

**А. В. КАЗАКОВ**

### **ГЕОТЕКТОНИКА И ФОРМИРОВАНИЕ ФОСФОРИТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ<sup>1</sup>**

В статье излагаются некоторые выводы о географическом размещении фосфоритных месторождений, основанные на двух геолого-генетических закономерностях.

В отличие от прежней формально-биолитной теории, автор впервые доказал и экспериментально подтвердил образование фосфоритов, как морских химических осадков из глубинных океанических вод при их трансгрессии на континент.

На примере исследований мезозоя Русской платформы и других территорий автор показал также приуроченность всех фосфоритных месторождений промышленного типа к областям геотектонических депрессий.

Общетеоретическая и региональная геотектоника в работах А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Белоусова и других исследователей достигла высоких ступеней развития. Однако вопрос о формировании месторождений полезных ископаемых в зависимости от геотектонических условий оставался долгое время в тени. В последнее время, в связи с геолого-поисковыми работами для нужд черной и цветной металлургии, а также редких элементов и горно-химического сырья (бор, мышьяк, фосфор и т. д.), геологи все больше и больше стали заниматься этой проблемой. Наиболее ярко это проявилось в области нефтяной и газовой геологии, где на основе работ И. М. Губкина генетическая связь месторождений нефти и газа с геотектоникой («газонефтяные структуры») была выявлена с предельной ясностью и четкостью. Если среди геологов-нефтяников имеет место и общий язык и взаимопонимание роли закрытых структур, как поднятий сводового типа, в формировании газово-нефтяных месторождений, то вопрос о какой-либо связи фосфоритных месторождений с геотектоникой и о формах этой связи до сих пор в генетическом аспекте не ставился.

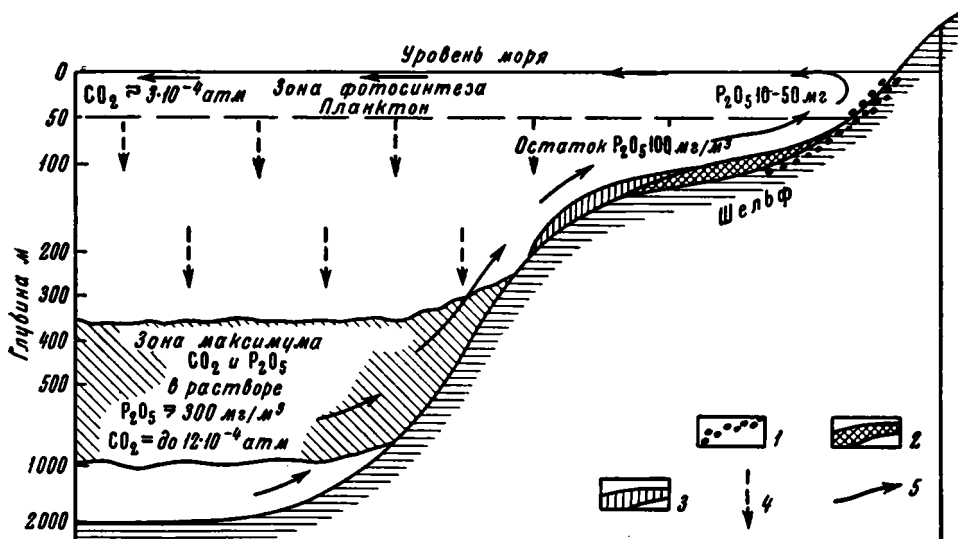
#### **1. Генетические этапы формирования фосфоритных месторождений**

Все месторождения полезных ископаемых осадочного генезиса в своем развитии последовательно проходят ряд генетических этапов, в соответствии с изменением обстановки они образуют новые, равновесные со средой ассоциации слагающих породу минералов. С этой точки зрения правильное представление о генезисе любого осадочного месторождения следует рассматривать не в узких рамках действия какого-

<sup>1</sup> Доклад на Общем собрании Отделения геолого-географических наук 28 марта 1950 г.

либо одного фактора (генетического этапа, обычно сравнительно кратковременного), а во всей совокупности условий образования осадочной породы — от первичного этапа седиментации до конечного этапа формирования месторождений.

Разберем более подробно это принципиально важное положение на частном примере формирования фосфоритных месторождений.



Фиг. 1. Схема образования фосфоритного вещества фосфоритов как морских химических осадков в зоне шельфа в условиях глубинных холодных морских течений.

1 — фашия береговых галечников и песков, 2 — фосфатная фашия, 3 — фашия глинисто-известковых осадков, 4 — падение остатков планктона, 5 — направление течений

В то время как характеристика фосфатной фашии и процесс хемоседиментации фосфоритного вещества фосфоритов был нами выяснен с достаточной полнотой и физико-химической деятельностью (3, 5, 6, 7), дальнейшие стадии и эволюция первичного фосфатного геля до фосфоритных конкреций, пластов и месторождений были еще недостаточно сформулированы. Накопленный материал позволяет в настоящее время сделать в этой области осадочной дифференциации ряд новых дальнейших обобщений и выводов.

В истории развития каждого фосфоритного месторождения следует различать несколько последовательно протекающих генетических этапов.

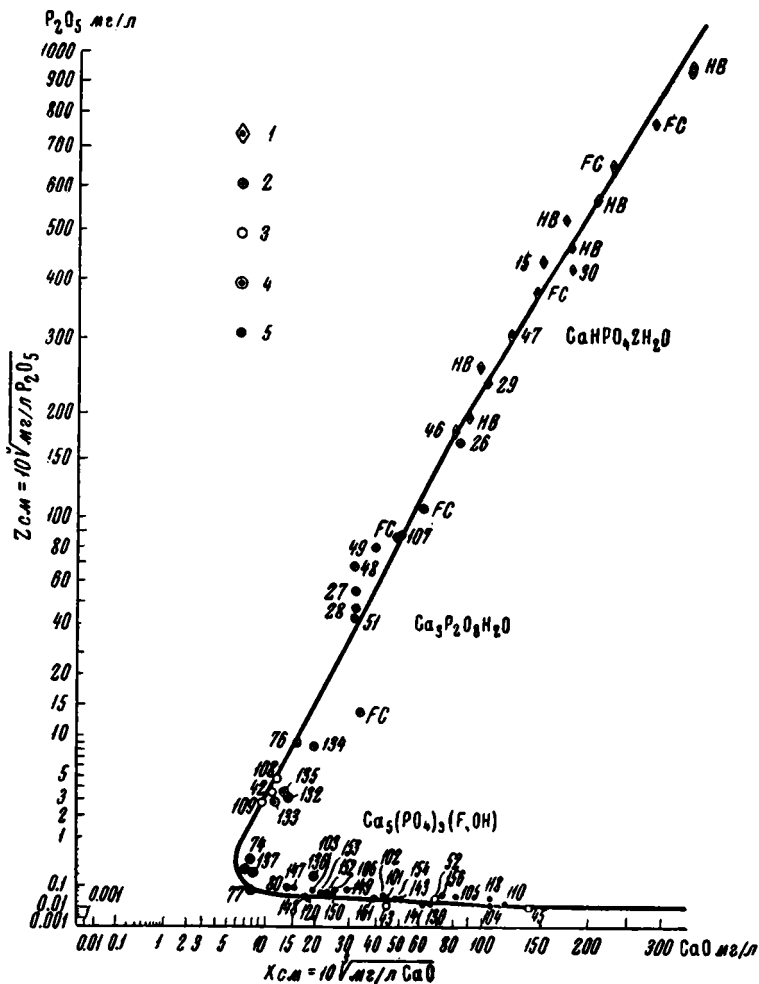
В общем процессе формирования фосфоритных месторождений наиболее ранним этапом является:

а) Первичная хемоседиментация коллоидально-дисперсного фосфата из объема протекающей над шельфом (зоны мелководья) морской океанической воды, одновременно с механическими осадками терригенного обломочного материала разной величины, приносимого с континента (фиг. 1—4).

Как показано нашими специальными работами (5, 6), выпадающий при этом фосфат кальция (первичный гидроксил-апатит) захватывает в свою кристаллическую решетку фтор-ион океанической воды, обычно содержащей около 1 мг/л фтор-иона. Первичный фосфатный осадок при этом превращается в коллоидальный фтор-апатит; рассеянный, наряду с высокодисперсным гомогенным кальцитом, в основной массе осадка «пустой породы» терригенного сноса (фиг. 2—4).

б) Стадия раннего диагенеза. С момента вступления осадка в стадию диагенеза первичный рыхлый осадок, прикрываясь все

новыми и новыми отложениями, постепенно уходит (как бы погружается) в более глубокие горизонты, в зону диагенеза, где первично-рыхлые осадки подвергаются сложному циклу химической дифференциации. В отношении интересующих нас фосфоритных месторождений наиболее важными процессами раннего диагенеза являются: образова-



Фиг. 2. Система  $CaO - P_2O_5 - HF - H_2O$ . Изотерма  $20^\circ C$ .

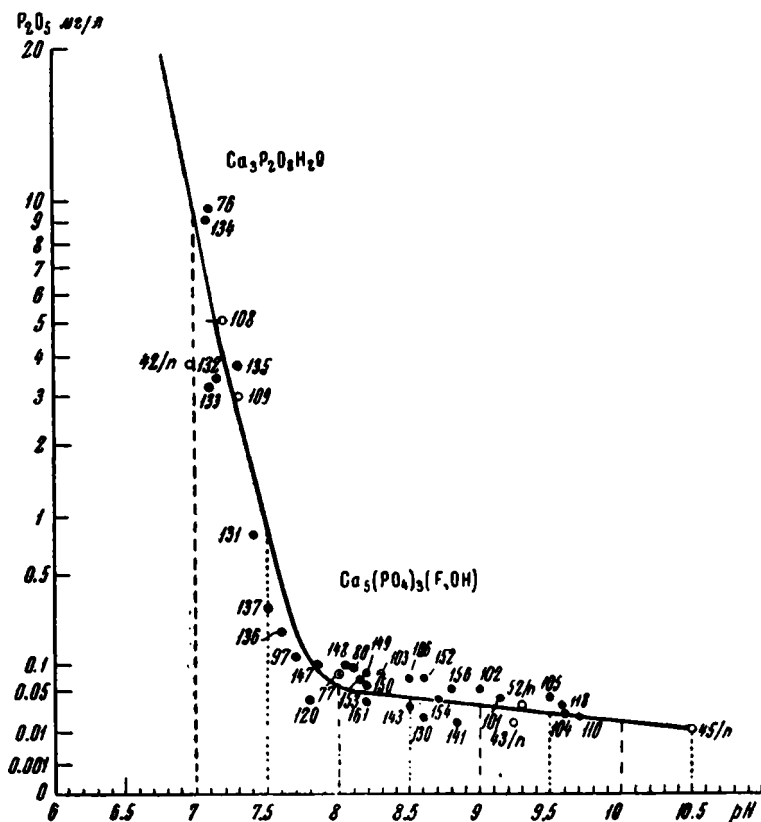
1 — монетит, 2 — трикальций-фосфат, 3 — гидроксилapatит,  
4 — фтор-гидроксилapatит, 5 — фтор-apatит

ние и рост как макроконкреций (фосфориты, кремни, осадочный колчедан и др.), так и микроконкреций (зерна глауконита, железистых оолитов, лептохлоритов и т. п.).

