях, когда удается точно определить место берега палеобассейна, он оказывается за 2—3 десятка километров от залежей.

Сказанному о палеогеографии металлоосаждающих бассейнов близко соответствуют характеристики зон фосфатоосаждения. Для последних (см. табл. 2) также считается характерной заливообразная (проливовобразная) форма соответственной части бассейна, мелководье, некоторая, а возможно, и значительная, удаленность от берега, теплый (жаркий) климат с признаками аридизации. Высказывание о частой и быстрой смене климата надо интерпретировать как то, что рудоносный интервал разреза характеризуется пестротой состава слоев, сгущением решетки геологических границ. Многие рудные залежи залегают по контактам между разнородными пластами (в том числе разнородными в пределах одного и того же класса).

Зоны металлоосаждения, как и зоны фосфатоосаждения, отличаются относительно слабой тектонической подвижностью. Это условие, обеспечивающее беспрепятственное осаждение рудного вещества, с другой стороны, может интерпретироваться как условие осаждения тонкозернистых и хемогенных пород, благоприятных для мобилизации и перемещения рассеянного материала.

Все эти косвенные показатели выводятся из характеристик металлоносных и вмещающих их пород, последние во многом сходны с таковыми в фосфоритоносных пачках. Отмечено, что металлы концентрируются в таких породах или ассоциируют с такими породами, которые содержат повышенное количество органического углерода и несут признаки окремнения (в том числе желвакового).

Металлы в первую очередь концентрируются в доломитах. Если толща известняковая, рудоносными прежде всего будут доломитовые, а затем уже известковые интервалы, но ближайшие к доломитам. Очень часто металлы концентрируются в углеродистых доломитах, углеродисто-кремнисто-карбонатных породах, карбонатах с водорослевой текстурой (водоросли никак нельзя заподозрить в том, что они выделяют свинец или цинк по аналогии с теми рассуждениями, которые проводятся, когда с водорослевыми карбонатами ассоциирует фосфат), брекчиевых (в том числе брекчированных) карбонатах, известняках-ракушечниках, глинистых сланцах и

известковых песчаниках, карбонатах с оолитовой структурой и т. п., словом, в углеродистых породах или в породах, имеющих густую сеть внутренних (текстурных) границ.

Руды свинца и цинка часто имеют оолитовую, пеллетную и другие метакolloидные и колломорфные, а также полосчатые структуры и текстуры. В [27] упоминается, что подобные структуры не всегда показатель осадочного происхождения.

Все перечисленное характерно и для фосфоритовых залежей. Сходство продолжается и в том, что как фосфатоносные, так и металлоносные пачки доломитизированы (окварцевание уже упоминалось), баритизированы, хлоритизированы, содержат примеси флюорита, гематита. Отметим, что на Юлиньском фосфатопоявлении Батеневского кряжа (Красноярский край) вблизи (по разрезу и на местности) от фосфатоносных слоев геологами Красноярского геологуправления найдены баритовые слоистые тела мощностью в несколько метров, хотя и незначительной протяженности.

Тела руд металлов, как и многие фосфоритовые тела, при детальном рассмотрении часто не имеют четко выраженных петрографических границ, и наряду с этим имеют лентообразную, линзообразную и сложную, извилистую («метасоматическую») форму.

Можно продолжать сравнение и привести также данные о многочисленных отличиях пластообразных залежей свинцово-цинковых, ртутных и других руд от фосфоритовых. Однако ограничимся сказанным. Суть дела в том, что при значительном различии свойств природных фосфатов и соединений тяжелых металлов некоторые общие закономерности размещения их месторождений оказываются довольно сходными, несмотря на то, что пространственно и стратиграфически руды эти обычно разобщены.

Ф. И. Вольфсон и В. В. Архангельская пришли к заключению о том, что гидротермальная гипотеза формирования пластообразных свинцово-цинковых залежей в карбонатных толщах пока более обоснована, чем чисто осадочная. Тем, кто изучает фосфоритовые месторождения, следует на это обратить внимание, ибо очень часто характеристики залегания, текстуры и структуры руд, имеющих неоднозначную трактовку, воспринимаются исключительно как показатели осадочности.

Пространственное несовпадение месторождений фосфоритов и металлов при сходстве ряда закономерностей их размещения может говорить о том, что, по-видимому, эти («палеогеографические») закономерности не имеют прямого отношения к вопросу об источнике руд. Они определяют только возможности концентрации вещества в залежи и возникают позже отложения рудовмещающих толщ. Так, пропитка нефтью кварцевого песчаника не может объясняться

связью нефть ↔ кора выветривания. Аналогично фосфат и сульфид, смешанные, скажем, с углеродистым материалом, могут не иметь прямого отношения друг к другу и к углеродистому материалу, но все три компонента окажутся сонаходящимися в результате перемещения их в какую-то благоприятную «нишу» геологического пространства, например в трещинку, «геохимическую депрессию» и т. п. В итоге так называемые «рудоносные формации» показывают не прямые «генетические» или «парагенетические» связи, а, образно говоря, являются «равнодействующей» множества разнообразных и разноранговых причин. Так же трудно, скажем, по совокупности и размещению современных городских ансамблей определить причину возникновения и контуры того первого поселения, которое, разрастаясь и перестраиваясь, привело к застройке сегодняшнего дня. Здесь уместно привести слова Г. Шнейдерхёна: «Почти каждый может прийти в отчаяние, когда из современного представления о рудных месторождениях увидит, как основательно он должен быть сведущ в разнообразных областях знаний, необходимых для их изучения» [148, с. 94]. Называя себя «старым оптимистом», автор этих слов выражал твердую надежду на возможность выделения из запутанной истории становления месторождений «основной ясной линии событий». Однако это представлялось ему возможным лишь в случае пересмотра многих деталей, которыми ранее пренебрегали. Он писал: «Очень малые, часто незначительные и совсем не катастрофичные, но действующие в течение миллионов лет факторы могли во многих случаях так преобразовать весьма мобильные рудные минералы, что первичное состояние их в значительной мере затухивается» и что поздние стадии процесса рудообразования (от слабого диагенеза вплоть до значительного метаморфизма) способны видоизменять месторождения по форме и содержанию (там же, с. 95).

Все это в полной мере относится к древним фосфоритовым месторождениям геосинклинальных и подвижноплатформенных зон. Эти объекты сложены еще более подвижными компонентами и залегают в древних толщах, испытавших места напряженный региональный стресс.

По-видимому, существуют такие фосфатные концентрации, особенно среди мелких по размерам, которые или в значительной мере утратили «первоначальный» облик, или по отношению к занимаемому ими пространству являются новообразованными. Таковы и соседние с ними кремневые, баритовые, флюоритовые, наконец, доломитовые тела. Значительная мобильность фосфатов и других перечисленных соединений в постседиментационном периоде вместе с данными о сходстве закономерностей их залегания наводят на мысль о том, что при выяснении генезиса стратиформных месторож-

дений целесообразно в определенной мере опираться на материалы по истории формирования фосфоритовых и подобных им (кремневых, флюоритовых, доломитовых и др.) тел. Проблема стратиформных месторождений в своей значительной части пересекается с проблемой «регионального эпигенеза» (катагенеза), заключающейся в выяснении законов постдиагенетического перераспределения вещества в осадках и горных породах. Фосфатное вещество крупных залежей амагматичных регионов с большой обоснованностью можно рассматривать только как изначально осадочное. Это сопоставление позволило бы внести в данную проблему ряд уточнений, наметить более правильные пути создания общей теории рудообразования и преодолеть зашедшие, как представляется, в тупик попытки решения (для руд металлов) извечной альтернативы: гидротермальные или сингенетичные?

О СОВРЕМЕННЫХ ФОСФОРИТАХ

Под «современными фосфоритами» понимаются скопления кальциевых фосфатов на дне морей и океанов. Фосфатоносные донные осадки чаще всего встречаются в областях морского шельфового мелководья. Что касается фосфатных зерен и более крупных стяжений, обнаруженных на больших глубинах, то есть основания считать их аллохтонными.

Значительная часть фосфатных обособлений в современных осадках вовсе не «современна», а имеет неогеновый (миоцен) и позднегоеновый (плиоцен) возраст. Реже встречаются фосфатные конкреции с включениями четвертичных фораминифер [90, с. 89]. Однако недавно обнаружены не твердые, а гелеобразные фосфатные конкреции; возраст их в геологическом масштабе можно считать современным [6].

Распространены современные фосфориты довольно широко: Южная и Северная Америка, Африка, Австралия, Юго-Восточная Азия, Аравийский п-ов, Индия, Новая Зеландия, Мадагаскар, Тасмания, Пиринейский п-ов и др. [26, 179, 180 и др.].

Чем могут помочь данные о фосфатных скоплениях в осадках на дне современных бассейнов решению проблемы фосфоритообразования и прогнозирования фосфоритов?

Прежде всего, как будто подтверждается вывод о постоянной приуроченности первичных фосфоритов исключительно к мелким водам (50—300 м). Но все же требуется более полное доказательство того, что фосфатные образования с больших глубин (до 3800 м, см. [90, с. 82]) действительно смещены туда с более мелких участков дна. Пока можно подозревать, что здесь желаемое выдается за действительное. Можно привести замечание Дж. Меро о том, что большин-

ство объяснений формирования фосфатных конкреций в океане вообще-то «представляет собой неоправданное перенесение теорий образования фосфатных осадков формации Фосфория применительно к современным морским условиям. Вероятнее всего, однозначного объяснения формирования фосфатных конкреций просто не существует» [90, с. 82].

С общих позиций очень важно то обстоятельство, что фосфатные желваки обнаружены только в самом поверхностном горизонте океанических осадков в виде одиночного слоя, толщина которого не превышает диаметра конкреций [90, с. 89]. Несмотря на многочисленность скважин, пробуренных на дне морей и океанов, пока нет сообщений о встрече фосфатных желваков в более низких стратиграфических горизонтах. Это как будто противоречит тем гипотезам о фосфоритообразовании, согласно которым фосфатные стяжения образуются на стадии диагенеза из иловых вод, т. е. уже в глубине сформированного слоя осадка, на некотором удалении от поверхности раздела вода — осадок. Фосфатные конкреции, обнаруженные в морях, лежат непосредственно на этом разделе, возвышаясь над ним, и поддерживаются в этом состоянии придонными течениями, сносящими побочный материал. Роль именно морских, а не иловых вод в их образовании подчеркивается тем обстоятельством, что часто фосфаты образуют тонкий покров на обнажениях других пород. Кроме того, в некоторых районах фосфатные конкреции периодически обрастают железо-марганцевой коркой или же наслаение фосфата вообще прекращено и сменялось осаждением железа и марганца. Следовательно, фосфатные конкреции иногда прекращают свой рост еще до того, как оказываются погребенными под осадком. К тому же накопление фосфата идет гораздо быстрее, чем осаждение железа и марганца.

Фосфатные конкреции встречаются как в резко окислительной, так и в восстановительной обстановке [90, с. 83]; как среди осадков, обогащенных органическим веществом [4, 5], так и среди илов, содержащих очень небольшое количество органики. Эта их особенность лучше всего объясняется не путем интерпретации физико-химических систем с участием истинных растворов, а стягиванием фосфатов в иле и процессом коагуляции фосфатных коллоидов с избирательной фиксацией коллоидных частиц на активных поверхностях вследствие электростатического притяжения, причем уже сформированные конкреции являются идеальной основой для дальнейшего наращивания [90, с. 81].

Рыхлые фосфатные конкреции образовались путем перераспределения веществ в осадке [6]. Этот вывод позволяет считать, что твердые фосфатные конкреции частично могут оказаться затвердевшими стяжениями. Однако примечатель-

на форма конкреций: от пластообразной, уплощенной до самой неправильной кусковой. Часто конкреции снизу плоски, а сверху бугристы, что подтверждает их наращивание сверху, а не со всех сторон, как можно было бы ожидать при стягивании внутри осадка. Судя по следам организмов на желваках, последние не поворачивались во время их образования. Крупные конкреции определенной геометрической формы не встречаются. Правильная сферическая форма наблюдается только у мелких выделений, т. е. у возникающих на одном точечном центре и растущих до тех пор, пока малый размер выделения еще позволяет не ощущать неоднородность окружающей среды. Слоистость, которой отличается подавляющее большинство конкреций у калифорнийского побережья, очевидно, свидетельствует о периодичности роста фосфатных образований или о периодичной смене условий этого роста [164].

Многие конкреции внутри имеют оолитовую структуру, точнее — пеллетную, хотя округлые образования в конкрециях развиты не сплошь и некоторые куски конкреций обладают афанитовой структурой. И оолитовая, и пеллетная структуры конкреций говорят о возможности образования оолитов и пеллет не только в процессе перекачивания частиц по дну, но и при перераспределении вещества конкреций, т. е. о вторичности их по отношению к первичной (например, афанитовой) структуре.

Фосфатные конкреции при своем образовании на дне океана захватывают кластические частицы, попадающие на поверхность растущего желвака: глинистый материал, песчинки полевого шпата, кварца, ферромагнезиальных минералов, обломки пород, скелеты планктона (диатомей, фораминифер), спикулы губок, аутигенных минералов — глауконита и др. Присутствие радиолярий, спикул губок и прочих органических остатков, в том числе «углистого» материала, не следует использовать в качестве подтверждения гипотезы об образовании стяжений непосредственно за счет биогенных образований. Это все — захват постороннего материала.

Там, где фосфатные стяжения мелкие (имеют размерность зерен, песка и гравия) и в то же время отложены в прибрежной полосе, как у п-ова Байя-Калифорния [152], возможен процесс механического переотложения и сгущения этих образований. Возникает подобие «пластовых» фосфоритов. Однако современные фосфатносные осадки значительно отличаются от древних осадочных пластовых фосфорных руд. Сейчас мы нигде не наблюдаем формирования «сплошных» стратифицированных афанитовых фосфорных осадочных руд или сферических желваков крупного размера, размещенных на различных стратификационных уровнях, как в ископаемых осадках. Некоторые исследователи делают из этого заключе-

ние о том, что современная эпоха неблагоприятна для образования фосфоритов хемогенным способом [133, с. 77]. Разумеется, такое утверждение — сильный аргумент при объяснении геологических явлений, не наблюдаемых в современную эпоху и не поддающихся моделированию. Но, повторим, путь апелляций к специфичности геологических эпох мало прогрессивен вследствие неуязвимости большей части таких утверждений*.

