

11-230
Вин. 1-15
1-138
А. В. КАЗАКОВ

ФОСФАТНЫЕ ФАЦИИ

I

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФОСФОРИТОВ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГОНТИ — 1939

ИЗДАНИЯ НАУЧНОГО ИНСТИТУТА ПО УДОБРЕНИЯМ И ИНСЕКТОФУНГИСИДАМ с 1933 г.

- Вып. 93. Географические опыты с минеральными удобрениями, проведенные НИУ за время с 1926 по 1930 гг. под рукон. проф. А. Н. Лебедянцева. Госхимтехиздат. Ленинград. отд. 1933. 305 стр. Ц. 8 р.
- Вып. 94. Географические опыты с минеральными удобрениями, проведенные НИУ за время с 1926 по 1930 гг. под рукон. проф. А. Н. Лебедянцева. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 190 стр. Ц. 6 руб. 50 к.
- Вып. 96. С. И. Вольфович. Изучение хибинского апатита, как объекта туковой промышленности. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1932. 33 стр. Ц. 60 к.
- Вып. 97. Работы по органическим удобрениям. Под рукон. проф. Ф. Т. Перитурнина. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 155 стр. Ц. 6 р.
- Вып. 98. Е. И. Ратнер и Э. Е. Магарам. Действие цианамиды кальция в связи с изменениями при хранении и условиями применения. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1932. 46 стр. Ц. 1 р. 20 к.
- Вып. 99. Агрономические руды СССР. Ежегодник за 1930 г., т. I. Сборник под общей ред. А. В. Казакова. Гос. научно-техн. горное изд. 1932. 280 стр. Ц. 8 р. 50 к.
- Вып. 100. Агрономические руды СССР. Ежегодник за 1930 г., т. I ч. 2. Сборник под общей ред. А. В. Казакова. Гос. научно-техн. горное изд. 1932. 258 стр. Ц. 10 р.
- Вып. 101. Гипс и фосфогипс. Сборник под ред. проф. С. И. Вольфовича, проф. С. И. Телетова и инж. А. П. Белопольского. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 140 стр. Ц. 4 р.
- Вып. 102. А. В. Соколов. Об изучении сложных многосторонних удобрений. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1932. 47 стр. Ц. 1 р. 40 к.
- Вып. 103. Методика массовых анализов агрономических руд и удобрений. Сборник работ хим. лабор. горно-геолог. отд. НИУ. Гос. научно-техн. изд. 1932. 92 стр. Ц. 1 р. 75 к.
- Вып. 104. Работы по органическим удобрениям. Под рукон. проф. Ф. Т. Перитурнина. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 128 стр. Ц. 4 р.
- Вып. 105. Вопросы рационализации добычи фосфоритов. Под ред. Е. Ф. Шешко. Гос. научно-техн. горн. изд. 1933. 54 стр. Ц. 2 р. (разошлось).
- Вып. 107. Работы по органическим удобрениям. Под рукон. проф. Ф. Т. Перитурнина. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 56 стр. Ц. 2 р. 25 к.
- Вып. 109. Минеральные удобрения. Сборник I. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1932. 148 стр. Ц. 4 р.
- Вып. 110. Термохимические исследования фосфорной кислоты и ее солей. Работы под рукон. почетн. члена Академии наук СССР И. А. Каблукова и проф. М. М. Попова. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1933. 48 стр. Ц. 2 р.
- Вып. 111. Пробная эксплуатация фосфоритных месторождений СССР. Сборник I. Под ред. Е. Ф. Шешко. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1933. 172 стр. Ц. 6 р.
- Вып. 112. Т. П. Унанянц. Добыча и переработка фосфоритных руд СССР. Техно-экономический обзор под ред. Е. Ф. Шешко. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1933. 80 стр. Ц. 1 р. 50 к.
- Вып. 113. Минеральные удобрения. Сборник II, Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 154 стр. Ц. 4 р.
- Вып. 114. М. Л. Чепелевский и Е. Б. Бруцкус. Аналитический контроль суперфосфатного производства. Под ред. проф. С. И. Вольфовича. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1934. 76 стр. Ц. 2 р. 25 к.
- Вып. 115. Агрономические руды СССР. Том II, ч. I. Сборник под ред. А. В. Казакова. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1934. 236 стр. Ц. 12 р.
- Вып. 116. Агрономические руды СССР. Т. II, ч. 2. Сборник под ред. А. В. Казакова. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1934. 172 стр. Ц. 10 р.
- Вып. 117. И. М. Курман, Е. М. Ворожева и З. М. Усачева. Борсодержащие породы гор Быка и Золотого Кургана. (Минераловодский р-н Северокавказского края). Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1934. 67 стр. Ц. 3 р. 50 к.
- Вып. 118. Л. А. Нечаев. Дары-дагское месторождение мышьяковых руд в Закавказье. Геологический очерк, методика и техника разведочных работ. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1934. 49 стр. Ц. 3 р. 50 к.
- Вып. 119. Н. Т. Зонов. Геологический обзор юрских и меловых фосфоритных отложений бассейна р. Волги от г. Мышкина до г. Рыбинска. Геолого-поисковые работы НИУ в 1929 г. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд. 1934. 41 стр. Ц. 2 р.
- Вып. 120. С. Т. Антошин. Удобрение овощных культур. Сводка русских и иностранных опытов по применению удобрений. Госхимтехиздат. Ленингр. отд. 1934. 207 стр. Ц. 5 р. 50 к.