В основе механизма роста конкреций лежит общий закон -- стремление систем уменьшить свою поверхностную энергию путем перекристаллизации в более крупнозернистые агрегаты-фазы и общее свойство крупных кристаллов иметь меньшую растворимость по сравнению с мелкими. Русский термин стяжения (конкреции) довольно четко передает сущность и механизм процесса образования конкреций в стадии раннего диагенеза. Первичные высокодисперсные равномерно рассеянные в толще осадка фосфатные частички через иловый раствор стягиваются к новым центрам кристаллизации (конденсация донных фаз), и после формирования конкреций фосфорита остающаяся пустая поро-

да обычно уже резко обеднена фосфором. Так, обычно киммеридж-оксфордские глины Московской синеклизы содержат всего лишь 0.05—0.10%  $P_2O_5$ , в то время как включенные в них коренные первичные конкреции фосфорита обогащены до 25—30%  $P_2O_5$ .

Химическая дифференциация осадка в стадии раннего диагенеза, в случаях высоко интенсивного процесса первичной хемоседиментации фосфата, может доходить до образования компактных фосфоритных слоев плитного типа.

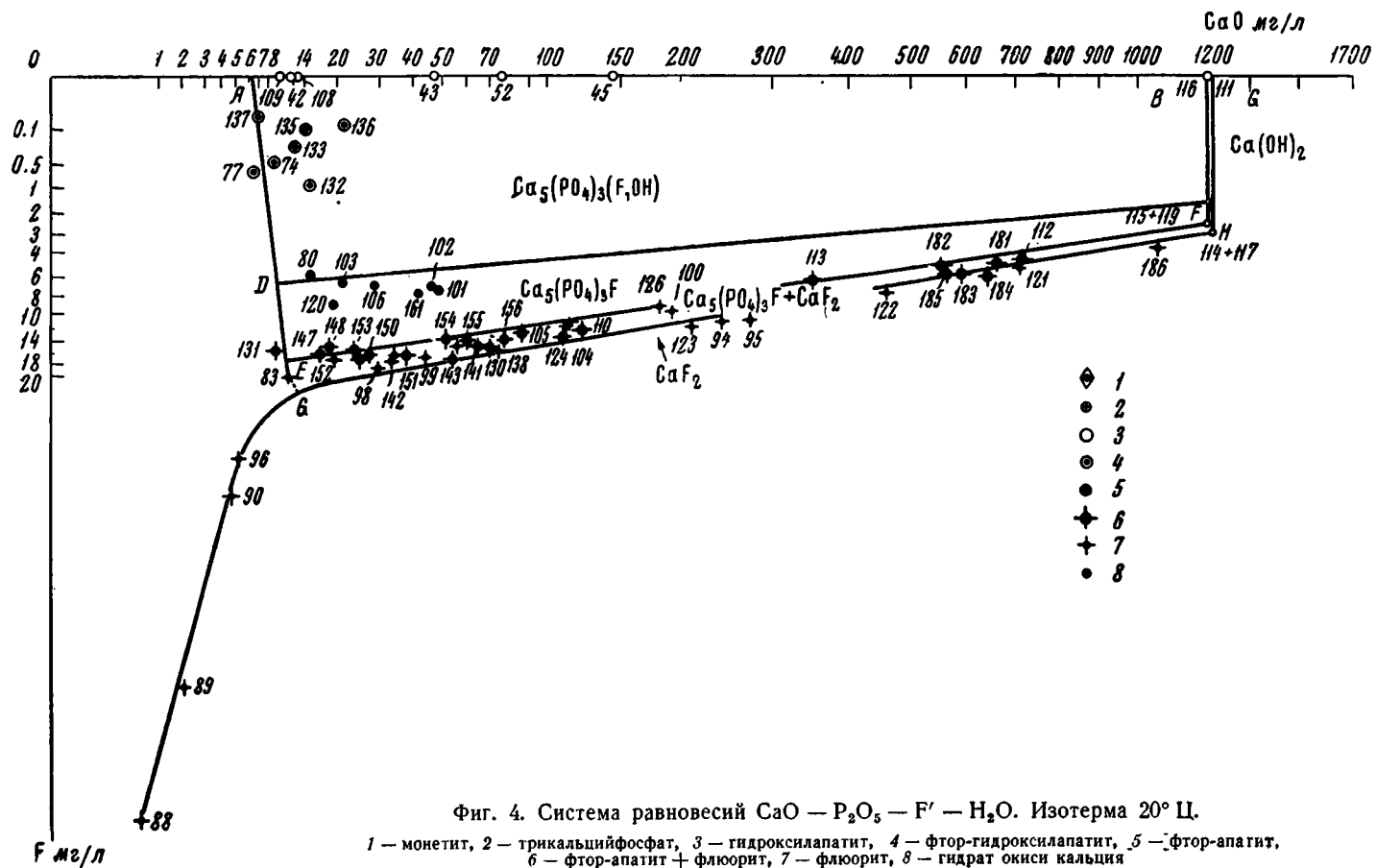


Фиг. 3. Система  $CaO - P_2O_5 - HF - H_2O$ . Изотерма  $20^\circ C$ .  $P_2O_5 = f(pH)$

Обозначения те же, что на фиг. 2

Примером подобного рода могут служить фосфоритные плиты Курска, Цигров (сеноман), Егорьевска («рязанский горизонт»), Верхнекамского месторождения (валанжин), Кара-тау (средний кембрий) и др.

в) Этап позднего диагенеза. Вышеуказанные диагенетические процессы внутрислоевой миграции и перемещения вещества в основном являются следствием биохимического разложения захороненного в осадках органического вещества (детритус). Это приводит, с одной стороны, к увеличению содержания углекислоты (как продукта распада органики) в иловых водах, что снижает pH среды и повышает растворимость и подвижность фосфатов, карбонатов и других минералов. С другой стороны, продукты частичного биохимического распада органического вещества резко понижают окислительно-восстановительный потенциал (ЕН) среды, сообщая ей восстановительный характер и бескислородность. В этих новых и резко отличных от вод морского



седиментационного этапа условиях в осадках возникают и новые специфические минералы — сидериты, осадочный пирит (марказит), продукты редукции сульфат-иона и т. п.

При этом каждой новой фазе-минералу соответствуют свои специфические условия изменяющейся среды — уровни ЕН, рН, ионные концентрации, газовое давление и т. п. В зависимости от глубины погружения осадка, его удаления от кислородной зоны, характер и направление биохимического распада захороненного органического вещества (углекислотное, метановое, водородное и т. п. брожения), а также диапазон экспериментально измеряемых различий диагенетической среды могут изменяться для редокс-потенциала в широких пределах (от +800 милливольт до —600).

Этот диагенетический этап имеет место не для всех месторождений. Так, он обычно слабо развит для песчаных (хорошо аэрируемых) фосфоритных месторождений Курска, Брянска, Актюбы и т. п. и, наоборот, хорошо развит для алевроитово-глинистых осадков юры Северного Кавказа, мезозоя и палеогена восточного склона Северного Урала, Кара-тау и других мест.

г) Позднейшая абразия фосфорит-содержащих осадков обычно приводит к их размыву и сгужению вымытых фосфоритных конкреций различного возраста, в форме выдержанного слоя базального конгломерата, приводящему нередко к формированию промышленных месторождений; португальский базальный конгломерат Московской области, слои фосфоритного галечника брянского сеномана, фосфоритные месторождения Подолии, недавно открытые силурийские месторождения Ленинградской области образуют, например, месторождения в форме слоев фосфоритного гравия-ракушника.

д) Стадия эпигенеза. Наконец, после регрессии моря, осушения водоема, осадок вступает в непосредственный контакт с атмосферой в последний эпигенетический этап осадочного цикла.

Поведение минералов, образовавшихся в осадке в его седиментационной и диагенетической стадиях, резко отличается от стадии эпигенеза. По отношению к платформенным фосфоритам начальные стадии эпигенеза в промышленном аспекте следует считать фактором положительным, приводящим к известному разрыхлению «пустой» цементирующей породы, связывающей отдельные конкреции фосфоритов. В этой обычно окислительной гидролизной эпигенетической среде основные минеральные компоненты вышеуказанного пустого «цемента» (кальцит, осадочный колчедан, кремнистая опал-халцедоновая масса, водные алюмоферросиликаты, сидерит и т. п.) разрушаются, переходят в новые стабильные фазы, обычно с увеличением своего первоначального объема. При этом процессе «цемент» разрушается и дезинтегрируется, высвобождая более устойчивые конкреции фосфорита. Это приводит к значительно более легкому и простому обогащению и эксплуатации фосфоритной руды.

Примерами этого могут служить брянские, егорьевские фосфоритные руды (4), периферийные зоны чувашских, кинешемских и других месторождений.

Наоборот, длительная стадия эпигенеза в подзолистой почвенно-климатической зоне приводит к полному распаду и выносу в грунтовых водах не только «цемента», но и включенных в него фосфоритных конкреций.

е) Этап термодинамометаморфизма. В фосфоритных месторождениях геосинклинального типа, опущенных в процессе позднейшего орогенеза нередко на значительные глубины и прорванных интрузиями, процессы термодинамометаморфизма приводят к еще большему изменению первоначального облика фосфоритной осадочной породы. Так, для среднекембрийского фосфоритного месторождения

Кара-тау (Казахстан), подвергнувшегося позднейшим этапам каледонского и варисского орогенеза, работами П. Л. Безрукова и А. Г. Трухачевой доказано:

а) Переход осадочных фосфоритов в кристаллические «пластовые апатиты» (фиг. 5—7).

б) Переход доломита в диопсид, серпентин, тальк, кальцита — в эпидот.

в) Вблизи гранитных интрузий в фосфоритных пластах прослеживаются гидротермальные процессы — новообразования халькопирита, галенита, флюорита, мусковита, молочного кварца и т. д.

Резкие черты метаморфизма осадочных фосфоритов обнаружены в последние годы работами Государственного института горно-химического сырья на территории Сибирской платформы (силур бассейна р. Лены, кембрий Восточных Саян).

Указанные выше «генетические этапы» формирования фосфоритных месторождений имеют более общее значение и, как процессы по существу относятся ко всем месторождениям полезных ископаемых осадочного генезиса, отображая в каждом генетическом этапе эволюции месторождения свои специфические особенности и отличия (пример ряда железорудных месторождений и т. д.).