Современный процесс фосфатоосаждения реализуется с помощью того же механизма, что и в древности, но этот механизм «тот же» лишь на уровне простейших и основных физико-химических факторов процесса минерализации. По-видимому, процесс возникновения сплошных пластовых фосфоритов и прочих, не образующихся в современную эпоху пород в ряде случаев не ограничен актом выпадения на дно. Как было уже сказано, аналогичное положение имеет место для некоторых кремневых тел. В целом формирование «современных фосфоритов» — или принципиально иной процесс, или всего лишь «подпроцесс» сравнительно с той совокупностью явлений, которая приводила к образованию пластовых фосфатных залежей, обнаруживаемых в древних формациях.

Примечательно то обстоятельство, что с современными фосфоритами не ассоциируют также те осадки, которые установлены под фосфоритными сериями древних геосинклинальных отложений. Фосфатовмещающие осадки на шельфах — это главным образом пески и алевроиты [8]. Местами такой терригенный материал довольно грубозернист, включает оолиты и зерна фосфатов [164]. Вмещаются современные фосфатные стяжения также фораминиферовыми илами и глинистыми осадками с аутигенным глауконитом. Все это напоминает платформенные фосфоритоносные ассоциации.

Для современных фосфоритов отчетливо не фиксируется столь примечательная в древних отложениях связь с хемогенными карбонатными осадками. На Багамских банках, где карбонат выпадает химически, в условиях, весьма сходных с теми условиями осадкообразования, которые определяются для древних фосфоритов, фосфориты не зарегистрированы. Не отмечено фосфоритов и в ассоциации с кремнистыми пластами, вскрытыми при глубоком бурении в океанах. Единственным примером наиболее молодых фосфатоносных осадков, очень вероятно, отложенных в прибрежной части океана, являются кремнистые породы эоцена — плиоцена пустыни Сечура в Перу. Фосфатные пласты до 1—1,5 м мощности здесь представляют собой диатомиты с примесью фосфатных

* Ибо «...теория, недостаточно жесткая для того, чтобы быть опровергнутой, представляет собой всего лишь жалкую игру в слова» ([13], с. 18).

пеллет [168, с. 48]. То есть это органогенные кремнистые породы со стяжениями фосфатов, но все же сильно отличающиеся от океанических кремней.

Имеются указания о фосфатизации фораминиферовых илов на вершинах тихоокеанских гайотов [7, 167]. Находки кремнисто-фосфатных образований на вершинах и склонах плосковершинных подводных гор в океане весьма интересны. Прежде всего они относятся к большим глубинам — 1—2 км и даже 5200—6100 м (ложе океана) [7]. Фосфаты здесь выполняют поры вулканических пород, замещают фораминиферовый известняк, внедренный в поры, и составляют ядра железо-марганцевых конкреций. Подняты также крупные глыбы кремнисто-фосфатной породы афанитовой структуры [7]. Возраст фосфатизации осадков и пород дна на гайотах пока неясен. Интерпретировать приуроченность этих находок к вулканическим породам как генетическую связь нельзя. Может оказаться, что механизм фиксации этих мощных фосфатных корок и выполнения пор тот же, что и у желваков, только на гайотах существовали более благоприятные условия для минерализации (по пористым и трещиноватым вулканическим породам). Можно предположить, что то же самое происходит и при фосфатизации брекчий обрушения или иных пористых и кавернозных пород, примеры чему можно найти в описаниях древних фосфатопоявлений [136].

В целом результаты изучения современных фосфоритов показывают следующее. Естественное фосфатоосаждение в морской среде может осуществляться из ненасыщенных растворов. Оно может происходить путем притягивания коллоидных частиц и ионов на какие-то центры, а также путем метасоматического замещения осадков и пород дна и стягивания рассеянных по осадку фосфатов. Фосфатоосаждение не зависит от характера параллельного осадкообразования (не дает определенных ассоциаций с осадками). Для осаждения не обязательны теплые воды (ибо температура вод у дна и в зонах апвеллинга гораздо ниже, чем на поверхности в теплых зонах). То, что все фосфоритопроявления находятся в теплом поясе — между 45° с. ш. и 50° ю. ш. [190] — может указывать на роль теплого пояса в обеспечении соответственной циркуляции вод или на связь современных фосфоритов с организмами определенного типа или с условиями накопления остатков организмов (последнее опосредованно зависит от характера циркуляции вод).

По-видимому, наиболее важное условие — относительное мелководье и само наличие фосфата в водах, хотя бы и в незначительно повышенной концентрации. Фосфат может быть представлен как неорганическими, так и органическими формами. Следовательно, районы подъема глубинных, богатых фосфором вод, конечно же, благоприятны для образова-

ния фосфатсодержащих илов; но в определенной мере благоприятными могут оказаться и эстуарии [185], и лагуны с обильной биопродуктивностью.

Процесс минерализации фосфатов в современных условиях происходит чрезвычайно медленно и возможен лишь там, где незначительно количество других осаждающихся компонентов. Это правило установлено давно; оно действует как для древних, так и для современных фосфоритов, показывая, что в их генезисе есть что-то общее. Однако это «общее», возможно, ограничивается только скоростью минерализации фосфатов, так как она (минерализация) всегда происходит за счет растворов с очень малым абсолютным содержанием фосфора. Возникает предположение, что богатые пласты древних фосфоритов, не несущих текстурных признаков чрезвычайно медленного накопления фосфатов, или возникали за счет интенсивного осаднения при совершенно ином способе привноса, или механически обогащены, или же имеют принципиально иной генезис, т. е. обогащены химически.

Данные по современным фосфоритам показывают, что фосфатные концентрации могут не иметь никакого отношения к иловым водам и не давать материалов для подтверждения чисто химического осаднения, более свидетельствуя в пользу замещения и аккреации. Но в ряде случаев намечается отчетливое совпадение участков размещения современных фосфоритов с участками моря, обогащенными питательными веществами (фосфатом, нитритом, кремнеземом), — с жизнеобильными зонами, или, как говорят океанологи, с зонами высокой продуктивности. Ф. Шепард [192] объясняет процесс фосфоритизации бревна, извлеченного со дна в заливе Теуантепек, тем, что морская вода потеряла на контакте с древесиной кислород, в результате чего стала пересыщенной содержавшимся в ней фосфатом. Следовательно, потеря кислорода при окислении органической массы в зонах высокой продуктивности (в зонах апвеллинга) может приводить к осаднению фосфатов химическим путем или же стимулировать фосфатный метасоматоз. Это дало основание многим авторам считать, что при отсутствии причинной связи между фосфоритами и отдельными литологическими разностями сопровождающих их осадков (кварцевым песком, глиной, карбонатами) такая связь между фосфоритами и осадками — индикаторами жизнеобильных зон (кремнистыми породами, черными сланцами и т. п.) — может иметь место.

ОБ «ЭПОХАХ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ»

Значительная протяженность горизонтов богатых фосфорных руд и приуроченность их залежей к границам, например к поверхностям размыва, создает уверенность в том, что фос-

фатоосаждение — особенность некоторой эпохи и именно поэтому развито на большом пространстве.

Практическое значение этого положения заключается в возможности обоснованно экстраполировать фосфоритоносный горизонт, обнаруженный в одном пункте, на значительное расстояние (десятки и сотни километров) в противоположность, скажем, залежам гидротермального происхождения, которые не связаны с эпохой, а отражают сугубо местные особенности геологической истории региона. (Вообще-то и гидротермальные образования могут определяться наступлением «эпохи вулканизма», но при этом они будут обладать иным распределением, нежели осадочные слои.) В истолковании слоистого залегания фосфоритов, однако, содержится противоречие, характерное, пожалуй, для стратиграфии в целом.

Что значит «быть связанным с эпохой»? Это значит, что некоторое событие (объект или явление) возникает в определенный момент, причем задана процедура фиксации этого момента.

Понятие о времени в геологии нужно для того, чтобы соотнести, поставить в зависимость одно от другого минимум два события. В интересующем нас случае требуется соотнести событие «образование фосфорита» с чем-то еще. Выше был разобран ряд зависимостей между фосфоритами и другими вещественными объектами. Вводя понятие «эпохи фосфоритообразования», предлагают использовать еще одну связь — между объектом «фосфорит» и свойством «время образования вмещающих отложений».

Если бы геологическое время измерялось как физическое — на основании некоторого периодического процесса, понятие об эпохе фосфоритообразования соответствовало бы такому высказыванию: фосфориты залегают в отложениях n -го периода (в предположении, что любому геологическому объекту можно, пользуясь фиксированной процедурой, приписать номер периода). Но геологическое время не измеряется периодическим процессом, а является характеристикой, выводимой из структурно-вещественных особенностей некоторой части геологического пространства [33]. По сути дела, геологическое время — это номер, приписываемый геологическому объекту на основании некоторой неформальной процедуры упорядочивания (процедуры сопоставления палеонтологических остатков) или на основании определения отношения количества продуктов радиоактивного распада к количеству нераспавшегося вещества. Поэтому опираться на понятие об эпохах фосфоритообразования есть смысл только тогда, когда корреляция фосфоритоносности с номером, определяемым по процедуре установления геологического возраста, эффективнее других связей. Идеальным был бы случай,

когда фосфатоосаждение совершенно не коррелировалось бы с вещественным составом отложений, а зависело бы только от места слоя в разрезе напластований. Или если бы фосфоритоносность определялась присутствием таких палеонтологических остатков, которые определяли возраст отложений; скажем, если бы фосфат входил в состав руководящей фауны (этот случай реален для некоторых ископаемых организмов). Короче говоря, связь фосфорит — время эффективна при следующих условиях: 1) она достаточно сильна, 2) параметр «время» можно определять проще и быстрее других и 3) этот параметр независим.

Например, при поисках полезных ископаемых, представляющих собой продукты выветривания, важно определить интервал времени, когда в определенном регионе процессы выветривания были интенсивными (в нужном аспекте), и тогда перспективными (до наложения следующих требований) станут считаться все слои, возникающие в эту эпоху. Фосфориты в ряде случаев как раз обнаруживают такую закономерность — нахождение в одних горизонтах с продуктами выветривания. Однако параметр «время» при этом теряет свою определенность. Например, иногда выявляется закономерность, формулируемая так: фосфориты синхронны геологическим телам, содержащим продукты выветривания. Синхронизация фосфоритов и продуктов выветривания по независящему от их состава параметру «время» с удовлетворительной корреляцией трех компонентов: время — продукты выветривания — фосфориты вроде бы делает высказывание об эпохах вполне осмысленным. Но понятие «стратиграфическое время» неотделимо от понятия о геологических телах, и вопрос о транзитивности и симметричности этого отношения еще требуется доказывать. Поэтому, как правило, фосфоритоносность коррелируется не с возрастом, а с составом вмещающих или соседних пород. И пока у нас нет оснований считать, что состав вмещающих пород (в понятие о составе входят также включения палеонтологических остатков) или иные признаки могут быть с большим успехом заменены параметром «время».

В истории земной коры можно наметить несколько «эпох» «максимального фосфоритообразования». Это — сугубо эмпирические данные, характеризующие максимумы графика в координатах запасы фосфоритовых руд — геологическое время [23]. На сегодняшний день на таком графике можно выделить три-четыре максимума: в рифее, нижнем кембрии, перми, верхнем мелу — палеогене. Наиболее глобальной эпохой является последняя (возможно, в силу лучшей и повсеместной сохранности более молодых отложений).

Совершенно очевидно, что конфигурация такого графика существенно зависит от состояния наших знаний. Пермский

пик обусловлен всего лишь одним фосфоритоносным бассейном; рифейский — очень немногими, но крупными месторождениями Китая и МНР; можно было бы добавить и миоцен — современный пик, если подсчитать запасы фосфоритовых конкреций на дне современных морей и океанов. Отметим еще, что кривая распределения запасов по возрасту может считаться объективной лишь в том случае, если плотность и качество опробования по разным стратиграфическим этажам одинаковы. Пример с пермским бассейном США достаточно показателен: несмотря на большой пик запасов, считать нижнюю пермь (леонардий) глобальной эпохой фосфатонакопления безотносительно к литологическим данным не приходится.

Разумеется, «эпохи» имеют какое-то значение в пределах некоторого региона. Какое-то — ибо в высказываниях о возникновении фосфоритов при трансгрессиях заложено утверждение о несинхронности различных частей фосфоритовых горизонтов. Чтобы использовать понятие об «эпохе», этот некоторый регион надо задать, а чтобы задать регион, надо узнать, где в разрезе залегают фосфориты, т. е. определить «эпоху». Круг замыкается. В целом смысл применения понятия об эпохах фосфоритонакопления заключается лишь в выражении надежды на то, что фосфоритовый горизонт, протягивающийся на некоторое расстояние, в «этом же районе» (?) может быть протянут еще дальше. Выражение «для фосфоритов, как и для многих осадочных полезных ископаемых, устанавливается закономерная связь с определенными стратиграфическими подразделениями» [75, с. 7] есть тавтология. Его надо понимать так: устанавливается связь фосфоритов с геологическими телами только определенного состава, которые на том или ином расстоянии выдерживаются «по возрасту», т. е. сохраняют определенное место в последовательности напластований. Поэтому в приведенном высказывании информации содержится не более, чем во фразе «фосфориты залегают слоями». Существенная смена литологической характеристики данного стратиграфического подразделения всегда сопровождается исчезновением руд. Правда, этому можно иногда и возразить, но только потому, что понятие о существенности литологических изменений весьма растяжимо. Например, разрезы фосфоритовых месторождений Каратау и тех, что находятся в кремнисто-карбонатной формации Сибири, в каких-то отношениях, несхожи, а возраст одинаковый — нижний кембрий. Именно подобные сопоставления и приводят к концепции «рудообразующих эпох».

Однако можно согласиться и с тем, что все нижнекембрийские фосфоритовые месторождения Азии схожи — это залежи в карбонатных толщах, приуроченные к разнообразным границам. В нижнекембрийское время широко распространи-

лись карбонатные осадки; поэтому, если требуется найти фосфориты, надо проследивать карбонатные осадки определенного облика. Вполне вероятно, что в вопросе о том, в какую эпоху они отлагались, разберутся намного позже, чем эти отложения будут окончательно описаны и изучены литологически. С другой стороны, предположение об исключительности именно нижнекембрийского времени слабеет в связи с нахождением фосфоритовых залежей в рифее МНР, синийской системе Китая, среднем кембрии Австралии, ордовике и силуре Северного Казахстана и т. д. Везде фосфориты опять же приурочены к карбонатным толщам.