Труды Научного института по удобрениям и инсектофунгисидам
им. Я. В. Самойлова

Выпуск 145

А. В. КАЗАКОВ

ФОСФАТНЫЕ ФАЦИИ

I

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ФОСФОРИТОВ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Настоящая работа представляет собою общетеоретическую сводку по условиям формирования фосфатных фаций и генезису фосфоритов. В работе в основном дается анализ физико-химических, океанографических и геолого-генетических факторов фосфатонакопления и формирования фосфатных фаций. Автор выдвигает и обосновывает теорию образования фосфатного вещества фосфоритов как химического осадка из морской воды при наличии комплекса соответствующих океанографических условий. Прежняя „биолитная“ теория генезиса фосфоритов автором отвергается.

На базе этой новой генетической теории даются первые попытки прогноза закономерностей распределения фосфатных фаций в земной коре.

Книга рассчитана на физико-химиков, геолого-минералогов, а также агрохимиков и технологов, занимающихся проблемой фосфатов.

ВВЕДЕНИЕ

Обширные и разносторонние исследовательские работы Научного института по удобрениям и инсектофунгисидам в области геологии, литологии и химии фосфоритов позволяют в настоящее время систематизировать и углубленно проработать целый ряд возникающих научных проблем, одной из которых является генезис фосфоритов. Этот сложный, теоретически и практически важнейший вопрос, уже издавна привлекал к себе внимание ряда поколений ученых, представителей разных специальностей — геологов, минералогов, биологов, океанографов, химиков. Однако, приходится отметить, что обычно наблюдаемая односторонность подхода к решению этой проблемы со стороны отдельных ученых и отсутствие должной методологической комплексности в увязке отдельных граней этого сложного генетического вопроса не дали возможности создать удовлетворительную гипотезу и тем более — теорию.

Причина этого, пожалуй, станет еще более ясной, если мы вспомним, что в сущности мы до 1920 г. (Denigès) не имели даже надежного массового метода определения фосфора в морской воде, а до 1928 г. (Burkart и Pawelka) не имели надежного метода количественного определения малых количеств фтора и его содержания в природных водах.

До 1925—1927 гг. („Meteor“) в науке не было ясной картины вертикального и горизонтального распределения фосфора в океане и его количественной связи с CO_2 , pH, щелочностью, течениями и т. д., а до 1931—1936 гг. мы не знали о структуре кристаллической решетки фосфатного вещества фосфоритов, т. е. в сущности не знали физико-химической природы (фазовой структуры) того объекта, который изучали и о генезисе которого создавали те или иные гипотезы.

В настоящей работе, являющейся частью проводимой нами серии работ по изучению химической природы фосфатного вещества фосфоритов и их генезиса,¹ мы даем краткий очерк основных факторов фосфоритообразования и новую гипотезу автора об образовании фосфоритов, как типичных химических осадков из морской воды.

Эволюция представлений о генезисе фосфоритов

Нахождение в минеральных продуктах земной коры элемента фосфора впервые было обнаружено Klaproth и Proust'ом в 1787—1788 гг. (апатиты). В 1818 г. Bertier обнаружил фосфатизированные конкреции в осадочных породах — в гольтских пиритизированных глинах — в Wissant (Pas-de-Calais). В 1822 г. инж. Bannard (1825) впервые обнаруживает желвачные фосфориты (анализ Bertier) при прорытии Бургонского канала во Франции. Вскоре после этого в 1829 г. Buckland открывает рассеянные фосфориты и фосфатизированную фауну в различных геологических формациях в Англии.