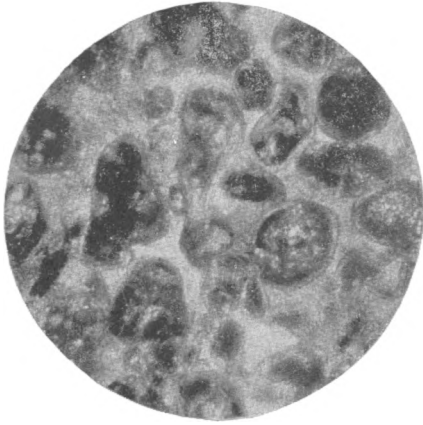
## 2. Локализация фосфоритных месторождений Русской платформы

Мезозойские осадки Русской платформы и входящей в ее состав Московской синеклизы достаточно полно изучены многочисленными работами советских геологов как в стратиграфическом, так и в геотектоническом аспекте. В последние годы, в связи с постановкой бурения глубоких опорных скважин, много ценных фактических данных внесли нефтяники. Все это на фоне уже опубликованных детальных региональных структурных карт, нередко с изопакитами, изогипсами контактов, фациальными карточками и палеогеографическими схемами, позволило уточнить наши представления о палеорельефе мезозойских осадков платформы. С другой стороны, проведенные нами обширные работы по литологии осадков мезозоя в пределах Московской синеклизы позволили уточнить и фациальный характер развитых здесь осадков по отдельным стратиграфическим горизонтам верхней юры и нижнего мела (фиг. 8). Все это создало благоприятную предпосылку для выявления закономерностей локализации платформенных месторождений фосфоритов, их качества, продуктивности, мощности и т. п. во взаимосвязи с палеорельефом, т. е. в конечном счете — с региональной геотектоникой.

Если посмотреть на локализацию наших платформенных фосфоритных месторождений, то бросается в глаза основная закономерность — их подчиненность в структурном отношении главнейшим депрессионным зонам — синеклизам, прогибам, мульдам, открытым в океанический бассейн. Так, многочисленные платформенные промышленного типа фосфоритные месторождения (Верхнекамское, Костромское, Татарской и Чувашской АССР, Ульяновского Поволжья, Подмосковного района, Саратовско-Сызранского Поволжья) оказались в своем формировании подчиненными в основном общему структурному плану развития и стабилизации Московской синеклизы, открытой в Северный Ледовитый океан (район Печорского моря и устья р. Печоры).

Это хорошо видно на палеогеографической карте А. Н. Мазаровича (8) для келловей и оксфорда Русской платформы (фиг. 11), картах А. Д. Архангельского и А. Н. Розанова для портланда и аквилона и др.

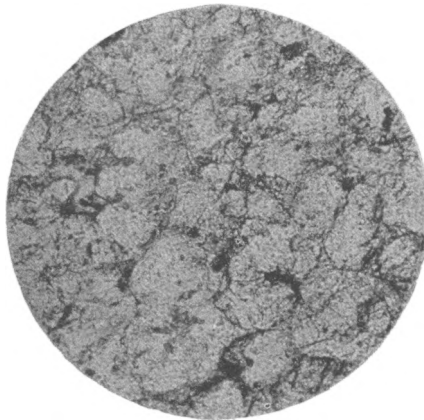
Если мы обратимся к сеноманским фосфоритным месторождениям Европейской части СССР, то почти все из них подчинены в структурном отношении Днепровско-Донецкой (Украинской) мульде (Курск, Щигры, Брянск, Воронеж и др.), которая через низовья Волги, При-



**Фиг. 5.** Фосфорит нормальный осадочный, оолитовый с карбонатным цементом. Чулак-тау.



**Фиг. 6.** Фосфорит этапа динамометаморфизма (осветление, рассланцевание и перекристаллизация аморфного фосфата в мелкокристаллические зерна апатита). Чулак-тау.



**Фиг. 7.** Фосфорит этапа термодинамометаморфизма (осветление и глубокая перекристаллизация в крупнозернистый апатит). Чулак-тау.

каспийскую депрессию, сообщалась с морскими бассейнами Средней Азии и мировым океаном — Тетис.

Аналогичную закономерность и приуроченность формирования фосфоритных месторождений к контурам открытых в океан структурных депрессий можно усмотреть и для целого ряда других месторождений (палеогеновые фосфориты Тургайского пролива, мезозойские фосфориты Ленско-Вилуйской депрессии, селеукские фосфориты в контурах Западноуральского предгорного прогиба, фосфориты Кара-тау и т. д.).

### 3. Московская синеклиза и фосфоритные месторождения

Анализ фактического материала по распределению фосфоритных месторождений в структурных контурах Московской синеклизы и геологический возраст главнейших этапов развития этих месторождений показан в сводной таблице 1.

Таблица 1

#### Локализация главнейших мезозойских фосфоритных месторождений Московской синеклизы

Фосфоритные месторождения Московской синеклизы	Геологический возраст первичной хемоседиментации фосфата и образования коренных фосфоритных конкреций (стадия диагенеза) <sup>1</sup>
1. Верхнекамское (бассейны Кобы и Сысолы)	Портланд — аквилон — <i>валанжин</i>
2. Костромское Поволжье	Келловей — оксфорд — киммеридж — портланд — <i>аквилон</i> — <i>валанжин</i>
3. Бассейн р. Ветлуги	Келловей — оксфорд — киммеридж — портланд — <i>аквилон</i> — <i>валанжин</i>
4. Чувашская АССР (бассейн р. Суры, Пьяны)	Келловей нижний — оксфорд верхний — киммеридж — портланд — <i>валанжин</i>
5. Татарская АССР	Киммеридж — портланд — <i>аквилон</i> — <i>валанжин</i>
6. Ульяновск — Сызранское Поволжье	Келловей — оксфорд — киммеридж — портланд — <i>аквилон</i> — <i>валанжин</i>
7. Пензенская обл. (Рыбкино и др.)	Келловей — оксфорд (?) — <i>валанжин</i>
8. Подмосковский район	Келловей — оксфорд — киммеридж — <i>портланд</i> — <i>аквилон</i> — <i>рязанский горизонт</i>

<sup>1</sup> Геологический возраст окончательного формирования месторождения, включая абразионный размыв подстилающих толщ последующей трансгрессией и сгружение фосфоритного галечника в слой, выделен курсивом.

Из этой таблицы пространственного и возрастного распределения мезозойского фосфоритообразования вдоль структуры Московской синеклизы вытекают следующие принципиальные выводы:

## 1) Геологический возраст

Как теперь выяснилось, геологическое время формирования всех этих фосфоритных месторождений не отвечало какому-либо одному моменту в истории развития этой крупной синеклизы, а соответствовало ряду последовательно и закономерно протекавших геологических этапов как в развитии самой структуры в целом, так и связанных с ней фосфоритных месторождений.

Этот крупный мезозойский морской осадочный цикл Московской синеклизы, в своей осадочной дифференциации приведший к фосфоритообразованию и формированию фосфоритных месторождений, начался еще на ранних этапах верхнеюрского осадочного цикла (келловей — оксфорд), а четкое «фосфоритное» продолжение его прослеживается в этой структуре еще в валанжине нижнего мела.

Так например, для региона Московской синеклизы стадия первичной хемоседиментации фосфата и диагенетическая фаза образования первичных коренных фосфоритных конкреций протекала в течение длительного времени — от нижнего келловей до валанжина включительно, а главные этапы абразивного формирования «фосфоритных слоев» (месторождения) отвечают сравнительно коротким моментам геологической истории — веку портланда зоны валанжин, а также начальным этапам нижнего мела, когда вследствие крупных трансгрессий размывались верхнеюрские фосфорит-содержащие осадки и заключенные в них первичные коренные фосфориты переходили в форме базального конгломерата во вновь сформированные фосфоритные слои.

## 2) Синеклизы как транспортные пути подвода океанических фосфатных водных масс на платформу

Ранние этапы фосфоритообразования в пределах Московской синеклизы соответствуют максимуму трансгрессии юрских морей. Эти верхнеюрские месторождения локализируются в наибольшем удалении от Северного Ледовитого океана, как очага трансгрессии на Русскую платформу и источника мобильных фосфатов.

Наоборот, наиболее поздние этапы интенсивного фосфоритообразования (валанжин) соответствуют сокращению общей трансгрессии, и фосфоритные конкреционно-пластовые богатые месторождения неокома Московской синеклизы локализируются в наибольшей близости от океанической береговой линии — бассейн рек Сысолы, Вычегды, верховьев Камы, Вятки, Печоры.

Расположенные к югу регионы, удаленные от Северного Ледовитого океана, как основного ресурса растворимых мобильных фосфатов для всего северо-востока Русской платформы, теряют в неокоме фосфоритообразование, переходя в грубопесчаные, практически лишённые фосфоритов осадки (бассейн верхней Волги, Московская, Владимирская области) или формируясь в галечниковые фосфоритные слои типа базального конгломерата (за счет ранее образованных фосфоритных конкреций, например, Пензенской области и т. д.).

Таким образом, открытые, сообщающиеся с океаном синеклизы, как одна из форм платформенных широко развитых тектонических структур, с точки зрения фосфоритообразования следует рассматривать как основные транспортные пути перемещения океанических фосфатизированных водных масс, на платформы, с последующей разгрузкой (кристаллизацией) растворенных фосфатов вдоль шельфов этих синеклиз.

### 3) Внутриформационные сводовые поднятия

Здесь же необходимо остановиться на значении для платформенного фосфоритообразования внутриформационных (в пределах синеклиз) тектонических сводовых поднятий. В нефтяной геологии обычно эти положительные структуры, способствуя коллектированию в кровле сводов нефти и газов, служат объектом усиленных поисков для последующего бурения. Опыт фосфатной геологии приводит скорее к обратному выводу.

Вдоль всех известных платформенных синеклиз (Московская, Днепровско-Донецкая, Ульяновско-Саратовская с ее Ветлужским прогибом, северная окраина Прикаспийской депрессии с Иргизской впадиной) в той или иной степени развиты фосфоритные месторождения. Наоборот, во всех известных платформенных внутриформационных региональных сводовых поднятиях мы встречаемся обычно с затуханием фосфоритообразования и даже с полным его прекращением, как морским хемосидиментационным процессом. Примером этому служат Вятские поднятия, Саратовско-Пензенское поднятие, Алатырь-Горьковские поднятия в верховьях р. Унжи (Кологрив — Солигалич), поднятия по юго-западной и юго-восточной окраинам Кинешемской мульды, Свияжск-Тетюшское поднятие по северной окраине Ульяновско-Саратовской синеклизы и другие.

### 4) Осевые зоны синеклиз

Оптимальные условия фосфоритообразования приурочены к определенным топографическим зонам шельфа (зоны мелководья), где и происходит садка фосфата из протекающей по шельфу океанической воды. В более глубоких частях синеклиз, выполненных алевритово-пелитовыми осадками (их осевые части и т. п.), условия для садки фосфата неблагоприятны. Примером этого могут служить бесфосфатные осадки оксфорд-кимериджских известковистых глин ряда районов южной и средней частей Московской синеклизы, в то время как их периферийные более мелководные зоны заметно фосфатизованы. То же имеет место для сеноманских фосфоритов Днепровско-Донецкой мульды, где в осевой части структуры (скважина г. Харькова) имеет место выклинивание фосфоритного слоя, а в периферийных северных зонах (Брянск, Жиздра) — сеноманский фосфоритный слой развит в максимальной мощности.

### 4. Роль трансгрессий и регрессий

В предыдущем изложении отмечалась роль трансгрессий как фактора абразионных процессов и формирования «фосфатных слоев галечного типа».