Существует множество карбонатных толщ, не содержащих фосфоритов, но у них не только другой возраст, у них прежде всего иной облик (состав — в более детальном аспекте). Кроме того, бесфосфатные карбонатные пачки и толщи присутствуют в пределах фосфоритоносного интервала и внутри фосфоритоносного бассейна нижнего кембрия (скажем, усинские известняки Сибири). И у этих бесфосфатных толщ прежде всего иной облик. Кое о чем могло бы сказать стратиграфическое сходство некоторых продуктивных интервалов разных бассейнов. Но малое число таких бассейнов при малом количестве отделов систем на геохронологической шкале еще не позволяет уверенно возводить эту возрастную конвергенцию в ранг закономерности. Так же нельзя считать «закономерной» корреляцию максимальной цифры общих запасов с тем или иным стратиграфическим подразделением. Эта цифра содержит данные как по богатству руд, так и по их распространенности. Можно сказать, что корреляция фосфорных руд и возраста вмещающих осадков (независимо от состава осадков) более или менее обоснована только для верхнемеловой — палеогеновой эпохи (т. е. опирается на большое число проявлений, относительно равномерно распределенных на площади развития указанных отложений). Во всех остальных случаях эти данные сугубо локальны, и предпочтительнее просто корреляция фосфоритов с характеристиками состава вмещающих отложений.

Поясним сказанное модельным примером. Выделяя «эпоху фосфатонакопления», нередко основываются на частоте встречаемости рудопроявлений в стратиграфическом интервале, опускают упоминания о приуроченности фосфоритов к определенным литологическим телам. В итоге понятием «эпоха» отсекаются случаи находок полезного компонента в других подразделениях как статистически не выдержанные, редкие. На профиле (рис. 26) показаны три формации, имеющие часто наблюдаемые в действительности соотношения границ. Формации возникли в течение 4 стратиграфических эпох: А, Б, В, Г. Легко видеть, что при почти равномерном распределении залежей в пределах благоприятной формации

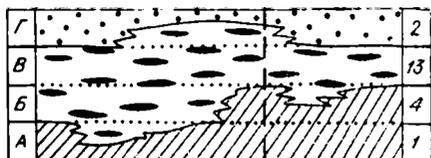


Рис. 26.

по числу залежей четко выделяется «основная рудная эпоха» — *B*. Эта «закономерность» — перефразировка тривиального утверждения: «вероятность встретить залежь в перспективной литологической формации прямо

пропорциональна рассматриваемому объему этой формации» или же такому: «большая часть объема благоприятной формации заключена в стратиграфическом интервале *B*». Понятие объема, занятого благоприятными для фосфатоосаждения породами, затем трансформируется в понятие об эпохе фосфоритонакопления. Но это вовсе не вывод о временной закономерности. Так, если рассматривать геологическое пространство по правую сторону от вертикальной пунктирной линии, то отложения эпохи *B* представляются совершенно неперспективными независимо от их литологических особенностей. На самом деле это не так.

Вывод: введение «возрастного признака», особенно для древних толщ, где значительная доля стратиграфических построений зиждется на литологических характеристиках и пространственных соотношениях слоев, не более чем терминологическая («стратиграфическая») шифровка более ясных, понятных и более согласованно воспроизводимых литологических соотношений.

К ВОПРОСУ ОБ «ЭВОЛЮЦИИ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ»

Неравномерно не только распределение фосфоритовых масс по стратиграфическим подразделениям. Разновозрастные фосфориты отличаются друг от друга и свойствами. Неравномерность распределения масс и свойств фосфоритов по вертикальному разрезу позволила обратиться к вопросу об эволюции фосфоритообразования [76], учет которой, как предполагается, может прояснить генезис фосфоритов и помочь их прогнозированию.

Уточним, что такое эволюция и как ее можно «учитывать».

В основу рассуждений об эволюции в аспекте литогенеза положены представления о необратимом изменении условий осадконакопления и состояния планеты в целом. Эти изменения должны приводить к тому, что объекты некоторого фиксированного класса, отнесенные к определенному периоду,

будут обнаруживать между собой большее сходство, чем с любым объектом этого же класса, но возникшим в другой период. Однако изменения свойства не могут быть названы эволюционными, пока мы не убедимся в том, что они имеют направленный характер, т. е. отражают некоторую тенденцию. Так, изменения электрического сопротивления глинистых пород в зависимости от их положения в разрезе, зафиксированные на каротажной диаграмме, не могут считаться отражающими эволюцию, пока не будет отмечена тенденция, скажем, к общему возрастанию сопротивления глины с глубиной их залегания.

Процедура определения эволюции в геологическом аспекте, следовательно, такова:

1) выделяется множество объектов одного и того же класса;

2) фиксируются возрастные интервалы, внутри которых объекты будут считаться одновозрастными;

3) выделенные объекты группируются по принадлежности к этим интервалам;

4) выбирается свойство, относительно которого будет определяться эволюция; это свойство не должно участвовать в процедуре выделения объектов, в противном случае (если участвует) оно должно измеряться детальнее (по иной шкале);

5) определяются значения выбранной характеристики на объектах каждого интервала, затем — пределы колебаний мер сходства между объектами каждого интервала. Эти пределы (или средние значения) сравниваются;

6) строится график изменения свойства (мер сходства или любой иной характеристики) в зависимости от возрастного положения групп объектов. Этот график и выражает эволюцию данного класса объектов по выбранной характеристике.

Эволюция фосфоритообразования пока определена в общем аспекте, по прикидочным оценкам распространенности отдельных типов фосфоритов и фосфоритоносных формаций [76, фиг. 2]. Изменения распространенности тех или иных разновидностей фосфоритов интерпретируются как изменение многообразного «процесса фосфоритообразования». Смысл введения понятия об эволюции в подобной трактовке заключается в том, что на основе выявленной направленности необходимых изменений некоторого класса объектов, именуемого «фосфориты», имеется возможность предвидеть и объяснить некоторые их свойства, опираясь на данные об их стратиграфическом положении. Например, если выяснится, что возможность образования богатых пластовых фосфоритов исчерпана вследствие развития или исчезновения некоторых процессов на той или иной стадии геологической истории, можно разрабо-

тать решение о соответствующем изменении ориентации поисков.

Заметим, что характер заключений по этому вопросу сильно зависит от представительности отобранного материала, от выбранных классификаций, от представлений о процессе фосфатообразования и сохранности объектов во времени.

Выводы Н. А. Красильниковой [76] об эволюционных тенденциях процесса фосфоритообразования сводятся к следующим:

а) в древнейшие периоды истории Земли (докембрий, кембрий) фосфоритообразование происходило преимущественно в геосинклинальных областях, в зоне гумидного климата и слабо хемогенным способом;

б) с ордовика фосфоритообразование переходит на платформы и в зоны аридного климата, в осаждении заметную роль начинают играть организмы;

в) с мезозоя фосфоритообразование концентрируется преимущественно на платформах, крупные месторождения формируются только в аридном климате; процесс осаждения фосфатов в значительной степени связан с жизнедеятельностью различных организмов.

Эти положения Н. А. Красильникова связывает с общими изменениями в дифференциации поверхности планеты, в составе атмосферы и вод, а также с эволюцией органического мира. Выводом из приведенных положений может быть ориентация поисков богатых фосфоритов в геосинклинальных отложениях древнейших эпох и платформенных отложениях молодых эпох.

Насколько правомочен такой вывод?

Прежде всего, выводы об эволюционных изменениях какого-либо геологического процесса правомочны, как и при определении «эпох», только при равномерной изученности всех областей, где находятся объекты, связанные с этим процессом, чего нельзя сказать об интересующих нас объектах. На Китайской платформе находятся крупнейшие месторождения фосфоритов. Н. А. Красильникова считает, что геотектоническое положение этих месторождений «не ясно» [78]. С последним нелегко согласиться (см. раздел «О тектонической характеристике зон фосфатонакопления»), учитывая материал по этим районам. Вывод о данной «неясности» — отголосок той «неожиданности», какой явилось для ориентирующихся на классификацию Н. С. Шатского [143] открытие на платформах «пластовых» богатых оолитово-пеллетных фосфоритов, осаждение которых по данной классификации считалось прерогативой только типично геосинклинальных зон. Расположенные же в пределах южной оконечности Китайской платформы богатые месторождения пластовых фосфоритов ДРВ (здесь они тоже переработаны позднейшими движениями, подобно тому, как дислоцированы альпийскими дви-

жениями платформенные девонские фосфоритоносные отложения Нахичеванской АССР и Ирана, а также формации Фосфория) отнесены уже к «геосинклинальным».

Ближние позиции — на самом краю платформы, с «накатом» на последнюю — занимают фосфориты Фосфории и мел-палеогеновые фосфориты Северной Африки. Здесь как раз можно было бы колебаться перед альтернативой геосинклиналь — платформа. Но в [78] они, как и в работе Н. С. Шатского, разнесены по разным зонам.

Сказанное поясняет, что субъективное решение об отнесении месторождений к тому или иному классу может существенно изменить представления об эволюции исследуемого объекта. Поэтому и появляются, например, высказывания о непонятной исключительности фосфоритоносного бассейна Фосфория, который «нарушает» эволюционный ряд [76]. При столь малом количестве объектов и столь субъективной классификации их на «геосинклинальные» и «платформенные» не удивительно, что выводимая модель эволюции существенным образом зависит от уникальности объекта.

Переход с течением времени фосфоритообразования из геосинклиналей на платформы вряд ли может считаться фактором эволюции этого процесса. Прежде всего неясно полное распределение платформ древних эпох. Докембрийские (синийские) фосфориты Китайской платформы — первое крупное возражение. Имеются высказывания о существовании крупной платформы в позднем протерозое Средней Сибири [99], в карбонатных отложениях которой есть фосфатопроявления. У Восточнокитайских и Слюдянских метаморфических месторождений фосфоритов неясны не только климатические условия, как это показано на схеме в [71, фиг. 1], но и геотектонические.

С другой стороны, сейчас уже известны упоминания о юрских геосинклинальных фосфоритах в Мексике [183, с. 218]. И, наконец, надо учесть, что в мезозое и кайнозое вообще изменился характер геосинклиналей: во многих из них внутригеосинклинальные кордильеры обусловили резкое преобладание терригенного и вулканогенно-терригенного накопления — обстановка, всегда неблагоприятная для фосфоритообразования, независимо от эпохи. Фосфориты, даже в тех случаях, когда они образовывались среди одних терригенных пород (например, месторождения группы Коссеир-Сафага, Египет), смогли сформировать богатые залежи только в спокойной обстановке платформ. Кстати, формация Фосфория тоже, по сути дела, существенно терригенная и тоже возникла в зоне относительной стабильности.

В принципе, на этом уровне рассуждений, трудно усмотреть эволюцию именно «фосфоритообразования», ибо предпочтение фосфоритами более спокойных районов осаждения име-

ло место во все геологические эпохи. Но если в ранние периоды геологической истории обширные спокойные области в виде внутренних массивов часто встречались и в геосинклиналях, то в более позднее время их можно найти в основном на платформах.

Неясен вопрос и о том, можно ли считать «эволюционным» переход основных зон фосфоритообразования из зоны гумидного в зону аридного климата. Утверждение о том, что большинство богатых фосфоритовых залежей (80% запасов P_2O_5) сформировано в зоне аридного климата или на краю этой зоны [127], основано на факте соседства месторождений фосфоритов с солеродными бассейнами (Фосфория, Северная Африка) и, местами, на наличии здесь в фосфатоносных разрезах сульфатных прослоев. Фактически эта концепция зиждется на примере двух названных районов. Подсчитанные в них запасы очень велики по сравнению с тем, что известно для других, менее изученных и хуже обнаженных районов. Однако соотношение запасов уже следовало бы пересмотреть [56]. Абсолютные массы фосфора, накопленного в платформенных отложениях гумидных зон, не уступают таковым аридных областей. В платформенной обстановке в теплом влажном климате накоплены многие миллиарды тонн P_2O_5 . Они только несколько рассредоточены по объему отложений. Кроме того, не разведаны, но, несомненно, колоссальны запасы фосфатов, например, в гумидных платформенных отложениях мезозойского чехла Западной Сибири, где фосфатоносные горизонты прослеживаются на значительные расстояния. Они вскрыты нефтепоисковыми скважинами в центральных частях Западно-Сибирской низменности и обнажены по ее периферии. То же можно сказать о ракушничково-желваковых фосфоритах ордовика Сибирской платформы, которые в настоящее время считаются образовавшимися в зоне влияния гумидного климата [84, 55]. Таким образом, можно говорить не о запасах, а только о различной плотности распределения фосфатного вещества в рудах аридных и гумидных зон.

Какую роль могут играть аридность и гумидность для хемогенного осадконакопления? По определению аридные зоны — это зоны с минимальным количеством осадков (100—150 мм). В гумидных зонах количество осадков больше. Но, во-первых, количество выпадающих осадков по сравнению с массой вод моря ничтожно в любом климате. Во-вторых, важнейшее условие, при котором фосфоритообразование совершается без помех, а именно отсутствие осаждения нефосфатных частиц, в обеих областях может в равной мере выполняться или не выполняться. Если в аридных областях обычно нет аллювиального приноса, то помехой фосфатонакоплению там может оказаться карбонатонакопление или накопление кластических осадков за счет абразии берегов. В гумидных же

областях, хотя и ощущается интенсивный аллювиальный принос терригенного материала, фосфориты избирают самые «спокойные» интервалы разреза, которые формируются в те моменты, когда принос или накопление кластогенного материала подавлено. Следовательно, дело не в количестве осадков, выпадающих в области сноса, или их распределении во времени, а в температурных условиях мест осаждения фосфатов.

Фосфориты и гумидной, и аридной зон тяготеют к теплому климату, но «аридность» подразумевает жаркий пояс. Предполагается, что именно в жарком и засушливом поясе сильные сгонные ветры вызывают подъем глубинных, богатых фосфором вод [126]. Однако эту точку зрения следует пересмотреть. Во-первых, сгонные ветры могут вызвать лишь локальный подъем вод с небольших глубин (первые десятки метров у берега). Подъем же вод с глубин 1000—1500 м требует затрат энергии намного больших. Сдвиг поверхностного слоя вод, по известным данным океанологии, компенсируется нагонным поверхностным течением, направленным вдоль берега. Сгонные течения участвуют в выжимании глубинных слоев, но в очень опосредованной форме — через всю систему течений в бассейне. Во-вторых, как отмечалось выше, такой механизм противоречит факту соседства фосфатонакопляющих бассейнов с солеродными. Воды должны следовать в солеродный бассейн, где испаряются. Сгонные ветры, по схеме образования фосфоритов А. В. Казакова [65], являлись бы мощным фактором разбавления вод в соседнем солеродном бассейне, что противоречит наблюдаемым фактам.