Наконец в 1852 г. М. Meugy (1855—1856) открыл первый „фосфоритный слой“ в туронском глауконитовом мелу в Бельгии (Лилль), а с 1855 г. впервые организуется уже и добыча фосфоритов — во Франции, в Арденнах (желваковые песчанистые гольтские фосфориты, с содержанием 20—23% P_2O_5). Вслед за этим во второй половине XIX века открываются и исследуются фосфоритные месторождения: гуано (островные), фосфориты Ю. Каролины, Флориды, Тенесси, Алжира, Туниса, Марокко, зап. штатов США, а также СССР. Почти одновременно с открытиями и геологиче-

¹ Труды НИУИФ, вып. 139, 1937.

скими исследованиями фосфоритов стали возникать и различные представления об их генезисе.

Развитие представлений о генезисе фосфоритов исторически шло по различным руслам и, несмотря на 80-летнюю давность этой темы, к настоящему моменту мы не имеем в этой области твердо установленных общепринятых взглядов.

В общем историческом ходе развития идей о генезисе фосфоритов можно различить ряд последовательных центров.

Первые гипотезы о генезисе фосфоритов принадлежат французским и бельгийским геологам (1855—1890 гг.)—первым исследователям фосфоритных месторождений Франции и Бельгии. В сущности здесь, на базе изучения альбских желваковых песчанисто-глауконитовых фосфоритов платформенного типа группы Pas-de-Calais и Ardennes во Франции, верхнемеловых фосфоритов группы Somme (Франция) и Ciply, Mons (Бельгия), и возникла впервые „биолитная“ теория образования фосфоритов—Lyell (1855), Daubrée (1868), Cornet (1886—1887) и др. Одновременно с этим, на примере месторождения зернистых фосфоритов Somme во Франции, приуроченных к контакту третичных песков и верхнесенонского мела, а также генетически близких Mons в Бельгии, возникает гипотеза элювиально-карстового вторичного обогащения фосфатизированного мела (или известняков)—Fuchs (1886), Meunier (1886—1888), Breton (1887), Cornet (1886—1887) и др.¹

Вслед за этим в 90-х годах прошлого столетия и начале 1900-х годов в научную мысль геологов, работающих в области осадочных пород, проникают весьма важные новые океанографические идеи, непосредственно отразившиеся на генетических представлениях в области фосфатообразования. Это относится прежде всего к английским океанографическим работам Murray, Renard, Philippi (1891—1905) и французским минералагам и химикам—Cayeux, Carnot, Collet (1893—1897). Murray и Renard (1891) впервые во время глубоководной экспедиции „Challenger“ (1873—1876) констатировали нахождение и образование фосфоритных конкреций на дне некоторых современных морей и связь их генезиса с определенными океанографическими условиями. Ими было подмечено, что эти фосфоритные конкреции встречаются, главным образом, вдоль морских берегов. Далее они высказали гипотезу, по которой основным источником фосфора для образования фосфоритов являются планктонные и пелагические (нектон) организмы, подвергающиеся массовой гибели вследствие резкого изменения биономических условий водной среды—места встречи холодных и теплых течений, области смешения вод различной солености и т. п.

В 1905 г. одновременно вышли работы L. Cayeux и L. Collet, в которых авторы снова заостряют вопрос о прямой непосредственной генетической связи фосфоритов с фосфором зоо- и фитопланктона и пелагических организмов, катастрофически погибающих с нарушениями морского режима (температура, соленость, глубина бассейна и пр.).

„Остатки организмов, погибших вследствие резких изменений температуры, аккумуляруются на дне моря и вследствие их разложения дают аммиак и фосфат кальция, который и дает начало образованию конкреций и желваков фосфорита“ (L. Cayeux — 256).

Несколько позже, в 1908 г. Murray и Philippi, обработавшие материалы немецкой глубоководной экспедиции „Valdivia“ (1889—1899), подтвердили вышеуказанные взгляды Murray и Renard'a, отметив как новое—чрезвычайную медленность процесса образования современных фосфоритных конкреций, на примере классических фосфоритов Agulhas Bank, у берегов Капштадта (Южная Африка).