Однако было бы неправильно сводить всю значимость трансгрессий в вопросе фосфоритообразования только к механической абразионной деятельности, к формированию основного базального конгломерата. Как уже выше было отмечено, прогибание и формирование открытых (в океанический бассейн) синеклиз является главнейшим актом, вызывающим перемещение океанических вод по синеклизам на платформы. Таким образом, самая динамика океанических вод (трансгрессия), возникновение самих донных течений является прямым, принципиально важным следствием платформенной тектоники. В регрессиях мы видим процессы противоположного порядка; те или иные внутриформационные поднятия в контурах синеклиз приводят к обратному перемещению водных масс в океан, к обмелению. Шансы на фосфатообразование в этой обстановке чрезвычайно суживаются. Ярким примером этому может служить последовавший за валанжинской трансгрессией век готерива-баррема Русской платформы, с их бесфосфатными осадками.

## 5. Гранулометрический анализ осадков «по методу кварца» (палеогеографический метод реконструкции палеорельефа)

Теснейшая связь между тектоническими факторами, формированием палеорельефа (синеклизы, внутрiformационные поднятия сводовой структуры и др.) и локализацией фосфоритных месторождений прослеживается еще глубже и проявляется в закономерностях связи гранулометрического состава терригенных компонентов фосфоритов и вмещающих пород с их минералогическим и химическим составом. Качество фосфоритов зависит от деталей палеорельефа, т. е. в конечном счете от платформенной тектоники (главным образом).

С этой целью нами была разработана применительно к фосфоритам специальная методика — гранулометрический анализ по кварцу.

Сущность метода состоит в следующем. Осадок особым способом подвергается последовательной обработке царской водкой и раствором едкого натра для полного удаления всех диагенетических продуктов и сохранения в промытом «нерастворимом остатке» лишь устойчивых обломочных зерен (главным образом зерен кварца). Полученный «нерастворимый остаток» после гидравлической и ситовой классификации по размеру зерен и определения процента выходов по фракциям пересчитывается на «среднюю медиану кварца» в микронах для гранулометрической характеристики данного осадка единой цифрой. При этом оказалось, что во всех случаях периферийные, обычно приподнятые части фосфоритных месторождений юры и нижнего мела Русской платформы обнаруживают одну и ту же направленность фациального изменения.

Так, в этих приподнятых зонах палеорельефа периферийных частей месторождений для фосфоритов глинистого типа мезозоя платформы (Вятка, Кинешма, Чувашия и т. п.), кроме увеличения размера кварцевых зерен (их средней медианы —  $M_2$ ), в осадках наблюдается появление или относительное увеличение процента содержания глауконита, снижение количества  $P_2O_5$ , увеличение нерастворимого остатка и процента  $Al_2O_3 + F_2O_3$ . При дальнейшем подъеме палеорельефа (обмеление бассейна) зерна глауконита обычно переходят в тип железистых глауконитов и, наконец, в железистые оолиты или овоиды. В конечном счете осадки переходят в фациальный тип железистых грубозернистых слабофосфатизированных песчаников (Верхнее Поволжье, южные окраины Рязанской области и т. п.).

Как пример, в таблице 2 мы приводим наш сводный материал, иллюстрирующий изменение гранулометрического состава и качества валанжинских осадков (фосфоритов и вмещающих пород) по мере движения с севера на юг вдоль Среднерусской синеклизы и пересечения ею зон внутрiformационных поднятий сводового типа.

Из таблицы 2 ясно видно, что удаление от Северного Ледовитого океана на юг, в глубь континента, в пересечение Московской синеклизой зон внутрiformационных поднятий, вызывает общую тенденцию укрупнения гранулометрического состава осадков и деградацию фосфоритообразования — ухудшение качества и снижение продуктивности. В северных окраинах Московской синеклизы (Верхнекамское месторождение, бассейн Сысолы и другие) продуктивность валанжинского фосфоритного слоя и его качество достигают максимальных величин —  $250 \text{ кг/м}^2 P_2O_5$  при среднем содержании в конкрециях  $26^2\text{--}28\% P_2O_5$ ; осадки характеризуются тонкозернистостью (ср. медиана кварца = 60 микрон); развиты типичные алевролитовые глауконитово-слюдистые осадки.

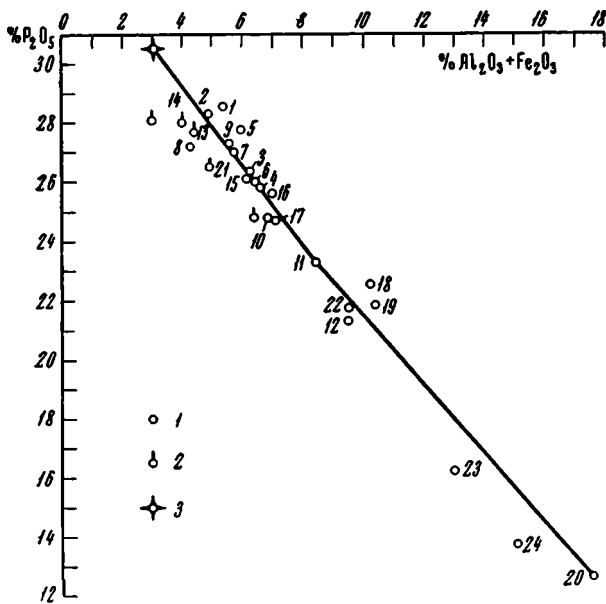
На широте Михайлов — Рязань — Пенза валанжинские осадки, перекрывающая зону поднятий, выражены уже в резко мелководной прибрежной фации средне- и крупнозернистых кварцево-слюдистых песков (с  $M =$  от

## Изменение фациальных показателей осадков валанжина с севера на юг вдоль Московской синеклизы и пересечения ею зон внутриформационных поднятий

Пункты наблюдений	Средняя медиана зерен обломочных минералов кварца (в микронах)	Число точек	Продуктивность фосф. слоя (кг/м <sup>2</sup> P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	Глауколит (в %)	Железные оолиты (в %)	Фосфориты коренные (в %)		
						P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1. Бассейн р. Сысолы .	60	—	—	—	нет	26—28	10.5—7.5	3.3—4.3
2. Верховья рек Камы и Вятки .	60	8	250	—	—	—	—	—
3. Южнопериферийная часть .	78	5	150	—	—	24—25	13—12	5.4—4.7
4. Ветлужско-Сурский прогиб (Курмыш) .	35	5	—	—	—	19—23	—	5—8
5. Река Унжа — среднее и нижнее течение .	100	5	—	—	—	18—20	30—20	20—30
6. Чувашская АССР .	38	4	—	—	—	19—21	—	8—12
7. Ульяновско-Сызранский прогиб .	60	3	—	—	—	—	—	—
8. Кинешма .	126	3	—	нет	до 30	—	—	20—30
9. Окрестности Москвы .	181	6	—	2	0	сл.	—	—
10. Пензенская область, Мордовская АССР .	190	4	—	нет	10	17—20	35—20	5—3
11. Бассейн р. Прони .	245	13	5	—	0—5	10—14	} 70—50	3—2
12. Рязань (Новоселки) .	425	6	—	—	—	12—13		
13. Шатрищи .	392	—	0.5	—	ед.	10—14		
14. Бассейн верхней Волги	Осадки валанжина абрадированы гетеринской трансгрессией							
15. Периферийная область поднятия южной половины Тульской и Рязанской областей .	172	—	0	нет	0	Область развития типично-континентальных мелкозернистых ожелезненных кварцево-глинистых песков и каолиновых песчаников		

200 до 425 микрон) и резко ослабленным фосфоритообразованием (район Михайлов — Пронск около 5 кг/м<sup>2</sup> P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> для редко рассеянных в толще песков песчанистых коренных фосфоритов «кругляшей»). Еще далее на юг, в сторону поднятия Тула — Орел — Воронеж, валанжинские морские осадки вообще исчезают, замещаясь континентальными пресноводными осадками мелко- и среднезернистых ожелезненных, обычно косослоистых песков и песчаников с каолиновым цементом («пекля»), совершенно лишенных какой-либо фосфатизации.

Закономерное изменение фациальных показателей морских осадков (средняя медиана обломочных зерен кварца, продуктивность фосфоритных слоев в  $\text{кг/м}^2$   $\text{P}_2\text{O}_5$ ; процент содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  в фосфоритах и т. д.) прослеживается еще глубже и отображается в четких закономерностях соотношений окислов как в самой осадочной породе в целом, так и в подчиненных ей фосфоритовых слоях. Так, в виде примера, мы приведем



Фиг. 8. Коррелятивное соотношение  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  для верхнекамских фосфоритов.

1 — мытый, 2 — флотконцентрат, 3 — предел обогащения

коррелятивную функциональную зависимость содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от содержания  $\text{P}_2\text{O}_5$  в глауконитово-слюдистых фосфоритах валанжинского возраста (фиг. 8), что в свою очередь в основном является следствием влияния палеорельефа морского дна валанжинского бассейна Московской синеклизы.

Этим, в частности, опровергается утверждение ряда зарубежных ученых (Вейншенк, Г. Розенбуш, Г. Шнейдерхен) об отсутствии в осадочных породах (в отличие от магматогенных) закономерностей фациального парагенеза, минералогической ассоциации,

закономерности химических соотношений между окислами и т. д.

Подобного рода ложные утверждения, к сожалению, имеют место и среди некоторых русских ученых. Так, в руководстве А. Н. Заварицкого «Введение в петрографию осадочных пород» (2) говорится: «В изменении химического состава осадочных пород при переходе от одних типов к другим нет тех правильных закономерностей, какие мы наблюдаем в породах изверженных» (стр. 8). И далее: «Существенные минералы осадочных пород образуют между собой смеси, в составе которых нет определенных закономерностей» (стр. 9).

В сущности, если быть последовательным и исходить из этих позиций, мы неизбежно приходим к отрицанию учения о фациях осадочных пород и невозможности построения каких бы то ни было прогнозов как в области географического размещения месторождений полезных ископаемых осадочного генезиса, так и в сфере закономерностей их качества и продуктивности.

## 6. Ритмы мезозойского осадконакопления в пределах Московской синеклизы (по методу средних медиан кварца)

Хорошо изученный литолого-стратиграфически мезозойский комплекс осадков Московской синеклизы дает богатейший материал для углубленного изучения закономерностей вопроса о ритмах осадконакопления, построения эпейрограмм движений земной коры в каждом регионе и опыта использования ритмодиаграмм для целей стратиграфической корреляции осадков.

Как известно, ритмы осадконакопления в основном являются отображением ритмов колебательных движений земной коры. В. В. Белоусов (1938 и 1944 гг.) один из первых показал, что план вертикальных движений разных знаков земной коры данного региона может быть реставрирован с помощью карт равных мощностей синхронных осадков (изопахит). Он пришел к этому выводу, исходя из принципа компенсации колебательных движений земной коры процессами накопления и размыва. В силу этого принципа компенсации мощность осадков в первом приближении принимается равной размеру (амплитуде) тектонического погружения земной коры. Несколько позже (1949 г.) А. Б. Ронов уточнил этот метод, заменив мощности осадков на их объем (произведение мощностей осадков на их площадь распространения, с поправкой на коэффициент сжатия). Это так называемый объемный метод.