Таким образом, понятия «аридность» и «гумидность» для нашего случая трансформируются в понятия о жарком и прохладном климатах. Тогда мы теряем критерий разграничения, ибо по новому основанию получается, что и древние фосфориты (каратауские, южнокитайские, алтае-саянские, фосфорийские), и молодые (североафриканские, например) образовались в одной и той же зоне — зоне жаркого (неважно — влажного или не влажного) климата. Именно об этом свидетельствуют обильные водорослевые постройки и карбонатные отложения перечисленных областей. А они характерны для всех времен отложения фосфоритов. Поэтому «переход фосфоритообразования из гумидных областей в аридные» опять же не может считаться атрибутом эволюции.

Наконец, «эволюционное» объяснение неравномерного распределения во времени характеристик самих фосфоритов сталкивается с существенным осложнением, вызванным тем, что сравнение мы вынуждены проводить по породам, претерпевшим разную историю, в то время как следует руководствоваться некоторым неизменным понятием. Так отсутствие фосфоритов зернистого типа в наиболее древних толщах может быть вызвано их переходом в тонкокристаллические разности

вследствие перераспределения вещества в постседиментационной истории осадка. Зернистый тип, возникновение которого можно наблюдать сейчас в виде комочков среди ила [4, 5] и как результат преобразования органической массы, вероятно, неустойчив в процессе старения осадков. Оолитово-зернистый тип, как и конкреционный, не сохраняется в метаморфизованных осадках архея и протерозоя. То же можно сказать и о вмещающих фосфориты карбонатных породах, сохранность биогенной структуры которых полностью зависит от степени перекристаллизации.

В целом можно заключить, что попытка уловить эволюцию процесса фосфоритообразования пока не пошла дальше общего выражения самой идеи: если осадконакопление зависит от эволюции состояния планеты, то и некоторый частный процесс седиментации (скажем, фосфатонакопление) тоже должен эволюционировать. Но для того чтобы научно установить эволюцию фосфоритообразования, необходим более строгий подход, основанный на абстрактной эволюционной модели и четком критерии «эволюционности», а также использовании объективных классификаций и хотя бы минимальных требований статистики по части представительности выборок. Иначе мы рискуем сбиться на выводы об эволюции тех явлений, которые лишь очень опосредованно имеют отношение к фосфоритообразованию, как, скажем, эволюция органического мира, результаты которой, видимо, только накладывались на формирование рудных залежей или дополняли его.

С другой стороны, не имея объективных критериев сравнения, можно пройти мимо тех преобразований, которые породы и толщи испытывают в течение геологической истории (см. раздел «Преобразования фосфоритов и фосфатовмещающих пород»). Этот процесс как бы «противоположен» эволюции. Подобная мысль в применении к геологическим проблемам высказана, например, В. С. Домаревым [47], обратившим внимание на то, что метасоматические процессы при изменении условий метаморфизма могут уничтожать залежи руд. «Подобными явлениями,— пишет далее В. С. Домарев,— а не только эволюцией процессов рудообразования в истории Земли можно объяснить, в частности, отсутствие или незначительное распространение жильных гидротермальных месторождений в сильно метаморфизованных породах докембрия». Сходное высказывание можно найти у Э. Дегенса [42] и т. д.

К ПОСТРОЕНИЮ ГИПОТЕЗ ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ

Гипотез о происхождении фосфоритов много (см. [200], где дана их классификация). Они различаются трактовкой источника фосфора, механизма перевода его из растворенного или

рассеянного состояния в осадок, а также тех причин, вследствие которых возникает источник и начинает действовать механизм осаждения. Построение гипотезы происхождения фосфоритов требует отыскания сходных черт строения изученных и новых фосфоритовых месторождений или между месторождением и экспериментальным материалом. И здесь мы сталкиваемся с методологическим затруднением, общим для «генетического подхода»: никогда нет «полного» совпадения фактического материала со всеми следствиями гипотезы. Гипотеза, следствия которой во всем, практически же лишь «во многом», совпадают с наблюдаемыми фактами, может быть признана верной только тогда, когда совпадение повторяется на определенном минимуме месторождений, т. е. если гипотеза дает возможность предсказывать некоторые события с вероятностью выше заданного предела. Обычно рекомендуют считать практически существенным (не исключая необходимости дальнейшей проверки) такое положение, при котором случайными могут оказаться не более пяти исходов из ста. При решении геологических задач нередко количество испытаний, которым можно располагать, намного меньше требуемого (если за число испытаний принимать количество изучаемых объектов), особенно если речь идет о закономерностях формирования крупных месторождений богатых руд.

Это затруднение пытаются преодолеть, вводя «убедительные объяснения» строения месторождений, позволяющие те связи, которые удалось объяснить, считать также и устойчивыми. При этом выводимые на основе объяснений закономерности устанавливаются для отдельных классов месторождений. К сожалению, объем таких классов для месторождений фосфоритов крайне мал. Иногда трудно даже решить, имеем ли мы дело с разными индивидуальными месторождениями или это, по сути дела, одно и то же месторождение. Так, залежи фосфоритов хр. Малый Каратау разделены на месторождения искусственно. Фосфоритоносный бассейн Каратау можно считать единым месторождением с множеством «подместорождений». Иначе говоря, можно подобрать материал, который вроде бы статистически подтвердит гипотезу, но фактически будет относиться к единственному случаю. В итоге геолог вынужден мириться с несовершенством своих гипотез, которые, как правило, объясняют лишь единичные сочетания фактов или ограничены в своих предсказаниях тоже единичными случаями.

Тем не менее построение генетических гипотез в геологии при ручной обработке данных является необходимым этапом работы, сокращающим объем сопоставлений. Ему нередко приписывают большие успехи практики, чем это действительно имеет место, и на него возлагаются чрезмерные надежды при принятии практических решений. Уверенность в могуществе.

метода генетических построений, помимо привычки к такому мышлению, зиждется также на корреляции между объемом усилий, затраченных на работу по установлению генезиса месторождений, и выявленными запасами полезного ископаемого. Однако нетрудно понять, что и объем генетических построений, и количество решенных вопросов возрастают вместе с единственно определяющим фактором: с расширением геологических изысканий.

Можно было бы показать, что успехи поисков полезного ископаемого, в частности фосфоритов, прямо пропорциональны количеству высказанных гипотез об их образовании. Последнее положение, кажущееся парадоксальным, имеет вполне объективную интерпретацию. Практическое значение гипотез о генезисе геологического объекта заключается, скорее всего, не в том, что, зная, как образуется объект данного класса, можно уверенно планировать маршрут поиска, а в том, что обилие гипотез просто расширяет круг исследуемых связей. Разумеется, обладая и одной «истинной» генетической гипотезой, тоже можно расширять список поисковых признаков, а главное — выбирать самые существенные из них. Но реальный процесс уточнения закономерности на основе одной гипотезы протекает гораздо менее интенсивно, чем когда действуют несколько гипотез.

Заметим, что «генетическая модель», как и любая модель, должна давать нечто новое, предсказывать, а не только объяснять. Модель — это выражение связи между явлениями, связи устойчивой и, главное, позволяющей дать плодотворный прогноз. Поэтому генетическая связь зоопланктон — фосфориты рядом исследователей была отвергнута вследствие того, что нефосфатные породы, вмещающие фосфориты, часто также не уступают последним по содержанию микроскопических животных остатков. То же можно сказать о связи водоросли — фосфориты. Таково большинство моделей, связывающих генезис крупных месторождений фосфоритов с деятельностью организмов.

В целом неясно, как строить критерии проверки гипотез о происхождении. Если проверять их практическими результатами, можно легко ошибиться, ибо ложная модель тоже может привести к успеху. Известно, что соответствие теории экспериментальным данным еще не говорит об ее истинности, и пока что при построении гипотез фосфоритообразования между расчетами, экспериментами и теоретическими предположениями, с одной стороны, и реальными объектами, с другой, стоит довольно высокая стена.

Заметим, что модель процесса образования залежи скорее отвергается в тех случаях, когда противоречащие ей факты устанавливаются уже в пределах одного и того же месторождения, и принимается, если она «работает» по всему накоплен-

ному на отдельном месторождении материале, хотя может противоречить материалам по другим месторождениям этой же провинции. Примером тому являются месторождения Белкинское и Саржаковское, относящиеся к одной (Алтае-Саянской) провинции. Для Белкинского месторождения построена модель: «смена доломитонакопления накоплением известняков дает осаждение фосфоритов», которая считается теоретически обоснованной [93]. Но на Саржаковском месторождении фосфориты залегают только среди доломитов. Если это месторождение отнести к тому же классу, что и Белкинское, модель должна быть подвергнута сомнению. Оценка моделей, таким образом, зиждется на весьма субъективной (пока) процедуре районирования и разграничения классов месторождений. В этих условиях нередко следствие принимается за причину или одно из следствий определяется как причина других. Такое положение возникло, например, с гипотезой Каие об осаждении фосфатов бактериями: наличие отпечатков бактерий (?) в фосфоритах должно считаться, скорее всего, следствием существования в осадках органики, а не причиной фиксации фосфора в морской среде [159].

Ввиду неопределенности понятия «фосфорит» сейчас дать обзор представлений о генезисе объекта, границы которого не совсем ясно определены, затруднительно. Колчеданная залежь, скажем, может возникнуть при одних обстоятельствах, пиритовые жилки и конкреции — в совершенно иных условиях. Генезис пласта известняка может быть совсем иным, нежели кальцитового цемента или стяжений в песчаных породах, хотя и то и другое может быть объединено одним понятием «карбонат», аналогичным понятию «фосфорит».

Говоря о генезисе, требуется описать источник вещества, способ доставки его к месту фиксации, механизм фиксации (осаждение, замещение, синтез и т. п.), перечислить и определить роль вспомогательных элементов процесса (воды-осадителя, температуры и потенциалы), наконец, описать преобразование полученного продукта в новые формы и т. д. Практически невозможно сделать подобное перечисление «полным» или хотя бы унифицированным. Кроме того, каждый из пунктов этого перечня, в свою очередь, является очень растяжимым понятием.

Например, нередко ювенильный источник фосфора противопоставляют морскому. В то же время совершенно очевидно, что, прежде чем возникает пластовая залежь фосфатного материала, соединения фосфора должны распределиться по некоторому объему морской воды. Фиксация их в осадках может начаться при определенном соотношении некоторого набора факторов, причем это соотношение может быть достигнуто довольно разнообразными путями. Фактически вопрос об источнике нередко упирается в определение длительности интер-

вала времени между попаданием фосфора в среду осадкообразования и моментом фиксации его в осадке, т. е. в определение того, где и как долго находился фосфор перед осаждением. Вопрос этот крайне трудный и даже при строгом определении интересующего нас временного интервала может решаться только косвенными способами. При этом правильность решения задачи не может быть проверена непосредственно. Вопрос о конкретном источнике вещества часто лежит за пределами возможностей основного метода генетических построений — фациального анализа, годного главным образом для выявления условий и обстановок образования сложных геологических тел [31].

Чтобы пояснить это, напомним о фактах сонахождения известняков и вулканогенных (или вулканогенных и красноцветных терригенных) пород. Известен ряд случаев, когда они «тесно переплетаются» в разрезах и совпадают по площади распространения, образуя «закономерные фациальные ряды». Их объединение обусловлено общим характером развития таких территорий — скажем, подвижностью этих районов. Однако, при всем этом, и источники (в определенных формулировках), и способы образования вулканогенного и терригенного (или карбонатного) материала всеми считаются различными. Такая «очевидность» зиждется на некоторых аксиомах: например, «окатанные кварцевые и полевошпатовые зерна красноцветных песчаников имеют наземное происхождение» и т. п.

Для фосфоритов же пока нет подобных аксиом. Это позволяет толковать факты (например, факт переслаивания фосфатоносных пород с вулканическими или перехода от первых ко вторым путем «фациальных переходов») по-разному — в зависимости от взглядов исследователя.

Исходными положениями, на которых базируются гипотезы о фосфоритообразовании, являются следующие: фосфориты образуют самостоятельные пласты или выделения, распределенные внутри слоя (пачки, толщи); фосфатоносные слои прослеживаются, как и большинство вмещающих их пород, на значительные расстояния; выделения фосфатов ассоциируются с объектами морского происхождения; фосфаты содержатся в современных морских водах; имеется физико-химическое обоснование того, что апатиты могут осаждаться из морских вод «нормальной солености»; конкреции фосфатов нередко носят следы перемыва; фосфориты встречаются в ассоциации с определенными породами, в определенных сочетаниях, чаще всего с карбонатными породами.

Эти положения вроде бы позволяют считать, что фосфориты образуются в осадочном процессе; что они, в общем, сингенетичны вмещающей породе или явно первично осадочны; выпадают из морских вод в виде химического осадка или минерализуются с помощью организмов (биохимически); на их образовании оказывают большое влияние общие условия седиментации, отражающиеся на характере вмещающих осадков. Однако эти заключения выводятся из перечисленной аргументации весьма не строго. Например, из перечисленных аргументов не следует, что фосфоритовые тела формируются

в самом поверхностном слое осадков; апатит может выпадать из иловых вод, а это уже процесс, заметно отличающийся от «осаждения» в обычном понимании. В целом фосфориты связываются с осадочным процессом вообще, и в противоположность такому положению высказываются мысли о метасоматическом происхождении их под влиянием глубинных растворов.

Приведенная схема (табл. 4), хотя, может быть, и не полная, охватывает большинство гипотез о генезисе фосфатных отложений. Обоснование каждой клетки схемы довольно трудоемкое дело. Для нас главное — решить, насколько процесс, фиксированный в клетке, был определяющим для формирования того или иного месторождения. Перечисленные процессы в природе, как правило, происходят не в чистом виде; возможно довольно большое число их комбинаций. В принципе возможен любой из перечисленных способов минерализации растворенных фосфатов. Конкретизация его проводится путем сравнения теоретической конструкции с описанием месторождения. Таким образом, мы переходим от проблемы химической к проблеме геологической, как правильно замечено в книге Г. Н. Бровкова и др. [17, с. 119] на основании высказывания К. Краускопфа по отношению к кремням, ибо установленный закон химического осаждения фосфата для определенной системы будет справедлив, скажем, не только по отношению к морским водам, но и грунтовым. Геологическая же задача заключается в получении такого описания природного объекта, которое могло бы быть идентифицировано с теоретическими моделями, а это, в свою очередь, определяется методологией распознавания или оценивания, критериями оценки качества распознавания.

Из табл. 4 можно видеть, что намечаются два основных способа фосфатонакопления: осаждение с помощью организмов и химическое осаждение.