Эта биолитная гипотеза фосфоритообразования была перенесена и на пластовые, геосинклинального типа, месторождения С. Африки, с большим акцентом, однако, на процессы „биолитного диагенеза“ в донном илу—процессы минерализации фосфатного вещества остатков макро- и микроорганизмов, сопровождающиеся частичным

¹ В последнее время (1937) к этой гипотезе присоединился А. Дубянский, по отношению к фосфоритам „хоперского горизонта“ Сталиноградской и Воронежской обл., залегающим на писчем мелу.

переходом фосфата в раствор в иловой и придонной воде, с последующим метасоматозом по CaCO_3 — Carnot (1892—1896), Credner (1895), Chateau (1897), Pervinquière (1900), Krufft (1902), De Launay (1903), Roussel (1910), Самойлов (1912), Joleand (1923), Mansfield (1918—1931), Schmidtl (1934) и др.

Почти одновременно с этой биолитной гипотезой собственно образования фосфатного вещества фосфоритов выкристаллизовываются и систематизируются весьма важные наблюдения и обобщения о ряде геологических факторов формирования фосфоритных слоев, сгруженности фосфоритов, их залежей. В этом аспекте еще в 1897 г. французский минералог L. Sayeux, на примере фосфоритов Парижского бассейна, указал на связь формирования фосфоритных слоев с колебанием дна моря — именно с явлениями трансгрессий и регрессий.

К началу XX века в геологическую литературу стали все более и более проникать данные о роли морских течений как фактора, препятствующего накоплению мелкого терригенного классического материала, „засоряющего“ вышеуказанное фосфатонакопление. Материал по этому поводу был собран и опубликован в 1908 г. K. Andrée.¹

Эти главнейшие идеи о генезисе фосфоритов и легли в основу позднейших работ русских ученых — А. Д. Архангельского (1909—1911) и Я. В. Самойлова (1912, 1917, 1922, 1923), В. И. Лучицкого (1923), И. Е. Худяева (1931) и др. Все эти авторы полностью присоединяются к „биолитной теории“ образования фосфоритов, т. е. к идеям Murgau, Carnot и Sayeux.

„Как известно, по воззрениям Меррея и Ренарда (1891), образование современных фосфоритов находится в зависимости от массовой гибели планктонных организмов. Исключительное богатство португальских и неоконских фосфоритов (Кинешемского района — А. В. Казаков) радиоляриями, представляющее ненормальное явление для терригенных осадков, показывает, что такая же массовая гибель планктона имела место и при их образовании и при том в условиях, аналогичных современным“ [А. Д. Архангельский (1909) — 263].

Эту генетическую связь образования фосфоритов с массовой гибелью планктона А. Д. Архангельский в своей работе 1911 г. (269) распространяет на альбские фосфориты Саратовского Поволжья, а в работе 1912 г. — на туронские и нижнесенонские фосфориты того же Поволжья.

Несколько особняком шло развитие (с 1892 г.) генетических представлений в области фосфоритообразования в среде американских исследователей. Разнообразие генетических типов фосфоритных месторождений США и большой размах геологоразведочных работ по этим фосфоритам позволил значительно углубить и уточнить природную обстановку этого процесса.

В отношении формирования скоплений своеобразных, нежелваковых фосфоритов Тенесси и Флориды, приуроченных к карбонатным породам, все американские геологи принимают гипотезу континентального поверхностного обогащения первично фосфатизированных известняков (или выщелачивания слоев гуано, с метасоматозом по подстилающим известнякам) — Schaler (1870) — для Ю. Каролины, Reese (1892), Sellards (1913), Samojloff (1914), Rogers (1915), Blackwelder (1916), Hummel (1924), Graham (1925) и др. Первоначальным источником фосфора в известняках считаются редко рассеянные фосфорсодержащие органические остатки или слои гуано на поверхности известняков.

Близко к этим идеям стоят взгляды о гидротермальном происхождении ряда своеобразных фосфоритов „натечной текстуры“ — Mercey (1887), Levy (1887) — для фосфоритов Соммы во Франции, Weigelt (1921) — для фосфоритов Эстремадуры в Испании, Ланских фосфоритов в Германии, алюмо-фосфатов „Редонда“ Антильских островов, Кантор² — для Антоново-Липовских туффовидных фосфоритов Урала.