Оба автора тем не менее приходят к выводу, что «ведущим методом исследования истории колебательных движений земной коры является метод, опирающийся на изучение мощностей и фаций отложений».

Исходя из этой двухсторонней предпосылки (мощности и фации), мы пытались упростить качественный анализ и построение ритмограмм.

Мы взяли за основу фациальный облик осадков, в первую очередь, их гранулометрический состав в этап субаквальной седиментации, когда осадок еще не изменен позднейшим этапом диагенеза (рост микро- и макроконкреций и т. п.). Таким образом, в качестве цифрового фациального показателя осадков принимается их гранулометрический состав, отображенный величиной «средней медианы кварца», как наиболее удобного для наших целей обломочного материала терригенного сноса. Этот прием основан на предпосылке, что при гидродинамическом разносе приносимой в осадочный бассейн поступающей с суши терригенной мути и волновом ее длительном перемыве выше «базиса действия волн» должна происходить неизбежная сортировка и переотложение зерен обломочного материала по их размерам и глубинам «пространства возможного накопления».

Механический состав осадка в каждом данном пункте морского дна зависит от гидродинамического режима (направление морских течений, ход приливно-отливной волны, характер волнения и т. д.), что, в свою очередь, является следствием рельефа морского дна и очертаний берега.

Как считает М. В. Кленова, «на выровненном ровном подводном склоне прямой береговой линии механический состав осадка меняется постепенно, по мере увеличения глубины; песок сменяется илистым песком, последний — песчанистым илом, и т. д.», т. е. гранулометрический состав осадка меняется строго пропорционально глубине. К этому типу должен приближаться и плоскоравнинный характер платформенных, сравнительно мелководных, мезозойских бассейнов с их пологим рельефом.

Таким образом, в данном частном случае по отношению к мезозойским осадкам Московской платформенной синеклизы гранулометрический состав осадков (средняя медиана кварца) в первичный их этап седиментации в общих чертах отображает глубины осадочного бассейна. На этом основании мы позволили себе сделать опыт построения ритмограмм по гранулометрическим показателям и реставрацию облика палеорельефа исследуемого региона.

По отношению к территории средней и южной частей Московской синеклизы для мезозоя (верхняя юра и нижний мел) четко различаются восемь гранулометрических ритмов (циклов) осадконакопления (таблица 3 и фиг. 9).

Из этих ритмов (циклов), кроме первого и второго, наиболее резко выраженными (ритмы первого порядка) являются портландский (зона *Virg. virgatus*) и два валанжинских («рязанский горизонт» и средний валанжин), начинающиеся большей частью абразионным галечниковым

**Гранулометрические ритмы осадков мезозоя в пределах средней и южной частей Московской синеклизы**

Начало трансгрессии	Максимальное погружение	Регрессия и частичное отступление моря	
		начальные этапы	конечные этапы
8) Верхний готерив Песчаные осадки с железистыми оолитами и базальным конгломератом с фосфоритами большей частью галечного типа	Верхний готерив Для северных депрессионных частей типичны глины с мергелевидными глинисто-сидеритовыми конкрециями с <i>Simbirskites versikolor Traut.</i>	—	Баррем
7) Валанжин средний (низы)	Валанжин Алевролиты глауконитово-слюдистые с фосфоритами	Валанжин верхний	
6) Валанжин нижний (рязанский горизонт) Пески железистые глауконитово-оолитовые с фосфоритами галечникового типа, большей частью плитной текстуры	Рязанский горизонт „Глина бурая“ в кровле фосфоритового слоя	Валанжин нижний	
5) Аквилон (низы зоны <i>Kashpurites vulgens Traut.</i> ) Глауконитовые песчаные осадки	Аквилон Зона <i>Cr. okensis Nik.</i> Зона <i>Cr. sulditus Tr.</i> Зона <i>Cr. garniericegas catenulatum Fisch.</i> Алевриты глауконитово-слюдистые фосфатизованные	Аквилон	Аквилон (зона <i>Cr. podiger</i> )
4) Портланд (зона <i>Virgatites virgatus</i> ) Глауконитово-слюдистые пески трансгрессивного залегания с базальным фосфоритным конгломератом	Алевролитовые глауконитовые слюдястые осадки с коренными фосфоритами (зона <i>Virgatites virgatus</i> )	Портланд (слои с <i>Nikitinella nik.</i> ) Глауконитово-слюдистые пески с галечными фосфоритами, но обычно без коренных конкреций	—
3) Портланд (низы зоны <i>Per. panderi Eichw.</i> )	Портланд (зона <i>Per. panderi</i> ) сланцевая толща	—	—

Начало трансгрессии	Максимальное погружение	Регрессия и частичное отступление от моря	
		начальные этапы	конечные этапы
2) Келловой средний (низы) и верхний	Оксфорд нижний и верхний, киммеридж Глины карбонатные глауконитово-слюдистые	Портланд (ветляндский горизонт), нижний портланд Поволжья	—
1) Бат Песчаные осадки	Келловой нижний Алевриты слюдистые	Келловой нижний	Келловой средний
Зона <i>Parkinsonia württembergica</i> Opp.	Зона <i>Cadoceras elatmae</i> Nik.	Песчаные осадки, слой с <i>Keplerites ex. gr. goweri</i> Sow.	Песчаные отложения с железисто-оолитовыми мергелями

фосфоритным слоем. На повышенных отметках палеорельефа, главным образом в южных частях Московской синеклизы, и готеривский ритм начинается нередко базальным конгломератом из галек фосфорита разновозрастных генераций.

На диаграмме (фиг. 9) представлены ритмы мезозойского осадко-накопления в координатах времени (геологические индексы) и гранулометрии осадков («средняя медиана кварца» зерен обломочных минералов, в микронах).

Таким образом, мы можем прийти к следующим выводам.

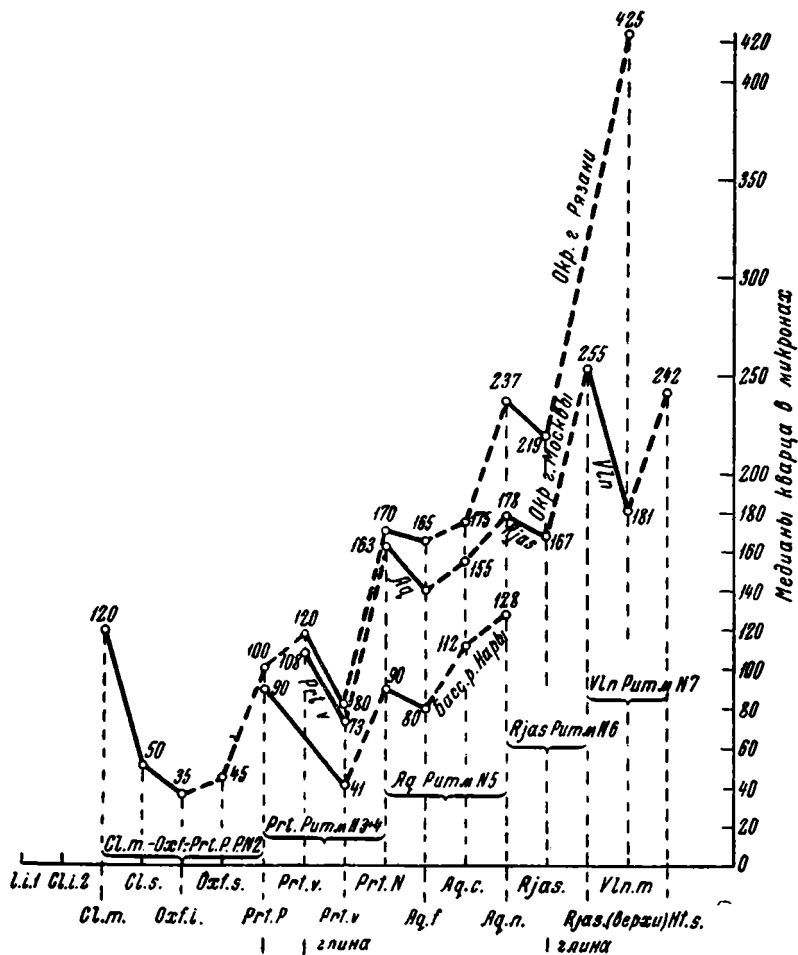
1) Для всей средней и южной частей Московской синеклизы элементы ритмов (начало трансгрессии, максимальное погружение и регрессия) хронологически совпадают. Это указывает на одновременность колебательных движений одного и того же знака для всей изученной территории средней и южной частей Московской синеклизы.

2) Фосфоритообразование во всех случаях приурочивалось к элементу ритма, отображающего этап трансгрессии. Наоборот, деградация фосфоритообразования — к этапам регрессии.

3) Геотектонический режим северных окраин Московской синеклизы (Верхнекамско-Сысольский район) существенно отличался от ее средней и южной частей. В Подмосковном бассейне для неокома имеет место тенденция восходящих движений, в северном Верхнекамском районе, наоборот, для данного времени характерна тенденция погружения и отложения наиболее тонкозернистых осадков.

4) Генетически конкреции мергеля, фосфорита, сидерита, бурых железняков, колчедана и т. п. представляют собой участки вмещающей породы, зацементированные в процессе диагенеза тем или иным веществом из иловых растворов. Поэтому гранулометрия кварцевых зерен конкреций обычно совпадает с гранулометрией кварцевых зерен самой вмещающей породы. Это обстоятельство дает большое преимущество нашему методу построения ритмограмм по методу медиан кварца. Общеизвестно, что в природе сравнительно редко сохраняются истинные мощности осадков (влияние процессов абразии, эрозии и т. п.), что, естественно, ограничивает применимость метода изопахит В. В. Белоусова, а следовательно, и его варианта — объемного метода А. Б. Ронова. В нашем же случае применения гранулометрического метода построения

ритмограмм сохранность полной истинной мощности осадков в сущности не имеет такого решающего значения. Больше того, гранулометрический метод особенно ценен для реставрации литологического облика размытых слоев, от которых нередко остаются только реликты в форме переотложенных галек фосфоритов и других конкреций.



Фиг. 9. Ритмограммы (эпейрограммы) мезозоя Подмосквового бассейна (по данным гранулометрии осадков). Сплошной чертой обозначена трансгрессия, прерывистой — регрессия

Гранулометрический метод медиан кварца оказался весьма чувствительным. Так, по этому методу в пределах обнажения достаточно четко отбиваются такие детали, как все три зоны аквилона (ср. фиг. 9); при этом нижняя фульгенсовая зона оказывается наиболее тонкозернистой, катенулятовая — во всех случаях несколько более крупнозернистая, а верхняя нодигерова имеет наивысшее значение медианы кварца.

5) Эволюция всех ритмограмм, а следовательно, и эпейрогенических движений земной коры, в верхнеюрское и частью в нижнемеловое время для большей части территории Московской синеклизы имела определенную направленность. Продолжительность каждого ритма, соответствующая ему мощность осадков и средняя глубина бассейнов с ходом геологического времени уменьшались; наоборот, крупность обломочных

зерен и связанная с этим мелководность бассейнов возрастали. Эпейро-генические колебательные движения земной коры и масштаб фосфоритообразования имели затухающий характер. Юрско-меловой осадочный мегацикл перед новой верхнемеловой альб-сеноманской трансгрессией подходил к своему завершению и заканчивался в пределах Московской синеклизы по преимуществу континентальными осадками апта.