Организмы — активные концентраторы фосфатов, и с позиций биолитной гипотезы легче всего объяснить концентрацию фосфора в осадках. При этом логично было бы ожидать, что фосфат в залежах всегда ассоциирует с остатками органического материала и поэтому битуминозные, а также углистоглинистые слои всегда обогащены фосфатами. Однако нет четкой связи между остатками организмов и фосфатом, который, как известно, составляет лишь ничтожную весовую долю организмов при их жизни. В последнее время перешли к гипотезам, в которых организмам отводится, в общем, промежуточное значение, по крайней мере в процессе образования большинства морских фосфоритов. Считается, что организмы лишь концентрируют фосфаты в определенной зоне, не являясь фактически их источником. В «биохимической» гипотезе Г. И. Бушинского [23] организмы лишь доставляют фосфор в илы, где

Схема путей перехода фосфатов природных растворов в осадки

Природные растворы, содержащие фосфаты																	
Осаждение фосфатов неорганическими процессами						Осаждение фосфатов организмами											
Из наддонных вод			Из иловых вод			Фосфаты, накопленные в организмах		Фосфаты в продуктах жизнедеятельности организмов		Фосфаты, осажденные химически с помощью биокатализаторов							
Из истинных растворов		Из коллоидных растворов	Из истинных растворов		Из коллоидных растворов	Животных	Растительных	Водных	Наземных	Животными	Бактериями						
Из насыщенных	Из ненасыщенных	выпадение	адсорбцией	Из насыщенных	Из ненасыщенных	Водных	Наземных					Водных	Наземных				
выпадение	замещением			адсорбцией	замещением	адсорбцией	замещением	адсорбцией	выпадение	адсорбцией	Водных	Наземных					
Вследствие привноса P			Вследствие изменений химических параметров раствора без привноса P			Вследствие изменений физических условий без привноса P		Ткани	Фрагменты скелетов	Фрагменты скелетов	В пещерах	Остаточные	На открытых участках суши островов и континентов	Землевладельческие породы субстрата	Животными	Бактериями	Растениями (?)
Подкисление		Удаление	Подщелачивание		Удаление	Ткани	Фрагменты скелетов	Фрагменты скелетов	В пещерах	Остаточные	На открытых участках суши островов и континентов	Землевладельческие породы субстрата	Животными	Бактериями	Растениями (?)		
Смешение с водными компонентами	Удаление некоторых компонентов	Смешение с водными компонентами	Удаление некоторых компонентов	Смешение с водными компонентами	Удаление некоторых компонентов	Ткани	Фрагменты скелетов	Фрагменты скелетов	В пещерах	Остаточные	На открытых участках суши островов и континентов	Землевладельческие породы субстрата	Животными	Бактериями	Растениями (?)		
Скопления фосфатов																	
Автохтонные			Аллохтонные			Автохтонные			Аллохтонные								

идет уже чисто химическая минерализация фосфата. К аналогичной точке зрения — о биоконцентрации фосфора — приходит и ряд авторов других гипотез о генезисе фосфоритов, но практически все они опираются на этап химического осаждения или перераспределения окончательного продукта. Определение роли организмов как промежуточной снимает требование коррелировать фосфатные залежи с органическими остатками; а так как почти во всех фосфоритоносных осадочных формациях, особенно среднепалеозойских и моложе, органические остатки присутствуют в той или иной мере явно, вопрос считается решенным положительно. Это делает гипотезу о концентрирующей роли организмов в деле образования залежей практически неуязвимой, но оставляет открытым вопрос о том, с какой надежностью по остаткам организмов возможно отыскать фосфориты (исключая породы, богатые остатками фауны, где всегда наблюдается несколько повышенная фосфатность).

Иначе оценивает участие организмов в осаждении фосфатов Д. МакКоннел [172], который считает, что осаждение фосфатов наиболее адекватно объясняется действием биостимуляторов, позволяющих извлекать фосфаты из недосыщенных растворов. Точка зрения МакКоннела весьма интересна, хотя критиковалась Д. Р. Пивером [186], считающим непосредственное осаждение карбонатапатита невозможным. Осаждение фосфатов биохимическим путем очень реально. Но не совсем ясно, какие следствия эта гипотеза дает в геологическом плане. По-видимому, она приводит всего лишь к обсужденной связи органогенных остатков с фосфатными, но в более завуалированном виде.

Утверждение о возможности химического осаждения фосфатного вещества дает большой простор различным генетическим построениям. Думается, это сыграло немаловажную роль в том, что гипотеза А. В. Казакова [65] о химическом осаждении фосфатов встретила столь горячий прием среди геологов всего мира и столь широко распространилась.

Впоследствии построения А. В. Казакова подверглись критике. Наиболее обстоятельным и последовательным критиком его гипотезы должен быть назван Г. И. Бушинский [22, 23 и др.]. После всех сделанных замечаний (а они высказывались почти всеми, кто пользовался построениями А. В. Казакова в разных геологических и физико-химических аспектах) от гипотезы А. В. Казакова (она нередко именуется уже теорией) фактически осталось одно положение: фосфатные соединения могут осаждаться непосредственно из морских вод. Сейчас даже те, кто не связывает фосфориты с подъемом глубинных вод — стержень построений А. В. Казакова — считают, что они следуют именно его гипотезе, и поэтому она упоминается во всех случаях, когда имеются основания полагать, что фос-

фат осажден химически. Разумеется, при такой постановке вопроса эта гипотеза пользуется исключительной популярностью, как и все крайне широкие допущения.

Г. И. Бушинский [23], рассмотрев все аспекты гипотезы химического осаждения, пришел к заключению о несостоятельности ее основных положений. Он считает, что фосфатные компоненты «пластовых» фосфоритов формируются в илах, а выпадают из наддонных вод в виде мельчайших частиц не могут, и что эксперименты это положение с достаточной строгостью не подтверждают. Заключение Г. И. Бушинского с дополнением других, чисто геологических, аспектов приложимо к тем работам, в которых возможность хемогенной садки фосфатов обосновывается несколько иным путем, нежели это делалось А. В. Казаковым. Имеются в виду эксперименты и построения А. И. Смирнова [119—122] и А. С. Михайлова [92—94]. Эти работы, в той или иной мере обоснованные с физико-химической стороны, недостаточно согласуются с геологическими данными. Так, в построениях А. И. Смирнова спорным является способ доставки в бассейн требуемых количеств вод-осадителей повышенной щелочности [121], которые, по его мнению, поступают в бассейн, где формируются кремнисто-доломитовые фосфоритоносные формации. Введение такого гипотетического осадителя аналогично привлечению к объяснению происхождения стратиформных месторождений металлов гидротерм магматических очагов. Деятельность щелочных вод-осадителей, возникающих в коре выветривания эффузивных пород и стекающих в море в достаточных количествах, должна была бы вызвать вполне определенные геологические следствия. Если же объяснять отсутствие последних тем, что сток континентальных щелочных вод идет подземным путем (что, вообще-то, вполне возможно), предположение о роли щелочных вод становится, как и в случае с оценкой роли организмов, недоступным для критики, но при этом во многом теряет прогнозный смысл.

Как отмечает сам А. И. Смирнов, в природе действует огромное количество процессов, приводящих растворы к тому состоянию, когда из них может выпасть фосфат. Допустив возможность такого выпадения, мы, действительно, придем к большому разнообразию позиций, в которых встречаются природные фосфатные образования. Получается, что фосфат — это компонент, очень распространенный в осадочных породах почти любого облика, что и подтверждается изучением различных морских и континентальных отложений всех периодов — от архея до четвертичного. Однако крупные залежи фосфоритов встречаются только в трех группах ассоциаций — глауконитовой, терригенно-карбонатной и кремнисто-доломитовой [121]. Надо повторить, что, к сожалению, представления о правилах выделения этих групп крайне нечетки.

Каждая из них (формация — класс) является довольно обширной группой сложных геологических тел (формаций — индивидов), на которой весьма затруднительно оценить четкость «формационной приуроченности» фосфатных залежей.

Исследования физико-химических равновесных систем — впечатляющий способ доказательства справедливости гипотез о хемогенном фосфатоосаждении. Но в геологических ситуациях его легко переоценить, так как физико-химические законы можно установить лишь в качестве самого последнего звена в бесконечной цепи причинных обусловленностей. Физико-химические законы действуют с необходимостью, но причины геологических явлений надо изучать вероятностными способами. Их далеко не всегда можно свести к чистым физико-химическим моделям. Так, если в разрезе слой известняка налегает на кремневую породу, это еще не позволяет считать, что вначале химически выпал труднорастворимый кремнезем, а затем лучше растворимый известняк. Ни один из геологов сейчас такой «моделью» пользоваться не станет, хотя она может оказаться достаточно логичной с химической точки зрения. Сложные геологические тела (а такими являются даже мономинеральные слои) редко возникают вследствие действия только одних химических законов.

Для привлечения анализа равновесных систем прежде всего требуется ввести постулат о том, что рассматриваемые осадочные породы имеют исключительно хемогенное происхождение и, кроме того, первичны. Это налагает большие ограничения на возможность применения расчетов при определении условий образования фосфоритов. Последние, как сказано, могут осаждаться организмами, адсорбироваться и т. д. Кроме того, фосфориты ассоциируют с известняками, доломитами, кремнями, железистым материалом и множеством других образований. И все эти образования могут оказаться вовсе не первичными и могут возникать вовсе не из насыщенных растворов (имеется в виду морская вода). Так, смена доломитов известняками в Горно-Шорском районе Алтае-Саянской области, к моменту которой приурочено фосфатонакопление, может быть следствием прекращения деятельности водорослей, а не изменения химических условий садки магнезиально-карбоната.

Перевод физико-химического закона на геологический язык часто затруднителен. Примером может служить одно из основных высказываний в работе А. С. Михайлова [93, с. 6], применившего физико-химические модели к решению вопроса о происхождении фосфоритов: «Взаимоотношения фосфатов с карбонатами... показывают, что накопление фосфатов почти всегда сопровождалось резким замедлением интенсивности накопления карбонатов...» Совершенно непонятно, как это положение можно установить для уже сформированных на-

пластований. Очевидно, что если в лабораторном эксперименте можно измерить абсолютную интенсивность выпадения компонентов (скажем, определив массу компонента, выпавшую в единицу времени), то в геологической ситуации этого сделать нельзя. Прямая импликация «в случае снижения интенсивности выпадения одного компонента в разрезе осадков он будет замещен другим» справедлива при условии одинаковых скоростей осаждения. Обратная же импликация «если в разрезе *A* налегает на *B*, то во время отложения *A* интенсивность отложения *B* была резко снижена» может оказаться ложной, если скорости осаждения у *A* и *B* разные, если изменились условия фиксации и т. п. Можно сказать, что утверждение о том, что накопление любой породы сопровождается резким замедлением накопления всех остальных, весьма не бесспорно.

Когда в разрезе известняк сменяется фосфоритом, это означает не то, что прекратилось осаждение известняка, а то, что в данном интервале мы не видим известняка. Причины же последнего обстоятельства могут быть вовсе не связаны с абсолютной интенсивностью накопления именно данного компонента, а определяться относительной интенсивностью накопления.

То же самое можно сказать о связи вулканизма с фосфатообразованием. По-видимому, никто не связывает с вулканизмом фосфориты платформ. В области же геосинклиналей, где вулканизм — явление почти повсеместное и продукты вулканизма часто соседствуют с фосфоритами, эта связь трактуется как причинная. Но точно такую же «связь с вулканизмом» можно найти практически для всех образований геосинклинальных областей. Здесь эта «связь» будет намного сильнее, чем в платформенных областях. Однако относительно известняков и песчаников геосинклиналей никто не говорит, что они связаны с вулканизмом, ибо их генезис определяется с очевидностью.

Словом, физико-химическое моделирование процессов фосфатообразования сталкивается с трудностями проверки справедливости выдвигаемых положений вследствие ограниченности количества известных месторождений, неопределенности границ между классами месторождений (формаций), а также с явной постулированностью генезиса пород, с которыми ассоциируют фосфориты. Поэтому трудно согласиться с утверждением [93, с. 23], согласно которому результаты изучения идеальных систем нельзя переносить на природные бассейны в целом, но можно применять их к отдельным областям. Эти области — не менее сложные системы, чем весь бассейн.

Таким образом, «основной» вопрос геохимии карбонатных апатитов: являются ли они обычными химическими осадками, образующимися при пересыщении природных вод, или представляют биогеохимический продукт, например, жизнедеятель-

ности организмов, или же, наконец, продукт простого замещения, получающийся в результате проникновения анионов PO_4 в известковое вещество» [42, с. 135], пока не может считаться удовлетворительно решенным и, по-видимому, потребует иных способов доказательств, нежели визуальное сравнение физико-химических моделей равновесных систем с моделями реальных объектов, например изотопного анализа элементов, соединенных с фосфором, и т. п.

Следует особо отметить гипотезу о генезисе фосфоритов путем замещения, которая в нашей стране не очень популярна, хотя в общих чертах вытекает из работ Г. И. Бушинского. Э. Дегенс отмечает, что это — наиболее вероятный способ образования залежей фосфоритов, так как превращение кальцита в карбонатфторапатит происходит при гораздо более низких концентрациях фосфат-иона и кальция, чем осаждение апатита, и что «в этом отношении карбонатные апатиты очень напоминают так называемые первичные доломиты, которые образуются только на стадии диагенеза» [42, с. 135].

В обзоре Д. Р. Пивера [186] это заключение разбирается довольно подробно с указанием всех обильных противоречий, с которыми сталкиваются гипотезы фосфатоосаждения, основанные на химических расчетах; эти противоречия перечислены также в работе [156]. Д. Р. Пивер, опираясь на работы Дж. Д. Термина и А. С. Познера, отмечает, что карбонатапатит, сформированный замещением, по строению основательно отличается от карбонатапатита, непосредственно осажденного из растворов. В итоге Д. Р. Пивер приходит к заключению о том, что «неорганическое замещение карбоната кальция фосфатным ионом морской воды является единственным приемлемым механизмом для образования фосфоритов» [186].

К аналогичному выводу приходит Дж. Д. Эмай [165], который, сравнив петрографические и минералогические свойства фосфатных пеллет основных месторождений фосфоритов США, а также пеллет с морского дна у побережья Калифорнии, пришел к заключению, что фосфат заместил первично кальцитовые пеллеты и что этот фосфат принесен из нормальных морских вод, для чего не требуется условий, благоприятных для химического осаждения фосфата кальция.