Что же касается обширнейших залежей пластовых фосфоритов зап. штатов США,

¹ Ср. новые работы С. W. Correns (1927).

² М. И. Кантор. Уральские фосфоритовые месторождения. Труды Индустриально-педагогического Ин-та. Серия физ.-мат., вып. 3, 1929.

то большинство американских геологов признает за ними морское биолитно-диагенетическое происхождение, в основном присоединяясь к взгляду европейских ученых Murray и Renard, Cayeux и др. Заслуживают быть отмеченными имена — Gale и Richards (1910), Breger (1911—генетическая связь с фосфором остатков микроорганизмов), Blackwelder (1915 и 1916—биолитный диагенез, анаэробное бактериальное разложение Р-содержащих остатков организмов, их минерализация и метасоматоз по CaCO_3), Mansfield (1918—биолитный диагенез, фосфатизация арагонитовых оолитов подстилающих известняков). Резко отличаются взгляды Condit (1928)—(см. ниже табл. 1).

Современный характер и сама методика исследовательских работ в области интересующей нас генетической проблемы носит резкие черты отличия, отображая общие сдвиги научной мысли текущего столетия в естествознании. Эти отличия можно свести к трем основным категориям.

Прежде всего необходимо отметить, в связи, главным образом, с проблемой питательных элементов морской воды (P , N , K , CO_2), появление совершенно новой серии океанографических исследований по распределению и миграции фосфора в морских (и пресноводных) бассейнах, его распределении в различных точках и глубинах водоемов, связь с фитопланктоном, поверхностными и лонными течениями, взаимоотношения с другими показателями морской воды (pH , температура, соленость, SiO_2 , N , CO_2 и др.). Все эти исследования по гидрохимии фосфора начались в самое последнее время, после открытия Denigès (1920) нового в высшей степени чувствительного и удобного массового метода колориметрического определения P_2O_5 в водах, позволяющего непосредственно определять концентрацию до $0,00001\%$ P_2O_5 ($0,1 \text{ мг } \text{P}_2\text{O}_5$ в литре).

Среди исследователей в этой области мы должны на первое место поставить английского химика-физиолога известной Плимутской океанографической лаборатории W. R. Atkins'a, начавшего с 1923 г. систематические исследования по этому вопросу (1923, 1925, 1928, 1930), главным образом по воде пролива Ла-Манш.

Бесспорно крупную роль в изучении распределения и миграции фосфора в океанических бассейнах сыграла немецкая глубоководная атлантическая экспедиция 1925—1927 гг. на судне „Meteor“, при участии крупных ученых, океанографа G. Wüst (1927, 1928, 1932), гидрохимика H. Wattenberg (1926, 1928, 1932, 1935, 1936), микробиолога E. Hentschel (1927—1931), геолога S. Correns (1927, 1935) и др.

В период 1908—1910 гг. аналогичные задачи были включены в программу датской океанографической экспедиции („Dana“) по Средиземному морю — H. Thomsen (1931), норвежской антарктической экспедиции 1926—1931 гг. („Discovery“ 1929—1931) и др.

Из русских работ в этом направлении следует отметить океанографические исследования Черного моря — Чигирин (1930), Северного и Баренцова морей — Крепс (1932), Бруевич (с 1927); по Тихоокеанскому побережью — З. Ратманов (1937) и др.

Второй новой группой исследовательских работ являются прежде всего экспериментально-теоретические физико-химические исследования процессов химического осаждения из морской воды CaCO_3 , гидратов окислов железа, алюминия, марганца, фосфатов и др.

Сюда относятся также исследования по выпадению и равновесию CaCO_3 в морской воде — H. Gee (1932), H. Wattenberg (1936), по системе равновесия фосфатов кальция — $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ — F. Cameron (1904, 1905), H. Bassett (1907, 1908, 1917), A. Казаков (1937) и др.

Значительным продвижением вперед в области познания химической природы фосфатного вещества фосфоритов, апатита и ряда синтетических фосфатов кальция, мы обязаны новым методам рентгеноструктурного анализа — Hentschel (1923), Mehmel (1930), Naray-Szabo (1930), Hendricks (1931, 1932), Bredig (1933), Соимонова (1935, 1936), Казаков (1936—1937), а также методу термического анализа различных типов фосфоритов — Казаков и Андрианов (1936, 1937).