## 7. Геотектонический режим формирования пермских месторождений фосфоритов США

Для сопоставления геотектонического и общего литолого-генетического режима фосфоритных месторождений Русской платформы с мировыми месторождениями фосфоритов зарубежных стран большой интерес представляют США с их крупнейшими месторождениями фосфоритов геосинклиального типа, приуроченными к осадкам пермского возраста. Анализ большого фактического материала, колонок и карт опубликованной в 1928 г. работы Д. Кондита (13) позволяет сделать следующие выводы и обобщения.

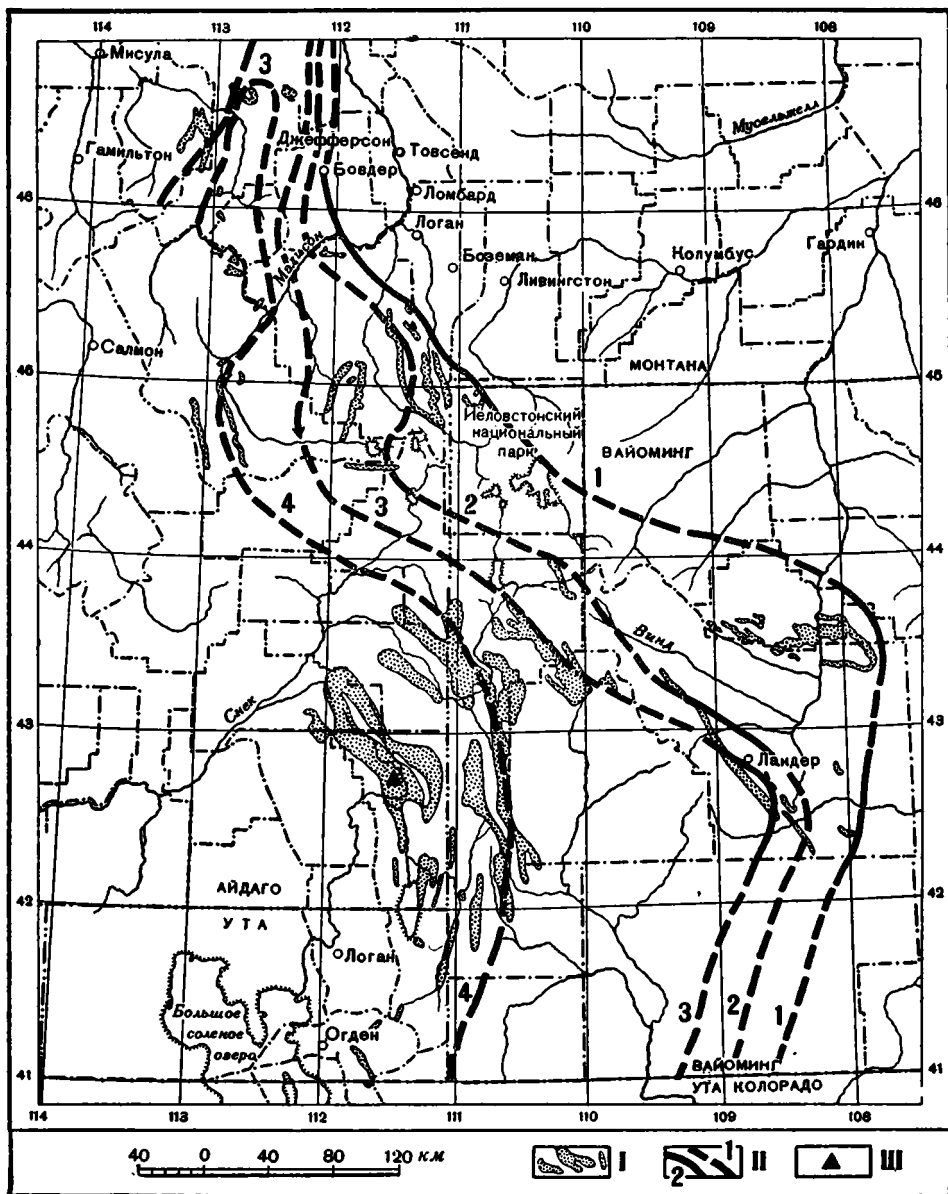
1) Карта локализации фосфоритных месторождений и приведенные в ней изопахиты мощностей фосфоритных слоев (фиг. 10) четко указывают на приуроченность всех пермских фосфоритных месторождений Скалистых гор США к обширной меридионально вытянутой депрессии геосинклиального типа, ограниченной зонами крупных региональных поднятий: с северо-востока Канадским щитом, а с востока — палеозойскими поднятиями Аппалачских гор (орогеническая зона каледонид).

2) Палеогеографически реконструированная форма рудного тела представляется в форме меридионально вытянутой огромной плоской линзы с мощностями, убывающими от центральной осевой линии (4-футовая изопахита) к востоку и, повидимому, к западу. Южная оконечность этой линзы в работе Д. Кондита еще не выявлена.

3) Эта пермская депрессия геосинклиального типа своим северным концом открывается в северо-восточную часть Тихого океана и смежные области Ледовитого, в штате Монтана, на меридиане ориентировочно  $110\text{--}115^\circ$  западной долготы от Гринвича (истоки р. Мэкензи, около 1000 км к востоку от восточной границы Аляски). Фосфориты прослежены до  $47^\circ$  северной широты.

4) В ранее опубликованном труде (5) нами был дан по материалам вышеуказанной работы (13) литолого-фациальный анализ трех широтных профилей через пермскую фосфатную формацию геосинклиального типа западных штатов США (южный профиль по широте  $43^\circ$ , средний  $45^\circ$  и северный  $46^\circ 30'$ ). Мы встретились при этом со знакомыми нам по Русской платформе закономерностями. Во всех случаях без исключения пересечение этими профилями зон внутрiformационных поднятий или приближение к ним приводило к деградации фосфоритообразования — уменьшалась продуктивность, ухудшалось качество фосфоритов, которые переходили в знакомый нам по Русской платформе кварцево-глауконитовый песчаный желваковый тип с содержанием  $18\text{--}20\%$   $P_2O_5$ . Наконец еще дальше на восток, по мере приближения к зонам поднятий Канадского щита (область Йелоустонского парка), или Аппалач (Wind river и Ember Wyoming) пермская фосфатная фация вообще выклинивается, фациально замещаясь отложениями кварцита, песчаников и кремней.

Все изложенное выше чрезвычайно напоминает аналогичные закономерности для фосфоритных месторождений Московской синеклизы, отображая во многом общность их генетической природы, несмотря на различия в масштабах фосфатонакопления и геотектоническом типе месторождений.



Фиг. 10. Карта фосфоритных полей западной части США

I — известные или предполагаемые поля промышленных залежей; II — линии, указывающие мощность в футах главного фосфоритного слоя; III — фосфоритный рудник Анаконда

### 8. Некоторые выводы о размещении фосфоритных месторождений

Научно обоснованные прогнозы географического размещения месторождений полезных ископаемых на территории тех или иных стран и регионов принадлежат к наиболее актуальным и вместе с тем наиболее сложным проблемам геолого-минералогических наук. При этом совершенно очевидно, что независимо от вида и рода полезного ископаемого основной предпосылкой успешного решения этих прогнозных проблем является правильное представление об условиях генезиса как самого рудообразующего минерала, так и условий формирования месторождений данного полезного ископаемого.

Резюмируем вкратце те теоретические предпосылки и обобщения, на которых строится наша концепция прогноза географического размещения фосфоритных месторождений.

1. В отличие от прежних укоренившихся взглядов (биолитная теория), образование фосфоритов связано с выпадением высокодисперсного фосфатного вещества фторапатитовой природы из океанических водных масс (морской воды нормальной солености). Этот основной процесс первичной хемоседиментации фосфата детально разобран нами в специальных опубликованных работах и проверен экспериментально (3, 5, 6). Это положение исключает из объектов для прогнозов на фосфориты территории континентальных осадков (суши), а также территории, занятые пресноводными и засоленными бассейнами.

2. В процессе диатогенеза первичный фосфатный коагель, рассеянный в массе пустой породы (терригенный снос), подвергается дифференциации, обособляясь, в зависимости от первичного соотношения массы фосфата и пустой породы, в форме конкреций и тел плитняково-пластовой текстуры.

3. Нередко последующие абразионные процессы приводят к механическому сгужению фосфоритов в форме галечниковых фосфоритных слоев или базального конгломерата, формируя при этом некоторые месторождения промышленного типа (Актюба, Брянск, Егорьевск и др.).

4. В основу региональных прогнозов по географическому распределению фосфоритных месторождений должно быть положено тщательное изучение истории развития геотектонического режима и связанных с ним палеогеографии и особенно палеорельефа.

5. На этой основе территория изучаемого региона может быть подразделена для ряда периодов и эпох на перспективные и бесперспективные районы, с точки зрения возможности нахождения фосфоритных месторождений.

К перспективной категории относятся депрессионные зоны — синеклизы, прогибы, мульды, проливы — непосредственно открытые в океанический бассейн, являющиеся основными транспортными путями подвода фосфатизированных глубинных океанических водных масс в глубь прилегающего континента.

Геологический возраст формирования этих депрессий существенной роли не играет, так как фосфоритообразование в мировом аспекте непрерывно прослеживается от кембрия и протерозоя до наших дней. Видимо, существенную роль играет глубина этих депрессий и отсутствие отмелей — барьеров, преграждающих доступ в глубь материка океанических вод. В соответствии с вертикальным распределением содержания  $P_2O_5$ ,  $CO_2$  в океанических водах верхние слои воды до глубины 50—100 м по своей бедности фосфором представляют сравнительно мало интереса с точки зрения садки фосфата кальция; наоборот, более глубокие, холодные, богатые углекислотой океанические воды являются основным источником мобильных фосфатов и способны в мелководных зонах шельфа, в условиях непрерывного подвода океанической воды (донные течения), выкристаллизовывать довольно большие массы фосфатов. Этим лимитируется необходимая глубина таких депрессий, ориентировочно определяемая нами около 100 м столба проточной воды.

6. В соответствии с крайней медленностью процесса фосфоритообразования интересные нас открытые в океан депрессионные зоны должны палеогеографически сохраняться (быть стабильными) в течение длительного геологического времени.

Так, Московская синеклиза в период фосфоритообразования существовала в верхней юре и захватила часть нижнего мела (век валанжина, что в абсолютной хронологии соответствует целой эпохе —  $J_3$  — в 13 млн. лет и одному веку — валанжину — приблизительно в 4 млн. лет; всего 17 млн. лет).

Кордильерская геосинклиналь США в период нижнепермского фосфоритообразования ( $P_1$ ) стабильно существовала около 20 млн. лет. Предгорный Западноуральский прогиб, предопределивший формирование геосинклинального типа артинских фосфоритов ( $P_1$ ), существовал около 10 млн. лет и т. д.