Если учесть, что карбонатапатит таким способом может возникать при реакции с разбавленными растворами, содержащими фосфат-ионы, и что в литературе можно найти бесчисленные описания фосфатизации карбонатных пород, вплоть до полного замещения карбонатов фосфатными новообразованиями, то гипотеза замещения представляется весьма прогрессивной. Остаются только сожалеть, что этому механизму посвящено так мало исследований, особенно в советской литературе. Здесь, видимо, сказался авторитет гипотезы А. В. Казакова: даже критика в ее адрес не побуждала переключаться

на другие гипотезы, а приводила лишь к попыткам по-новому оговаривать рассматриваемые способы прямого осаждения.

Принятие третьей основной разновидности гипотез фосфоритообразования — гипотезы замещения — открывает новые перспективы, хотя, разумеется, сталкивает и с новыми трудностями. Основная трудность заключается в определении условий, когда такое замещение становится возможным. А возможно оно, очевидно, далеко не всегда; в противном случае мы бы имели огромные площади фосфатизированных карбонатных осадков. Однако эта концепция ориентирует на изучение химических свойств пород, с которыми связана возможность интенсивного замещения карбоната фосфат-ионом.

Современные представления о внутренних преобразованиях в осадочных толщах, о масштабности перемещений веществ внутри толщ и подчиненности этих перемещений слоистым структурам вмещающей среды дают новые интересные возможности объяснять наблюдения и направлять эксперименты. Так, с позиций гипотезы замещения объясняется гораздо проще противоречие между фосфатностью строматолитовых карбонатов и данными о том, что интенсивное обмеление ограничивает процесс фосфатизации, ибо строматолиты характеризуют заливаемый приливом берег и наиболее мелкие воды сублитеральных зон [156].

Интересно отметить, что явные элементы гипотезы замещения можно найти в некоторых современных построениях, опирающихся на переделанный вариант гипотезы А. В. Казакова. Так, Эль-Саид Эль-Тарабили [195], описывая процесс формирования египетских фосфоритовых месторождений, полагает, что фосфаты химически осаждаются на наклонном дне залива вследствие того, что фосфор концентрируется в растворе благодаря организмам, расцветающим в периоды подъема вод. Организмы освобождают фосфор при разложении. Следующее новое поступление глубинных вод (еще не насыщенных до степени осаждения апатита) приводит к дополнительной фосфатизации карбонатного цемента осадков.

Обстоятельством, плохо учитываемым всеми гипотезами образования фосфоритов, является буферная роль бассейнов фосфатонакопления. Связывая фосфоритоосаждение с деятельностью какого-либо источника фосфора, необходимо принять во внимание модель любого накопительного процесса [52], которая, будучи основана на кумулятивной кривой накопления, показывает, что в геологических ситуациях следствие может отставать от момента максимальной активности причинных факторов на заметные интервалы, возможно соизмеримые с единицами стратиграфической шкалы. Особенно это касается гипотез, рассматривающих первичный источник фосфора (гипотез о связи фосфоритонакопления с вулканизмом и процессами выветривания).

Нередко противопоставляют гипотезы о хемогенно-осадочном и вулканогенно-осадочном происхождении фосфоритовых залежей. Согласно первой гипотезе, фосфориты осаждаются из морских вод, которые, имея в своем составе растворенный фосфат, попадают в условия, где воды становятся перенасыщенными [65]. По второй гипотезе пересыщение морских вод фосфатом достигается вследствие проявлений подводного вулканизма [18, 19, 20, 49, 57 и др.]. Отметим, что причиной пересыщения может быть и аллювиальный привнос фосфатов с континента [35, 66 и др.]. В этих двух концепциях намечается много вариантов тех конкретных способов, которыми достигается пересыщение вод фосфатом. Это пересыщение может быть вызвано потерей водами углекислоты при подъеме на мелководье; изменением соотношений в ионном составе вод; изменением температурных условий и т. д. Фосфат может выпасть из вод с разным его содержанием, в зависимости от их состава и состояния. В итоге начинает стираться граница между «хемогенной» и, скажем, «вулканогенной» или «континентальной» гипотезами, ибо первая обосновывает принципиальную возможность осаждения фосфата химическим способом, вторые же две заостряют внимание не на способе осаждения, а на том «первоначальном» источнике фосфата, который вводил его в морские воды. Характерно, что способы осаждения для сторонников «вулканической» или «континентальной» гипотезы не имеют существенного значения, они приемлют любые возможности, даже способ осаждения с помощью организмов [57, с. 82]. Спор приобретает довольно отвлеченный характер и сводится к рассуждениям о том, где и в каком виде пребывали соединения фосфора до того, как были связаны в осадке, причем интервал времени, отделяющий момент поступления фосфата в воды океана от момента осаждения, фактически не фиксируется. Иначе говоря, при углубленном исследовании правомочности тех или иных гипотез различия между их первоначальными формулировками начинают стираться. Поэтому гипотезы необходимо различать в первую очередь не по содержанию, а по тем связям, которые являются следствиями из этих гипотез и могут быть экспериментально проверены [29].

С этих позиций для различия, например, «хемогенной» и «вулканогенной» гипотез фосфоритообразования критериев практически не оказывается. Если не оговорить, в течение какого времени фосфаты, поступающие в воды морей за счет вулканических аппаратов, должны осадиться, все следствия, вытекающие из «вулканогенной» гипотезы, совпадут со следствиями «хемогенной»: фосфат, откуда бы он ни брался, должен осадиться там, где для этого возникают благоприятные условия. Бессмысленность утверждения о «благоприятных условиях», часто повторяемого в геологической литературе,

недавно отмечена К. Дж. Хсу [140]. С другой стороны, то следствие, которое выводят из «вулканогенной» гипотезы при более узком ее понимании, а именно: повсеместная ассоциация фосфоритов с продуктами вулканической деятельности и их определенные взаимоотношения (переслаивание или латеральные взаимопереходы), форма и размеры фосфатных тел, ничуть не противоречит тому, что можно вывести из «хемогенной» гипотезы, когда она применяется для районов с усиленной вулканической деятельностью и быстрым осаждением вещества. Однако способ осаждения фосфатов, марганцевых руд и кремней неясен, и поэтому их нередко связывают («парагенетически») с вулканитами.

Поучительна история выявления фосфоритов в геосинклинальных толщах Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области. Здесь фосфориты были обнаружены или прямым (радиометрическим) методом, или случайно, или по чисто морфологическим признакам (использовалась эмпирически установленная ассоциация фосфоритов с кремнисто-карбонатными толщами и черными сланцами), т. е. по сходству с фосфатносными породами других районов. Опираясь на следствия, вытекающие из принятой поисковиками «хемогенной» гипотезы, было невозможно, хотя бы вследствие слабой изученности древних кембро-рифейских отложений данной области. Примечательно же то, что, будучи найдены по предпосылкам, которые вначале почти единодушно приписывались «хемогенной» гипотезе, фосфориты Алтае-Саянской области стали примером в поддержку конкурирующей гипотезы — «вулканогенной» [17, 19, 50, 91, 94, 96, 116 и др.].

Заканчивая раздел, трудно удержаться от того, чтобы не привести высказывание Дж. Гриффитса: «Рассматривая историю развития научных исследований, можно ясно увидеть, что многие теории и гипотезы, впечатляющие и интересные в свое время, впоследствии оказывались иллюзорными, вскоре уступая место другим, более приемлемым. В этой эволюции взглядом фундаментом какой-либо гипотезы обычно является подготавливающая ее появление сумма количественных фактов. Проверка же гипотезы заключается в объяснении ею всей накопленной информации и в выработке прогноза, подтверждаемого дополнительными наблюдениями» ([41], раздел 12,2, цит. по английскому оригиналу). Нетрудно заметить, что все имеющиеся гипотезы фосфоритообразования пока только в основном объясняют факты, но, мягко говоря, очень мало предсказывают. Эти гипотезы хотя и «применялись» для обнаружения залежей фосфоритов, но фактически использовались не генетические, а вещественно-морфологические и структурные признаки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфатное вещество, тем или иным путем поставляемое в морские бассейны и содержащееся в морских водах, может поступать в осадки различными способами. В одних случаях оно сразу же образует высококонцентрированные фосфатные корки и желваки на поверхности дна, в других — оказывается в различной мере рассеянным среди породообразующего материала. Эти рассеянные фосфаты механически обогащаются или же благодаря способности перемещаться образуют желваки или сплошные пластовые залежи, которые в свою очередь претерпевают изменения в сторону обогащения или разубоживания и т. д., приобретая новые структурные особенности.

В данной работе сделана попытка рассмотреть вопросы, которые приходится решать при выработке представлений о последовательности событий, приводящей к формированию залежей богатых сплошных руд фосфора пластового облика. Эта последовательность очень сложна и, по-видимому, далеко не для всех месторождений состоит из одинаковых звеньев.

Отправным пунктом является ситуация мелководной части бассейна, расположенного в теплом поясе, которая прилегает к выровненной суше и имеет обмен с глубоководной зоной. Вместе с фосфатом здесь осаждаются кремнистый, карбонатный и тонкозернистый терригенный материал, а также биогенные продукты, обильные вследствие большой продуктивности этой части бассейна, орошаемой питательными веществами. Области максимумов концентрации всех этих веществ в плане и в вертикальном разрезе могут не совпадать, что зависит от множества не поддающихся раздельному учету факторов, почему конкретные месторождения могут в этом отношении довольно заметно различаться.

Представляется, что одним из ведущих факторов, стимулирующих фосфатоосаждение, является глубина бассейна (которая в общем зависит от расстояния от берега), а также режим морских течений.

Эти довольно общие характеристики сильно осложняются ходом постседиментационной истории осадков, когда в фосфоритносных пачках появляются новообразования, сложенные

теми же веществами, которые слагали и первичные осадки, но соизмеримые по величине с первично отложенными телами. Ряд первичных структурных элементов уничтожается; возникают новые структуры кристаллизации; происходят процессы разделения первично сплошной массы на «островки» (грануляция), брекчирование или потери признаков первичной структуры. Часть первичных продуктов и новообразований может со временем совершенно разрушиться с переходом их материала в новые формы обособления или интеграции. Очень возможно, что многие различия в строении древних и более молодых фосфоритоносных пачек объясняются не первичными факторами условий образования, а постседиментационной историей преобразований. В более древних отложениях могут исчезнуть некоторые биогенные структуры пород, появиться пласты и линзы кремней; часть слоев, даже некарбонатные, может заместиться доломитом или кальцитом; могут возникнуть псевдокластические породы, а у продуктивных пластов появиться пеллетно-оолитовая или песчаниковидная структура и т. д.

В тех областях, где первичное насыщение отложенных осадков фосфором было относительно небольшим, могли возникать убогие новообразованные «пластовые» руды. Процесс их формирования принципиально неотличим от процесса формирования фосфатных желваков и «плит» внутри осадка. Разница лишь в масштабах и подчиненности формы фосфатных новообразований слоистости вмещающих пород. Возможно, новообразованные руды формировались на более поздней стадии истории отложений, чем ранний диагенез: на глубинах от сотни метров до 1—2 км. Такие выводы в какой-то мере подтверждаются опытом изучения «пластовых» кремневых образований, ассоциирующих с фосфоритами.

Фосфатные концентрации, образовавшиеся путем перераспределения, как и некоторые стратиформные залежи металлов, судя по всему, могут возникать не только вблизи или на месте первичного обогащения породы данным компонентом. Поэтому часть таких залежей, особенно относительно небольшие по размерам, хотя и имеющие пластообразную форму, может оказаться за пределами чисто осадочного класса, обладая в то же время признаками, истолковываемыми как сингенетические. Возможность столкнуться с такого типа фосфатными образованиями (которым пока трудно подобрать иное название, кроме как постседиментационные или позднедиагенетически-катагенетические, так как при их изучении мы не располагаем четкими критериями различения диагенеза от катагенеза и метагенеза) требует более тщательной проверки заключений о перспективах фосфатопроявлений.

Критическое рассмотрение основных закономерностей размещения пластовых фосфоритов и их интерпретаций показы-

вает, что здесь еще много противоречивого и неясного. Возможно, ряд неясностей вызван желанием генетически истолковывать связи между фосфоритами и некоторыми свойствами вмещающих отложений. В последних нередко склонны видеть ключ к расшифровке причин появления фосфоритов, в то время как истинные причины фосфатоосаждения (скажем, глубины, распределение морских течений, подмешивание других вод и т. п.), возможно, не оставляют никаких следов в облике осадков. Можно полагать поэтому, что гипотезы фосфоритообразования еще долго останутся на уровне объяснений.