Наконец, необходимо отметить усиление исследовательских работ в области палеогеографии фосфоритсодержащих бассейнов — Condit (1928), Branson (1932);

ТАБЛИЦА 1

Классификационная схема главных гипотез о генезисе фосфоритов (стадия образования вещества фосфоритов)

Генетические группы	Тип генезиса	Главнейшие работы— авторы
I. Биолитный (морской)	1. Непосредственные остатки фосфатизированных скелетов и других твердых частей микроорганизмов (зубы, кости, скелеты, створки раковин)	Lyell (1855), Daubrée (1868)—фосфориты Франции (Па-де-Кале), Cornet (1886)—фосфориты Франции (Сомма). Renard et Cornet (1891). Collet et Lee (1905). Самойлов (1923)—оболовые фосфориты Ленинградской обл. и Эстонии.
	Копролиты	Gumbel (1864), Heberle (1914), Krumbeck (1932), Schmidtl (1934).
	2. Биолитный диагенез (донный морской метасоматоз): А. Планктон Б. Нектон В. Бентос	Murray and Renard (1891, 1898, 1908), Архангельский (1909, 1911), Breger (1911), Худяев (1931). Credner (1895), Carnot (1896), Murray (1898), Kruft (1902), Chazal (1904), Gale and Richards (1910), Самойлов (1912—1914), Blackwelder (1915), Mansfield (1918—1931), Schmidtl (1934),
	3. Бактериальное фосфатонакопление	Breger (1911)—для фосфоритов зап. штатов США. Кассин (1928)—для вятских фосфоритов. Сауеих (1936).
II. Континентальное образование	4. Элювиально - карстовый (остаточные месторождения)	Shaler (1870)—впервые предложена для фосфоритов Ю. Каролины. Breton (1887) Cornet (1887) и др. } Франция, департамент Соммы Hayes (1898—1899), Reese (1892), } Тенесси, Самойлов (1914), Blackwelder (1916), } Флорида Hummel (1924), Graham (1925). Blackwelder (1916)—Бельгия Монс. А. Дубянский (1937)—фосфориты „хоперского горизонта“ Сталинградской и Воронежской обл. СССР.
	5. Метасоматоз по CaCO_3 в процессе гравитационной инфильтрации грунтовых вод в нижележащие слои карбонатных пород	Davies (1898)—Нассау в Германии. Hayes (1902), Самойлов (1914), Sellards (1913), Rogers (1915) и др. К этому типу относятся и образования гуано. Процессы 1-го и 2-го типов большей частью идут одновременно. Главнейшими агентами являются воды, содержащие CO_2 и гуминовые кислоты.
	6. Гидротермальный	Mercey (1887) } фосфориты Соммы во Франции Levy (1887) } Weigelt (1921)—Эстремадура (Испания), Лан (Германия), алюмо-фосфат „Редонда“ с Антильских островов. Кантор (1929)—Антоново-Липовские фосфориты Ю. Урала.
	7. Усыхающие регрессивные бассейны—пересыщение фосфатом и его выпадение (обычный солевой тип)	D. Condit, E. Finch and I. Pardée (1928)—для фосфоритов зап. штатов США.
III. Химические осадки из морской воды (фосфоритные фации)	8. Выпадение из морской воды в области материкового шельфа, при обстановке восходящих донных (глубинных) течений.	Казачков (1932 и 1937).

ТАБЛИЦА 2
Главнейшие вероятные генетические типы месторождений осадочных фосфатов
(Формирование фосфатных слоев)