7. Также исключаются из перспективных районов фосфатонакопления депрессии замкнутого типа — котловины, межгорные впадины, грабены, континентальные тектонические разломы; повидимому, к этой же бесперспективной для фосфатонакопления категории депрессий относятся и котловины с развитым угленакоплением и солеобразованием, а также осадки, синхронные региональным палеоподнятиям, начиная от щитов и горных складчатых сооружений и кончая региональными поднятиями второго и третьего порядка (валы, купола и т. п.).

Фосфатные шельфы следует рассматривать прежде всего как области мелководья (около 50 м глубины), и с этой точки зрения они являются структурными элементами самих депрессионных зон, образуя обычно их периферийные части (прибрежные, бортовые зоны).

Не ожидая полного окончания начатых сводок по истории развития геотектонического режима отдельных регионов Сибири, мы имеем возможность и в настоящее время, исходя из вышеизложенных теоретических предпосылок, дать несколько конкретных примеров (главным образом, по территории Сибирской платформы и Западносибирской низменности).

1. Обь-Иртышская синеклиза вдоль восточного склона Урала (фиг. 11). Работами последних лет значительно уточнился структурный облик этой обширной синеклизы, открывавшейся уже с келловеев в Северный Ледовитый океан (Карское море). Осевая зона ее проходит почти меридионально, приблизительно по линии Обская Губа — г. Тюмень, и выполнена мощными морскими осадками мезозоя и палеогена (до 2000 м). К западу, по направлению к предгорьям Уральского хребта, наблюдается общий подъем осадочных слоев и соответствующее их закономерное фациальное изменение, вплоть до перехода морских осадков на континентальные. Параллельно указанной выше осевой линии синеклизы констатированы и линии прогибов, как категорий второго порядка. Для поисков месторождений фосфоритов, естественно, лишь эта присклоновая, сравнительно узкая зона вдоль восточного склона Урала и представляет очередной практический интерес.

Фациальное изменение осадков имеет место не только в широтных профилях, но и меридионально (явления ондуляции осей синеклизы). Так, мезозойские осадки ( $J_3 + C_1$ ) присклоновой зоны, вдоль восточного склона Урала, приблизительно к югу от широты Марсяты, представлены малоперспективными для фосфоритообразования осадками. Фосфорит-содержащие осадки представлены главным образом морским палеогеном со слабо развитым фосфоритным слоем. Использование такого рода фосфоритных слоев может представить практический интерес лишь при комплексной эксплуатации других руд.

Следует поставить поисковые работы на мезозойские фосфориты (валанжин) в северной половине Обь-Иртышской синеклизы, вдоль присклоновой восточной зоны Урала. Эти осадки явно фосфатизованы.

2. Мезозойская Ленско-Вилюйская впадина на Сибирской платформе, начавшая формироваться вначале юра, залитая морем в эпоху средней и верхней юры, полностью закончила свой депрессионный морской структурный облик в эпоху верхнего мела. В мезозойское время эта Ленско-Вилюйская впадина сообщалась с Северным Ледовитым океаном.

Эта крупная депрессия с востока и запада окаймляется древними складчатыми сооружениями. По имеющимся данным, фосфориты приурочены к морским осадкам средней юры ( $J_2$ ).

3. Нижнепермская «Верхоянская дуга» мезозойско-альпийской складчатой зоны, окаймляющая с северо-востока Сибирскую платформу, сложена осадками  $P_1 + T_1 + T_2$  геосинклинального типа.

Район Верхоянской дуги в нижнепермское время составлял западную краевую часть обширного пермо-триасового геосинклинального бассейна, открывавшегося в Северный Ледовитый океан.

Сланцево-кремнистые, осадки эчийской свиты ( $P_1$ ) этой депрессии заметно фосфатизированы, а общий литологический облик осадков во многом напоминает фосфатизированные осадки того же возраста США. Встречаются и собственно фосфориты пермского возраста, залегающие в мощной карбонатной свите осадков. Фосфатизация заходит и в выше-лежащие глауконит-содержащие осадки триаса.

4. Силур Сибирской платформы. На территории Сибирской платформы и прилегающих к ней периферийных складчатых сооружений известна резко повышенная фосфатизация в осадках древнего палеозоя (силур и кембрий) многих районов, что позволяет в настоящее время дать ряд обобщений и прогнозных выводов.

а) Восточные, южные и юго-западные периферийные зоны силурийского поля осадков, прилегающие соответственно к Алданской и байкальской складчатым зонам, сложены мелководными прибрежно-песчаными осадками, с незначительными по мощности песчанистыми фосфоритами. Фосфориты здесь приурочены к песчано-глинистой толще мамырского горизонта  $S^2_1$ . Промышленное значение этих фосфоритов периферийно-прибрежных зон мало перспективно.

б) Иной фациальный характер имеют силурийские осадки и подчиненные им фосфоритные слои северной зоны. Силур здесь представлен более глубоководными осадками (от алевролитов до карбонатно-известняковых толщ). В соответствии с этим и обнаруженные здесь фосфориты в форме выдержанных слоев более высокортны.

5. Кембрий — протерозой. В самые последние годы (1948—1949) впервые появились сведения о повышенной фосфатизации по ряду участков — точек для осадков обширного кембрийского бассейна. Первыми «фосфатными точками» оказались Саяны и центральная часть Сибирской платформы.

Еще не так давно среди геологов существовало мнение о бесперспективности нахождения фосфоритов в Сибири: «Фосфориты в СССР должны встречаться почти исключительно в мезозойских и палеогеновых отложениях Русской платформы. В Сибири они неизвестны совершенно» (1).

Современная, советская, геологическая наука, с ее теоретически развитым учением о литогенезе осадочных пород и подчиненных им полезных ископаемых, с ее комплексным подходом (геология + химия) к решению проблем опровергает этот прежний взгляд. Фосфориты в Сибири есть.

В заключение мне хотелось бы призвать геологов и литологов к осознанию того основного положения в нашей науке, что без применения современных методов физической химии полное вскрытие и познание геолого-генетических закономерностей осадкообразования и подчиненных ему полезных ископаемых становится невозможным. К этой категории относятся такие злободневные и актуальные проблемы, как например:

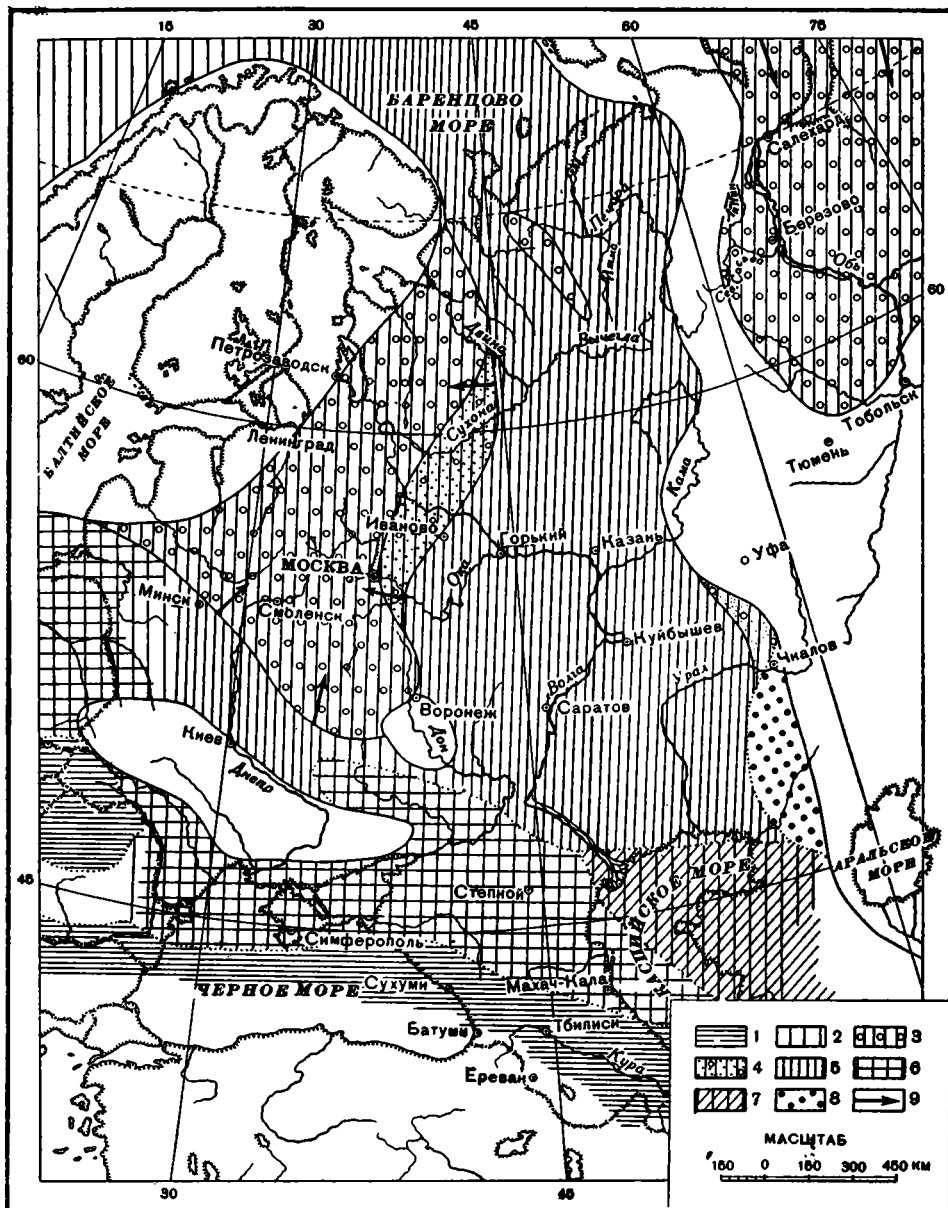
а) Правильное истолкование условий генезиса и возрастных соотношений для случаев совместного нахождения в одном слое, образце или конкреции породы руды генетически разнородных минералов.

б) Доломитообразование.

в) Осадочные минералы — фазы переменного состава.

г) Роль железистых хлоритов как основных концентраторов железа в седиментационном и диагенетическом этапах образования железорудных месторождений осадочного генезиса.

д) Проблема образования нефти и горючих газов в результате стадийного биохимического распада захороненного в осадках органического вещества и роль в этом процессе термодинамических факторов. Обратимые и необратимые системы.



Фиг. 11. Русская платформа в келловее и оксфорде (по А. Н. Мазаровичу)

1 — геосинклинальные бассейны, 2 — трансгрессии на платформе, 3 — области, захваченные морем в оксфорде, 4 — песчаные фации келловее, 5 — глинистые фации келловее, 6 — известняковая фация, 7 — известняково-мергелистая фация, 8 — континентальные породы, 9 — направление трансгрессии

е) Физико-химия и биохимия процессов диагенеза осадков в пресноводных и морских бассейнах и роль в них окислительно-восстановительного потенциала.

Я остановлюсь здесь несколько подробнее лишь на первых двух примерах.