К сожалению, пока не удастся также сформулировать конкретные и аналитически выраженные данные о таком содержании и структуре разрезов, которые бы эффективно коррелировались с фосфоритоносностью разной степени. Это станет возможным только после большой, кропотливой работы по стандартизации достаточно детальных описаний разрезов, профилей и т. п., допускающих автоматическую обработку данных. Пока же приходится оперировать с крайне расплывчатыми и громоздкими словесными описаниями, форма которых независимо от того, свое это описание или чужое, стала одним из основных препятствий на пути дальнейшего углубления наших знаний о закономерностях размещения фосфоритов.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. 1. Изд-во АН КазССР. Алма-Ата, 1961.
2. Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленев К. К. Фашии нижекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1960. (Труды ГИН, вып. 33).
3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1. М., 1968.
4. Батурич Г. Н. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 6.
5. Батурич Г. Н., Коченов А. В., Петелин В. П. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки.— «Литология и полезные ископ.», 1970, № 3.
6. Батурич Г. Н., Меркулова К. И., Цалов П. И. Современные фосфоритовые конкреции на шельфе.— «Природа», 1972, № 1.
7. Безруков П. Л., Андрушенко П. Ф., Мурдмаа И. О., Скорнякова Н. С. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана.— «Докл. АН СССР», 1969, т. 185, № 4.
8. Безруков П. Л., Батурич Г. Н. Фосфориты на дне современных океанов.— В кн.: Тез. докл. к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
9. Бейтс Р. Л. Геология неметаллических полезных ископаемых. М., «Мир», 1965.
10. Бескровный Н. С. Формирование и размещение газовых и нефтяных месторождений на Бухарской ступени Амударьинской синеклизы.— В кн.: Генезис нефти и газа, М., «Недра», 1967.
11. Блох А. М. О свойствах связанной воды при повышенных температурах.— «Литология и полезные ископ.», 1970, № 5.
12. Богданов Ю. В., Кутырев Э. И. Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., ВСЕГЕИ, 1970. (Матер. к совещ. Разработка основ прогноза месторождений полезных ископаемых», вып. 5).
13. Бонди Г. Гипотезы и мифы в физической теории. М., «Мир», 1972.
14. Боровко Н. Н. К проблеме выявления поисковых признаков крупных месторождений эндогенного генезиса.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971.
15. Боровская И. С. Фосфоритоносность рифейских отложений нагорья Сангилен. Автореф. канд. дисс. М., МГРИ, 1970.
16. Боровская И. С. Об углеродистом веществе в рифейских фосфоритах Сангилена.— В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., «Наука», 1970.
17. Бровков Г. Н., Балицкий Д. К., Бучарская Г. С., Ярошевич В. М. Литология и сингенетичная металлогения вулканогенно-осадочного ком-

- плекса верхнего докембрия и нижнего палеозоя Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1970. (Труды СНИИГГиМС, вып. 101).
18. Бродская Н. Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов. Автореф. докт. дисс. М., ГИН, 1967.
 19. Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатонакопление в вулканических областях. М., «Наука», 1968. (Труды ГИН, вып. 196).
 20. Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Основные генетические типы фосфатных рудопроявлений, связанных с эндогенным источником фосфора— В кн.: Состав и задачи советской литологии, т. 3. М., «Наука», 1970.
 21. Булгакова М. Д. Литология и условия накопления среднепозднедевонских и раннекаменноугольных отложений Верхоянской антиклинальной зоны. Канд. дисс. ЯФ СО АН СССР, Ин-т геологии, 1970.
 22. Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954. (Труды ГИН, вып. 156).
 23. Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966. (Труды ГИН, вып. 149).
 24. Бушинский Г. И. Формация Фосфория. М., «Наука», 1969. (Труды ГИН, вып. 201).
 25. Васильева А. И. Морфогенетические особенности ритмических текстур и их роль в выяснении условий рудообразования. М., «Наука», 1970.
 26. Величко Е. А. За рудой в глубины океана.— «Природа», 1968, № 2.
 27. Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В. Условия формирования пластовых свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах.— В сб.: «Рудные месторождения». Итоги науки, сер. «Геология». М., ВИНТИ, 1970.
 28. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Универсальная схема аналитического описания сложных геологических тел.— В кн.: Математические методы в геологии и геофизике. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 79).
 29. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. О процедурах сопоставления сложных геологических тел на основе их аналитического описания.— В кн.: Математические методы в геологии и геофизике. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 79).
 30. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. М., «Наука», 1969. (Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 83).
 31. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации. Формации. Парагенезис. Новосибирск, «Наука», 1972. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 146).
 32. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. О генетическом и агенетическом направлениях в геологии. ВИНТИ, 3934—72 Дел. Новосибирск, 1972.
 33. Воронин Ю. А. и др. Геология и математика. Новосибирск, «Наука», 1967.
 34. Геологический словарь. Т. 2. М., Госнаучтехиздат, 1965.
 35. Герасимов Е. К., Родин Р. С., Шматко А. В. К вопросу о происхождении фосфоритов.— В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966. (Труды ВСЕГЕИ, т. 146, вып. 45).
 36. Гиммельфарб Б. М. Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
 37. Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965.
 38. Гиммельфарб Б. М., Егорова О. П. К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в Монгольской Народной Республике.— «Литология и полевные ископ.», 1969, № 2.
 39. Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулак-Тау.— В кн.: Фосфориты Каратау, 1954.

40. Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. И., Маймирова Р. И. Геологическое строение и типы руд фосфоритового месторождения Джаны-Тас.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962. (Труды ГИГХС, вып. 7).
41. Гриффитс Дж. Научные методы исследования осадочных пород. М., «Мир», 1971.
42. Деренс Э. Т. Геохимия осадочных образований. М., «Мир», 1967.
43. Депплес Э. К. Кремнезем как фактор диагенеза.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
44. Джумалиев Т. Д., Киселев В. В., Королев В. Г., Максумова Р. А. Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне.— В кн.: Тез. докл. к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
45. Джумалиев Т. Д., Королев В. Г. Структурно-фациальные закономерности размещения пластовых свинцовых руд района Джергалан (Тянь-Шань).— «Литология и полезные ископ.», 1971, № 6.
46. Джумалиев Т. Д., Холодов В. Н. Кремнистые породы фосфоритоносной свиты Малого Каратау и условия их образования.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2.
47. Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— «Сов. геол.», 1967, № 4.
48. Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. Кембрийские фосфориты Монгольской Народной Республики.— «Сов. геол.», 1967, № 3.
49. Еганов Э. А. Случай формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления.— «Геология и геофизика», 1964, № 3.
50. Еганов Э. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1968.
51. Егорова О. П. Фосфоритоносность верхнепротерозойских отложений Западного Прибайкалья. Канд. дисс. Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1960.
52. Желиговский В. А. Обработка численных данных при изучении природных явлений и процессов.— «Докл. ВАСХНИЛ», 1949, вып. 8.
53. Зайцев Н. С., Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 192, № 2.
54. Закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых Сибири. Фосфатное сырье. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 1. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 68).
55. Занин Ю. Н. Литология ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, НГУ, 1964.
56. Занин Ю. Н. Некоторые вопросы направления поисковых работ на фосфориты в Сибири.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГиМС, вып. 108).
57. Зеленев К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород.— В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., «Наука», 1963. (Труды ГИН, вып. 81).
58. Ильин А. В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна.— «Литология и полезные ископ.», 1970, № 4.
59. Ильин А. В. К палеогеографии Хубсугульского фосфоритоносного бассейна (МНР).— В кн.: Тез. докл. к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
60. Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. Докт. дисс. М., 1972.
61. Ильин А. В., Ратникова Г. И. О фосфоритах Хубсугульского бассейна в Монголии.— «Литология и полезные ископ.», 1971, № 1.
62. Ильинская М. Н. Поствулканические преобразования и фосфатизация щелочных вулканических комплексов. Автореф. канд. дисс. М., ГИН, 1966.

63. Ильинская М. Н., Максумова Р. А. Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3.
64. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
65. Казаков А. В. Фосфатные фации. М., 1939. (Труды НИУИФ, вып. 145).
66. Казаринов В. П. Проблема поисков крупных месторождений богатых фосфоритов в Сибири.— В кн.: Условия локализации фосфоритонесных осадков Сибири. Л., 1966. (Труды ВСЕГЕИ, т. 146, вып. 45).
67. Казаринов В. П. и др. Выветривание и литогенез. М., «Недра», 1969.
68. Казаринов В. П., Казанский Ю. П. Кремнистые породы.— В кн.: Выветривание и литогенез; М., «Недра», 1969.
69. Карбонатные породы. Под ред. Дж. Чилингара, Г. Биссела, Р. Фейрбриджа. Т. 1. М., «Мир», 1970; т. 2, 1971.
70. Кен А. Н., Васильев В. И. Региональные и локальные закономерности размещения доскладчатых колчеданно-полиметаллических месторождений. Л., ВСЕГЕИ, 1970. (Матер. к совещ. «Разработка основ прогноза месторождения полезных ископаемых», вып. 1).
71. Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963.
72. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965. (Труды ГИН, вып. 121).
73. Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Проблема эпигенеза.— В кн.: Эпигенез и его минеральные индикаторы. М., «Наука», 1971. (Труды ГИН, вып. 221).
74. Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1962.
75. Красильникова Н. А. Фосфориты Сибири — закономерности геологического размещения и перспективы поисков. Автореф. докт. дисс. М., ГИН, ГИГХС, 1966.
76. Красильникова Н. А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования. «Литология и полезные ископ.», 1967, № 5.
77. Красильникова Н. А. Генетические типы фосфоритов Сибири и их перспективность.— В кн.: Фосфоритонесные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 69).
78. Красильникова Н. А. Геосинклинальные фосфоритонесные бассейны.— В кн.: Тез. докл. к семинару «Условия образования геосинклинальных фосфоритов». Каратау, 1970.
79. Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Шмелькова Ю. Ф., Оболенская Г. А. Фосфоритность древних отложений Алтае-Саянской складчатой области. М., 1968 (Труды ГИГХС, вып. 12).
80. Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Перспективность поисков фосфоритов в древнепалеозойских отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962. (Труды ГИГХС, вып. 7).
81. Лебедев Л. М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М., «Наука», 1965.
82. Левина С. Д. Формационный и палеогеографический контроль размещения ордовикских фосфоритов Северного Казахстана.— В кн.: Минеральное сырье. М., «Недра», 1964. (Труды ВИМС, вып. 10).
83. Левина С. Д. Фосфоритонесность верхнепалеозойских красноцветных толщ Северного Кавказа.— В кн.: Минеральное сырье. М., «Недра», 1964. (Труды ВИМС, вып. 10).
84. Либрович В. Л. Литология ордовикских фосфоритонесных отложений Иркутского амфитеатра. Автореф. канд. дисс. Л., 1957.
85. Либрович В. Л. Связь условий образования месторождений пластовых фосфоритов с активизацией глубинных разломов.— В кн.: Фосфоритонесные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 69).

86. Лисицын А. П. Аморфный кремнезем в донных осадках.— В кн.: Тихий океан. Т. 6. Осадкообразование в Тихом океане. М., «Наука», 1970.
87. Лисицын А. П. Бурение дна Тихого океана. «Природа», 1970, № 12.
88. Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. М., «Наука», 1966.
89. Материалы по тектонической терминологии. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1961. (Труды Ин-та геологии и геофизики, вып. 12, ч. 1).
90. Меро Дж. Минеральные богатства океана. М., «Прогресс», 1969.
91. Миртов Ю. В., Тарасова С. М. К вопросу палеогеографии фосфоритосных отложений докембрия и раннего кембрия Горной Шории.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968.
92. Михайлов А. С. Геохимия фосфора и проблема генезиса фосфоритов.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 69).
93. Михайлов А. С. Литологические и физико-химические исследования процессов образования фосфатных и карбонатных осадков. Автореф. докт. дисс. Казань. Казанский ун-т, 1970.
94. Михайлов А. С., Смилькстын А. О. Древние фосфориты Сибири и роль вулканогенных процессов в их формировании.— Труды СНИИГГиМС, вып. 90. Новосибирск, 1969.
95. Михайлов А. С., Смилькстын А. О., Герасимов Е. К. Фосфатное сырье Сибири.— В кн.: Условия локализации фосфоритоносных осадков Сибири. Л., 1966. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 45, т. 146).
96. Мкртычян А. К. Тамальское месторождение фосфоритов. Автореф. канд. дисс. Томск. Томский политехн. ин-т, 1971.
97. Музалевский М. М. Геологическое строение и основные типы фосфоритов Хубсугульского месторождения МНР. Автореф. канд. дисс. Казань, Казанский ун-т, 1970.
98. Муратов М. В. Основные типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области.— «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 5.
99. Мусатов Д. И., Савельев А. А. Некоторые особенности платформенных структур протерозоя на примере Южной Сибири.— В кн.: Геология докембрия. М., «Недра», 1964. (Докл. сов. геологов на XXII сессии МГК).
100. Наумов Г. Б. Проблема теории рудообразования и идея цикличности геохимических процессов.— В кн.: Пути познания Земли. М., «Наука», 1971.
101. Никонов В. Ф. О связи газоносности, нефтеносности и свойств нефтей и газов с глубинным строением земной коры. В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Недра», 1967.
102. Осокин П. В. Фосфоритоносность кембрийских отложений Прихубсугульского прогиба.— В кн.: Матер. к геол. конф., посвящ. 50-летию Сов. гос-ва и 10-летию Бурятского геол. упр. Мин-ва геол. РСФСР. Улан-Удэ, 1967.
103. Осокин П. В. Генетические типы фосфоритовых месторождений и проявлений Бурятской АССР.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГиМС, вып. 108).
104. Павлов А. Л., Поспелов Г. Л. Сидеритовые «конглобрекчии» Березовского месторождения. Возможный механизм и физико-химические условия образования.— В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск, «Наука», 1971.
105. Покрышкин В. И. Платформенные фосфоритовые месторождения верхнего мела и палеогена Средиземноморской провинции.— В кн.: Полезные ископаемые и закономерности их размещения в странах Африки и зарубежной Азии. М., 1970. (Труды НИЛЗарубежгеология, вып. 21).
106. Попов В. М. Проблема происхождения стратиформных месторождений и пути ее решения.— «Литология и полезные ископ.», 1970, № 2.

107. Попов В. М. Проблема генезиса пластовых месторождений ртути.— В кн.: Ртуть в осадочных породах. Фрунзе, «Илим», 1970.
108. Попов Ю. Н. Новые данные по фосфоритоносности докембрийских отложений северо-запада Кузнецкого Алатау.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГиМС, вып. 108).
109. Поспелов Г. Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования торных пород и руд. Т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1963.
110. Поспелов Г. Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971.
111. Рабиханукаева Е. С. О кремнистых образованиях в карбонатных породах ордовика и силура северо-западной части Сибирской платформы.— «Геология и геофизика», 1970, № 3.
112. Русинов Л. А. Структурно-тектоническая классификация фосфоритовых месторождений.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 124, № 6.
113. Сагунов В. Г. Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата, 1971.
114. Саид Р. Геология Египта. М., «Мир», 1965.
115. Салиш Л. И. Условия формирования месторождений технического халцедона в осадочных карбонатных формациях юго-восточной части Малого Каратау.— В кн.: Науч. труды Ташкентского ун-та, нов. сер., геол. науки, вып. 22, кн. 19, 1963.
116. Сивов В. Г. Геология Узасско-Пызасского района Горной Шории, закономерности размещения фосфоритов белкинской свиты и их генетическая связь с микрокварцитами. Канд. дисс. Томский политех. ин-т, 1969.
117. Смилькстын А. О. Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской области. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, НГУ, 1967.
118. Смилькстын А. О., Суховерхова М. В. Литологические особенности кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формации центральной части Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. (Труды СНИИГГиМС, вып. 108).
119. Смирнов А. И. К вопросу о генезисе фосфоритов.— «Докл. АН СССР», 1958, т. 119, № 4.
120. Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Экспериментальные данные и возможности химического осаждения фосфатов из морской воды.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962 (Труды ГИГХС, вып. 7).
121. Смирнов А. И. Особенности генезиса фосфоритов Каратауского типа. В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., 1962. (Труды ГИГХС, вып. 7).
122. Смирнов А. И. Особенности формирования основных типов фосфоритных руд.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 69).
123. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории.— В кн.: Фосфориты Западной Сибири. М. «Недра», 1965, (Матер. по геологии Западной Сибири, № 65).
124. Стратиформные месторождения цветных металлов.— «Зап. Забайкал. фил. Геогр. об-ва СССР», вып. 53. Чита, 1971.
125. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
126. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
127. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. М. Изд-во АН СССР, 1962.