Континентальные образования			Переходный тип	Морские осадки (бассейны нормальной солености)	
Гуано	Континентальное обогащение	Химические осадки пресноводных бассейнов	Химические осадки лагунных, прибрежных морских бассейнов	Платформенный тип	Геосинклинальный тип
1	2	3	4	5	6
<p>А. Тип гуано коралловых островов:</p> <p>а) Метасоматоз по карбонатным породам</p> <p>б) Метасоматоз по изверженным породам -- образование алюмо-фосфатов и др.</p> <p>Б. Тип гуано пещер и гротов</p>	<p>А. Элювий--карст: Флорида</p> <p>Тенесси (бурый фосфорит M. Pleasant)</p> <p>Монс в Бельгии</p> <p>Б. Гидротермы: Эстремадура (Испания), Нассау (Германия)</p> <p>Антоново-Липовское на Урале</p>	<p>Вивианитовая группа--торфяные болота, озерные илы („Вивианитовая фация“)</p> <p>Источником фосфора являются грунтовые воды, питающие пресноводные водоемы (определенный тип вод)</p>	<p>Фосфористые железные руды осадочные: Эльзас-Лотарингия, Керчь и др.</p>	<p>„Фосфоритные фации“</p> <p>Фосфоритные желваки или зерна (конкреции), рассеянные в породе или сгруженные в форме желвачно-плитняковых слоев</p> <p>Фосфориты русской платформы I₃, Cг₁, Cг₂, T-Alb (Glt); фосфориты Франции, Бельгии, и др.</p>	<p>„Пластовые фосфориты“ -- обычно приурочены к мощным свитам карбонатных или глинисто-сланцевых осадков</p> <p>Зап. штаты США</p> <p>Северная Африка.</p> <p>Верхне-палеозойские (C₃-P₁) фосфориты западного склона Уральской геосинклинали. Каратауские фосфориты сев.-западных отрогов Тянь-Шаня (Ср. Азия--нижний силур).</p>

1. А. Типичны фосфатные минералы (монетит— CaHPO_4 , брушит — $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), характеризующие высокую концентрацию ионов PO_4 в равновесных кислых „почвенных растворах“. Эта обстановка никогда не имеет места в морских бассейнах, для воды которых характерно $\text{pH} > 7,5$.

Б. Генетически характерно меньшее участие воды, присутствие аммиака и повышенная щелочность среды (разложение азотистых органических веществ). Типичны Mg , NH_4 минералы (струвит и др.).

2. А. Тип „residual deposits“. Процесс этого континентального выщелачивания фосфатизированных карбонатных осадков наиболее ярко выражен при следующих условиях:

а) наличие в кровле известняков рыхлых песчаных пород, легко пропускающих атмосферные осадки, б) положение зеркала верхних грунтовых вод ниже поверхности известняков, что приводит к непрерывной гравитационной инфильтрации почвенных вод, в) соответствующая климатическая зона — с достаточным количеством годовых осадков.

Первоначальным источником концентрации фосфора, в результате вышеуказанного избирательного растворения CaCO_3 , могут служить рассеянные в карбонатной породе остатки фосфатизированных скелетов и раковин организмов, а также и первичные рассеянные зерна фосфата, сингенетичные образованию самих известняков.

Впервые эта гипотеза была высказана американским геологом Шалером (Shaler, 1870) и целым рядом других, главным образом, также американских исследователей Sellards (1911), Hümmel (1924), Graham (1925).

В 1914 г. в основном к этой точке зрения генезиса фосфоритов Флориды и Тенесси присоединился Я. В. Самойлов, оттеняя одновременно идущий при этом и процесс континентального метасоматоза по CaCO_3 .

К элювиально-карстовому генетическому типу А. Дубянский (1937) относит белые фосфориты „хоперского горизонта“ Сталинградской и Воронежской обл.

Фосфориты этого генетического типа обычно не содержат глауконита, характеризуются невыдержанным залеганием—типичная карстовая поверхность подстилающих карбонатных пород.

Реальная возможность образования подобного рода фосфоритных залежей у нас вызывает большие сомнения. Этот тип генезиса мы пока принимаем условно, впредь до окончания ведущихся в связи с этим экспериментальных работ.

Б. Также пока условно мы принимаем гидротермальный генезис для ряда незначительных фосфоритных месторождений „натечного“ типа.

3. Работами НИУИФ (1936—1937) генезис вивианитовых руд изучен довольно хорошо (Андрианов, 1937).

4. Фосфор этих руд относится не только к фосфатам Fe (отчасти Al), но частично к фосфату кальция, как это доказано нашими работами для Керчи (и тем более для хоперских железных руд).

5 и 6. К этому типу фосфоритов морского осадочного образования относится подавляющее большинство фосфоритных месторождений.

введение понятия „фосфоритных фаций“ — Condit (1928), Наливкин (1932, 1933), Казаков (1934—1937), Петрушевский (1936); развитие работ по литологии и химии современных морских осадков — Архангельский (1927, 1928, 1930), Moore (1930, 1931), Brinkman — адсорбция P_2O_5 из морской воды гелем $CaCO_3$ донных осадков (1931). Имеется значительный сдвиг по уточнению роли микробиологических процессов в донных осадках, как факторов изменения физико-химических параметров неорганической среды минералообразования. Так, для примера химического выпадения $CaCO_3$ выделяются микробиологические работы Drew (1914), Salomon (1915), Vauhan (1914, 1917, 1920), W. Bavendamm (1931).