За последнее время в практике геолого-разведочных работ все чаще и чаще встречаются случаи совместного нахождения в одном слое осадка, в одном и том же образце руды, даже в одной конкреции, генетически разнородных осадочных минералов. Так, в среднеюрских осадках северного склона Кавказа сильно развито совместное наличие в тесной взаимной ассоциации фосфорита и сидерита. В Обь-Иртышской синеклизе, по восточному склону Урала, в палеогеновых осадках весьма широко развита минеральная ассоциация фосфорит — сидерит — родохрозит ( $MnCO_3$ ). В среднекембрийских осадках Кара-тау и в верхнекаменноугольных осадках предгорного прогиба вдоль западного склона Урала широко развита минеральная ассоциация фосфорит — доломит. Все эти факты геологами обычно истолковывались на основе формального понимания учения о парагенезе. При этом факт совместного нахождения этих минералов интерпретируется как одновременное их образование и общность параметров среды их генезиса. Совсем еще недавно в ряде работ эти сопутствующие фосфориту минералы, (сидерит, доломит, скопления марганцовых осадков) возводились даже в ранг «поисковых признаков» фосфоритов. Вся эта путаница существовала до тех пор, пока методами физической химии нами не были проработаны системы физико-химических равновесий для апатитовой, сидеритовой и доломитовой (частично) донных фаз. При этом оказалось, что параметры образования и устойчивости этих минералов резко различны, друг друга не перекрывают и, следовательно, об общности их генезиса и возведении одного из них как поискового признака для другого не может быть и речи. Вследствие этого теряет под собой почву и положение об «одновременности» образования этих минералов совместного нахождения. Приведем здесь сравнительную таблицу основных физико-химических параметров полей образований и устойчивости этих изученных нами минералов и соответствующих им систем (см. табл. 4).

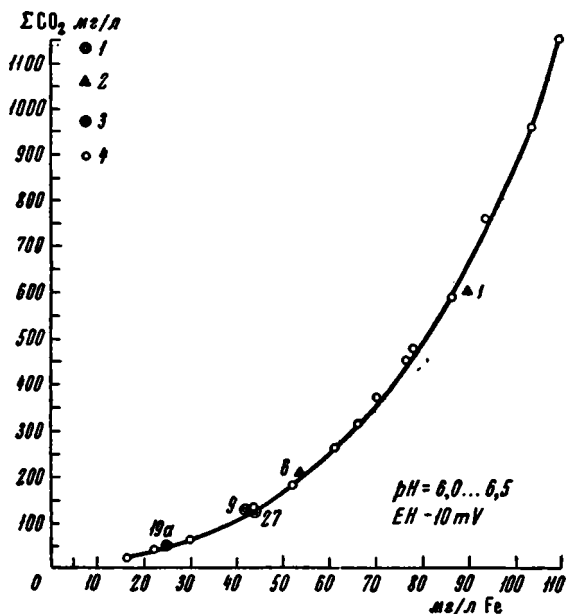
В седиментационный этап фосфатное вещество осаждается в форме высокодисперсного осадка апатитовой структуры, физико-химические параметры образования которого близки к параметрам глубинных слоев самой океанической воды. Ни сидерит, ни родохрозит, ни доломит образовываться в этот морской седиментационный этап не могут. Следующий диагенетический этап существования осадка при достижении в иловой среде (воде) уровня окислительно-восстановительного потенциала не выше — 10 ЕН, в бескислородной среде при отрицательном редокс-потенциале наступают условия для образования сидерита (фиг. 12). Процесс идет, главным образом, за счет превращения (восстановления) окисных соединений железа седиментационного этапа в закисные и наличия в «закрытой системе» диагенетических иловых вод избытка  $CO_2$ , как продукта биохимического распада захороненного органического вещества. При этом, как уже было отмечено ранее, под влиянием избытка в иловых водах углекислоты происходит и частичная внутрипластовая миграция ранее выпавшего фосфатного вещества. Однако какая-либо новая садка добавочной массы фосфата, естественно, при этом этапе не создается.

В качестве предварительной гипотезы доломитообразования, частично основанной на наших экспериментальных данных, мы выдвигаем следующую концепцию.

Решающим процессом в системе массового доломитообразования является накопление в водной среде (водоем, иловые воды) бикарбоната магния, единственно в основном обуславливающего и необходимый высокий рН, и высокий щелочной резерв среды. При наличии в той же среде широко распространенного в природных водах бикарбоната кальция процесс доломитообразования идет при этом уже автоматически.

Какими же путями может создаваться высокая концентрация бикарбоната магния в природных системах? Кроме известных случаев обра-

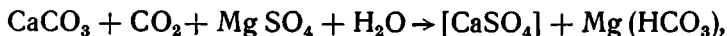
зования доломита в процессе атмосферного выветривания и распада магнезиальных силикатов, мыслимы два основных пути, каждый из которых исходит из магнезиальных солей реликтовых морских вод, захороненных в толще осадков (главным образом древних). Первый путь — биохимическая редукция сульфат-иона из  $MgSO_4$  с уходом при этом из системы газообразного  $H_2S$  и образованием из катионного остатка и углекислоты иловых диагенетических вод бикарбоната магния.



Фиг. 12. Сидеритовая система  $FeO-CO_2-H_2O$ . Изотерма  $18-20^\circ C$ .  $pH = 6.0...6.5$ ,  $EH - 10 mV$ .

1 — метод растворения Fe проволоки в системе  $H_2O + CO_2$ , 2 — метод кристаллизации  $FeCO_3$  из системы  $FeO-CO_2-H_2O$  путем дегазации с последующей выдержкой, 3 — метод растворения синтетических аморфных  $FeCO_3$  и  $Fe(OH)_2$  в системе  $H_2O \cdot CO_2$ , 4 — опыты Тильманса и Клармана по методу растворения Fe проволоки в системе  $H_2O \cdot CO_2$ .

Второй путь — обменная реакция по модернизированной схеме Гайдингера



которая при обычных условиях температуры и давления протекает весьма вяло, неполно и замедленно. Наоборот, по нашим экспериментальным данным, при повышенных температуре и давлении течение этой реакции резко ускоряется (фиг. 12). Следовательно, этап термодинамометаморфизма морских осадков, особенно геосинклинального типа, частично содержащих кальцит, в сочетании с распадом захороненного органического вещества, продуцирующим углекислоту, дает все необходимые физико-химические предпосылки для массового диагенетического образования бикарбоната магния и кальция, а, следовательно, и доломита.

Во всяком случае доломит по отношению к фосфориту является продуктом позднейшей генерации и совершенно иной генетической среды.

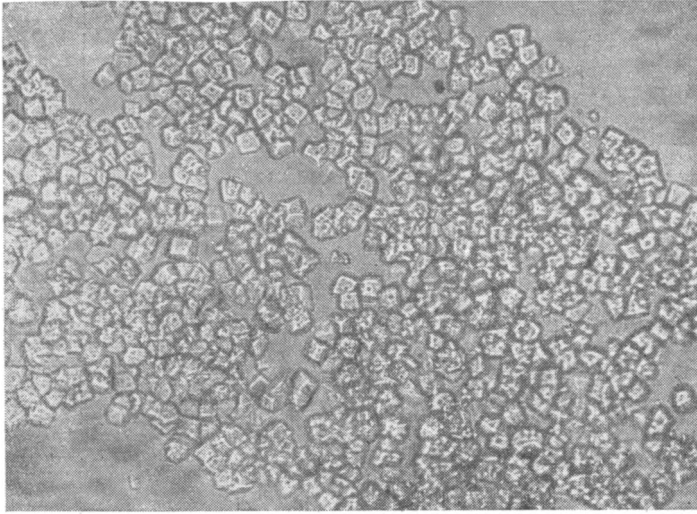
Таким образом, лишь выходя из узких рамок «геологического опыта, фактов» и привлекая к их истолкованию принципиально отличные по

Таблица 4

Минералы	Фторapatит	Сидерит	Магнезит оп. 165—167	Магнезит оп. 75/3—75/4	Доломит
Система (главнейшие компоненты)	$\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{F}'-\text{H}_2\text{O}$	$\text{FeO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$	$\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$	$\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2$	$\text{CaO}-\text{MgO}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$
Изотерма	20° Ц	18—20° Ц	60° Ц	150° Ц	Оз. Балхаш, лето (Н. М. Страхов)
Равновесные концентрации растворов изученной системы (в мг/л)	От 7.0, 0.30, 16.0 до 12.0. 0.001, 1.5	Fe от 15.2 от 26.3 CO <sub>2</sub> от 110.4 до 1144.0	0—12, 98—200, 330—380	0, 126, 366	43.1, 170,? 57.0, 296,?
pH	от 8.0 до 8.5	от 6.0 до 6.5	9.14—9.43	6.74—6.87	ок. 8—9
ЕН (окислительно-восстановительный потенциал mV) <sup>1</sup>	+500 ... +600 (океанические воды в шельфе)	ок. — 10 mV	Прямого значения не имеет	Прямого значения не имеет	В иловых водах частичное выделение H <sub>2</sub> S
Кислород	Обычная кислородная среда морских водоемов	Бескислородная слабо восстановительная среда	То же	То же	То же
Щелочной резерв (в мг-экв. л)	1.6—2.5 (океаническая вода)	От 1.0 до 1.6 в интервале системы с содержанием от 50 до 180 мг/л CO <sub>2</sub>	5.8—8.0	6.1	9.6—12.3

<sup>1</sup> По отношению к водородному электроду.

своей сущности методы физической химии, мы сможем теперь правильно осознать и понять генетическую природу вышеуказанных процессов осадочной дифференциации.



Фиг. 13. Синтетические идиоморфные ромбоэдры доломита.  
Увеличено в 240 раз. Опыт 77.

Донная фаза системы  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .  $T^\circ - 150$ ,  $P - 5$  атм.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Фосфориты СССР. Изд. Геол. ком., 1927.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. Изд. АН СССР, 1932.
3. Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. I. Система  $\text{CaO} - \text{PO}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$  в полях низких концентраций. Тр. Научн. инст. по удобр. и инсектофунгисадам, вып. 139, 1937.
4. Казаков А. В. Литология и процессы выветривания фосфатной колонки Егорьевской группы месторождений. Тр. Научн. инст. по удобр. и инсектофунгисадам, вып. 140, 1938.
5. Казаков А. В. Фосфатные фации. I. Происхождение фосфоритов и геологические факторы формирования месторождения. Тр. Научн. инст. по удобр. и инсектофунгисадам, вып. 145, 1939.
6. Казаков А. В. Фторapatитовая система в условиях образования осадочных пород. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.
7. Казаков А. В. и Соколова Е. И. Условия образования флюорита в осадочных породах. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 114, 1950.
8. Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1938.
9. Обручев В. А. Геология Сибири, т. I—III. Изд. АН СССР, 1935—1938.
10. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, тт. I—IV. Изд. АН СССР, 1935—1937.
11. Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 99, 1948.
12. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. исп. прир., т. X (3—4), 1932.
13. Condit D., Finch E. a. Pardee J. T. Phosphate Rock in the Three Forks-Jellowstone Park Region Montana. U. S. Geol. surv., bull. No. 795, 1928.