128. **Страхов Н. М.** Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза.— «Литология и полезные ископ.», 1971, № 5.
129. **Судовиков Н. Г.** Метаморфогенное рудообразование.— «Сов. геол.», 1965, № 1.
130. Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.
131. **Трухачева А. Г.** Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулак-Тау.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962. (Труды ГИГХС, вып. 7).
132. **Тушина А. М., Усанова В. Г., Маймистрова Р. И.** Литология и фации фосфоритоносных отложений Малого Каратау.— В кн.: Фосфориты Каратау, 1969. (Труды ГИГХС, вып. 13).
133. **Фейрбридж Р. У.** Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971.
134. Фосфоритоносные формации Сибири. Новосибирск, 1968. (Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Новокузнецк, май 1967).
135. Фосфориты Западной Сибири. М., «Недра», 1965. (Матер. по геологии Западной Сибири, № 65).
136. **Хворова И. В.** Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 6.
137. **Холодов В. Н.** Осадочные руды ванадия, фосфора, железа, марганца и условия их образования. «Литология и полезные ископ.», 1970, № 4.
138. **Холодов В. Н., Карякин А. С.** К палеогеографии Малого Каратау (Казахстан) в век отложения «нижних» доломитов фосфоритоносной толщи.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, т. 73, № 6.
139. **Холодов В. Н., Головин Е. А., Каледа Г. А.** К дискуссии о так называемых стратиформных месторождениях.— «Литология и полезные ископ.», 1971, № 4.
140. **Хсу К. Дж.** Химизм доломитообразования.— В кн.: Карбонатные породы. Т. II: М., «Мир», 1971.
141. **Чербянова Л. Ф.** Условия образования кремнистого горизонта фосфоритоносной толщи Малого Каратау.— В кн.: Тез. докл. II республик. литолог. совещ. Алма-Ата, 1971.
142. **Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х.** Диагенез (и катагенез) карбонатных пород.— В кн.: Диагенез (и катагенез) осадочных образований. М., «Мир», 1971.
143. **Шатский Н. С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн.: Совещание по осадочным породам, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
144. **Швецов М. С.** Основы классификации осадочных пород.— В кн.: Докл. сов. геологов. МГК, XXIII сессия. Проблема 8. М., «Наука», 1968.
145. **Шепард Ф.** Земля под морем. М., «Мир», 1964.
146. **Школьник Э. Л.** Состав, некоторые закономерности размещения и условия образования железных, марганцевых руд и фосфоритов Удско-Шантарского района. Автореф. канд. дисс. Хабаровск, Дальневост. НЦ АН СССР, 1971.
147. **Шнейдерхён Г.** Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., ИЛ, 1957.
148. **Шнейдерхён Г.** Явления конвергенции магматических и осадочных месторождений.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М., ИЛ, 1957.
149. **Щербаков Ю. Г.** Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— «Геология и геофизика», 1961, № 6.
150. **Юдин Н. И., Боровская И. С.** Докембрийские фосфориты Тувы.— В кн.: Фосфоритоносные формации Сибири. Матер. совещ. по геологии и генезису фосфоритов. Ч. 2. Новосибирск, 1968. (Труды СНИИГГиМС, вып. 69).
151. **Anderson Ch. A.** Massive Sulfide Deposits and Volcanism.— «Econ. Geol.», 1969, vol. 64, № 2.

152. **D'Anglejan B. F.** Origin of marine phosphorites off Baja California, Mexico.—"Marine Geology", 1967, vol. 5, № 1.
153. **Anketell J. M., Cegta Jerzy, Dzutyński St.** On the deformational structures in Systems with reversed density gradients. "Rocz. Pol. Tow. Geol.", 1970, t. 40, № 1.
154. **Banerjee D. M.** Precambrian stromatolitic phosphorite of Udaipur, Rajasthan India.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, vol. 82, N. 8.
155. **Baturin G. N.** Stages of phosphorite formation on the ocean floor.—"Nature Phys. Sci.", 1971, vol. 232, № 29.
156. **Bromley K. J.** Marine phosphorites as a depth indicators.—"Marine Geology", 1967, vol. 5, № 5/6.
157. **Campbell Ch. V.** Depositional environments of Phosphoria formation (Permian) in southeastern Bighorn basin, Wyoming.—"Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.", 1962, vol. 46, № 4.
158. **Casati Pompeo.** Alcuni aspetti della silicizzazione di calcari oolitici giurassici della Lombardia e del Veneto.—"Natura", 1970, vol. 61, № 2.
159. **Charles G.** Cycle géochimique du phosphore et formation dans l'écorce terrestre d'amas de minéraux phosphates d'origine sédimentaire.—In: Congr. geol. intern., 1952, sect XI, Alger, 1953.
160. **Chilingar G. V.** Distribution and abundance of chert and flint as related to the Ca/Mg ratio of limestones.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1956, vol. 67, N 12, part. 1.
161. **Cook P. J.** Repeated Diagenetic Calcitization, Phosphatization and Silicification in the Phosphoria Formation.—"Geol. Soc. Amer. Bull.", 1971, vol. 81, № 7.
162. **Cressman E. R.** Nondetrital siliceous sediments.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440—T, 1962.
163. **Cressman E. R., Swanson R. W.** Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 313—C, 1964.
164. **Emery K. O.** The sea off southern California. 1960.
165. **Emigh G. D.** Petrography, mineralogy and origin of phosphate pellets in the Phosphoria formation.—In: Idaho Bureau Mines and Geol. Pamphlet, № 114, 1958.
166. **Gulbrandsen R. A.** Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria formation.—"Geochim. Cosmochim. Acta", 1966, vol. 30, № 8.
167. **Hamilton E. L., Rex R. W.** Lower eocene phosphatized globigerina ooze from Sylvania guyot.—In: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 260—W, 1959.
168. **Harrington J. F., Ward D. E., McKelvey V. E.** Sources of fertilizer minerals in South America, a preliminary study.—U. S. Geol. Surv. Bull., 1240, 1966.
169. **Keller W. D.** Petrography and origin of the Rex chert.—"Bull. Geol. Soc. Amer.", 1941, vol. 52, august 1.
170. **Ketner K. B.** Ordovician bedded chert argillite and shale of the Cordillera eugeosyncline in Nevada and Idaho.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 650—B, 1969.
171. **Maxwell J. A.** Geochemical study of some chert and related deposits.—"Geol. Surv. Canada Bull.", 1963, 104.
172. **McConnell D.** Precipitation of phosphates in sea water.—"Econ. Geol.", 1965, vol. 60, № 5.
173. **McKee E. D. e. a.** Paleotectonic maps of the Triassic system.—U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map., 1959.
174. **McKee R. D. e. a.** Paleotectonic maps of the Permian system.—U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Inv. Map I—450, 1967.
175. **McKelvey V. E.** Successful new techniques in prospecting for phosphate deposits.—"Austral. Mining.", 1966, 15 March.
176. **McKelvey V. E.** Phosphate Deposits.—"U. S. Geol. Surv. Bull.", 1967, 1252—D.
177. **McKelvey V. E. e. a.** Summary description of Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in Western phosphate field.—"Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol." 1956, vol. 40, № 12.

178. **McKelvey V. E. e. a.** The Phosphoria, Park City and Shedhorn formations in the western phosphate field.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 313—A, 1959.
179. **McKelvey V. E., Wang F. M.** Preliminary map petroleum, phosphorite, manganese-oxide nodules and metalbearing mud. 1969.
180. **Mero J. L.** Potentialities of deep sea mining.—“Mining Journ.”, 1962, vol. 258, №№ 6613, 6614.
181. **Miller A. R. e. a.** Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea.—“Geochim. Cosmochim. Acta”, 1966, vol. 30, p. 341—359.
182. **Newell N. D., Kummel B. Fr.** Lower Eo-Triassic stratigraphy, Western Wyoming and Southeast Idaho.—Geol. Soc. Amer. Bull.”, 1942, vol. 53, № 6.
183. **Notholt A. F. G.** Phosphate exploration techniques.—In: Econ. com. for Asia and the Far East, Bangkok, 1967 (Miner. resour. develop. ser UN, 1968, № 32).
184. **Pandey S. N.** Sedimentology of siliceous sandstone concretions from the Upper Vindhyan System, Jabalpur district, Madhya Pradesh, India.—“Proc. Indian. Nat. Soc. Acad.”, 1970, A 36, № 2.
185. **Peaver D. R.** The estuarine formation of U. S. Atlantic Coastal Plain phosphorite.—“Econ. Geol.”, 1966, vol. 61, № 2.
186. **Peaver D. R.** Shallow water phosphorites.—“Econ. Geol.”, 1967, vol. 62, № 4.
187. **Reeves M J., Saadi T. A. K.** Factors controlling the deposition of some phosphate bearing strata from Jordan.—“Econ. Geol.” 1971, vol. 66, № 3.
188. **Russel R. T., Trueman N. A.** The geology of the Duchess phosphate deposits, north-western Queensland, Australia.—“Econ. Geol.”, 1971, vol. 66, № 8.
189. **Sheldon R. P.** Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in Western Wyoming.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 313—B, 1963.
190. **Sheldon R. P.** Paleoclimatological and paleogeographic distribution of phosphorite.—In: U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 501—C, 1964.
191. **Sheldon R. P. e. a.** Paleotectonic investigations of the Permian system in the United States.—U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 515—H, 1967.
192. **Shepard F. P.** Submarine geology. 1963 (sec. ed).
193. **Siedlecka A.** Investigations of Permian cherts and associated rocks in Southern Spisbergen.—“Skr. Norsk polarinst”, 1970, № 147.
194. **Slansky M.** General rules for prospecting for sedimentary phosphates.—In: Econ. com. for Asia and the Far East. Bangkok, 1967 (Miner. resour. develop. ser., UN, 1968, № 32).
195. **El-Sayed El-Tarabili.** Paleogeography, paleoecology and genesis of the phosphatic sediments in the Quseir—Safaga area, UAR.—“Econ. geol.”, 1969, vol. 64, № 2.
196. **Taylor.** Some aspects of diagenesis.—“Advancement Sci.”, n. s., 1964, vol. 20, № 87.
197. **Tchoumakov J. S.** Aluvions phosphatées de la vallée du Nil (Nubie).—“Cahiers geol.”, 1968, № 84.
198. **Trueman N. A., Hons M. Sc.** A petrological study of some sedimentary phosphorites.—“Bull. Australian Minerals Develop. Labor.”, 1971, № 11.
199. **Walker T. R.** Carbonate replacement of detrital crystalline silicat minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1960, vol. 71, № 2.
200. **Warin O. N.** Theories on the genesis of marine phosphorites.—In: Econ. com. for Asia and the Far East, Bangkok, 1967 (Miner. resour. develop. ser. UN, 1968, № 32).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Понятие «фосфорит»	8
О классификации фосфоритов	13
Общие закономерности размещения богатых пластовых фосфоритов	18
Предварительные замечания	18
Условия, в которых действовал механизм формирования фосфоритов	22
Форма фосфоритосажающих бассейнов и характеристика прилегающей суши	23
Положение зоны фосфатонакопления по отношению к берегу	32
Глубина бассейна в зоне фосфатонакопления	33
О тенденциях развития бассейна в периоды фосфатонакопления	34
Условия среды фосфоритообразования	37
О тектонической характеристике зон фосфатонакопления	38
Индикаторы фосфоритоносных отложений	46
Предварительные замечания	46
Ассоциативные характеристики	47
Компонентные характеристики	51
Преобразования фосфоритов и фосфатовмещающих пород	69
Предварительные замечания <i>и изменения</i>	69
Перемещения фосфатного вещества его структуры	76
Окремнение фосфоритов	81
Карбонатизация фосфоритов	85
Заключение	101
Сравнение месторождений и фосфоритопроявления Алтае-Саяно-Байкальской складчатой области с крупными месторождениями фосфоритов других регионов	103
Предварительные замечания	103
Форма рудных залежей	106
Фосфатная составляющая рудных тел	108
Текстуры рудных тел	110
Нефосфатные составляющие рудных тел	110
Ближайшие соседи фосфатных залежей	111
Положение фосфоритов в комплексе отложений	115
Заключение	126
Сравнение закономерностей размещения пластовых фосфоритов и стратиформных месторождений цветных металлов	128
О современных фосфоритах	138
Об «эпохах фосфоритообразования»	143
К вопросу об «эволюции фосфоритообразования»	148
К построению гипотез фосфоритообразования	154
Заключение	169
Цитированная литература	172

CONTENT

Introduction	5
The notion of "phosphorite"	8
On the classification of phosphorites	13
General peculiarities in distribution and origin of rich bedded phosphorite deposits	18
Preliminary remarks	18
The environments of phosphate sedimentation	22
The shapes of phosphorite basins and features of adjacent land	23
The position of phosphorite-zone with respect to shore line	32
The depth of basin within phosphorite-bearing zone	33
About tendency in history of basin during phosphorite deposition	34
The conditions of phosphorite-generating environment	37
About tectonic setting of phosphorite-bearing zones	38
The indicators of phosphorite-bearing deposits	46
Preliminary remarks	46
Associative characteristics	47
Component characteristics	51
Diagenetic alterations of phosphorites and phosphate host rocks	69
Preliminary remarks	69
The dislocation of phosphates and alterations in their structural features	76
Silicification of phosphorites	81
Carbonatization of phosphorites	85
Conclusion	101
The phosphorite deposits of Altai-Saijan-Baykal fold-mountain region in comparison with some large phosphorite deposits	103
Preliminary remarks	103
Ore run	106
Phosphatic constituent of ore bodies	108
The texture of ore bodies	110
Nonphosphatic constituents of ore bodies	110
Neighbour layers of phosphorites	111
The location of phosphorites within series of strata	115
Conclusion	126
Comparison of peculiarities in the distribution of the bedded phosphorites and stratified polymetallic deposits	128
Data on recent phosphorites and their interpretation	138
On about "phosphorite epochs"	143
About the "evolution of phosphorite-generating processes"	148
On the hypothesis of origin of phosphorites	154
Conclusion	169
References	172

Эрик Аршавинович Еганов
**ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ**

Ответственный редактор *и.*
Юрий Николаевич Занин

Редактор И. П. Зайцева
Художественный редактор В. И. Шумаков
Художник В. В. Растегаев
Технический редактор Л. В. Кобзева
Корректоры В. В. Бухалова, Н. В. Клопотная

Сдано в набор 8 октября 1973 г. Подписано в печать 12 апреля 1974 г. МН 00538.
Бумага № 2 60×90¹/₁₆. 11,5 печ. л., 11,6 уч.-изд. л. Тираж 1000 экз. Заказ № 197.
Цена 1 р. 16 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.