На фоне этих новых общих сдвигов мирового научного уровня, чисто хемогенные факторы генезиса разнообразных минеральных тел приобретают все большую актуальность. Так например, для осадочных образований следует отметить работы: Известняки — Gee (1932), Tarr (1935), Wattenberg (1936).

Железные руды — Hummel (1922), Gruner (1922), Курнаков (1928), Berz (1929), Moorland Maynard (1929), Пустовалов (1932—1934), Архангельский (1930, 1933, 1934), Ефремов (1936) и др.

Бокситы — Архангельский (1932, 1933), Рожкова (1936).

Марганцовые руды — Murray and Irvine (1894), Dale (1915), Zapff (1931) и др.

Фосфориты — А. Казаков (1932—1937).

В отношении образования фосфатного вещества фосфоритов подавляющего большинства месторождений, автор выдвигает, и в дальнейшем обосновывает, теорию осаждения фосфата кальция непосредственно из морской воды, при определенных океанографических условиях.

Вышеуказанные генетические гипотезы образования фосфатного вещества фосфоритов классифицированы в таблице 1.

В соответствии с нашими генетическими представлениями, отвлекаясь от деталей не принципиального характера, мы классифицируем все разнообразие фосфоритных месторождений в осадочных породах на шесть основных генетических типов месторождений (табл. 2).

В дальнейшем изложении мы остановим наше внимание исключительно на морских фосфатных фациях платформенного и геосинклинального типов (№№ 5 и 6 таблицы 2 и № 8 таблицы 1), к которым генетически приурочены все известные фосфоритные месторождения СССР и главные иностранные месторождения — Алжир, Тунис, Марокко, зап. штаты США.

Остальные генетические типы фосфатных концентраций, как имеющие совершенно подчиненное значение и менее изученные, мы здесь оставим без рассмотрения.¹

Физико-химические факторы генезиса

I. Фазовая структура фосфатного вещества фосфоритов

Прежде чем изучать условия генезиса того или иного минерала или их ассоциаций (руды и полезные ископаемые), необходимо прежде всего знать, что мы изучаем, т. е. фазовую природу вещества, так как каждой твердой фазе в определенной системе равновесия соответствует свое индивидуальное поле кристаллизации (устойчивости), а следовательно, и специфическая природная обстановка генезиса (образования).

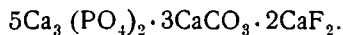
В отношении фазовой структуры интересующего нас фосфатного вещества фосфоритов до самого последнего времени в иностранной и русской литературе господствовала полная неразбериха и произвол. Большинство исследователей химический состав (формулы) фосфатного вещества фосфоритов выводили на основе валовых анализов, не прибегая к помощи физико-химических методов — термический анализ,

¹ К этой категории относятся, например, месторождения типа гуано, костяных брекчий (Эльдар и Закавказье—сармат), скоплений фосфатизированных створок бентоса (силурийские оболовые фосфориты Эстонии, угулитовые песчаники Ленинградской области), небольшие концентрации фосфатов гидротермального типа (Антоново-Липовка на Урале).

кривые диссоциации (выделение CO_2 , F, H_2O), избирательное растворение, рентген и др. Следствием этого явилось засорение научной литературы множеством нереальных формул и названий фосфатных „минералов“: курскит $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$, штаффелит $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$, коллофан, франколит, даллит, подолит и др.

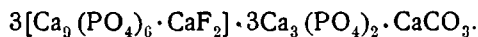
Этот поток новых названий (а следовательно и новых взглядов на фазовую природу вещества) продолжается и в настоящее время.

Так например, начиная с 1932 г. Г. И. Бушинский¹ в ряде работ настойчиво проводит мысль о принадлежности фосфатного вещества большинства русских фосфоритов к „фосфату I“, для которого он предлагает формулу:



В его работах 1934 г.² фосфатное вещество фосфоритов вятских, актюбинских и Западной области [в основном также относится к этому „фосфату I“ („курскит, новый уточненной формулы“). В работах 1935 г.³ Г. И. Бушинский к этому же типу относит и фосфориты егорьевские (Rjas—Aq.). И даже в опубликованной работе 1936 г. Г. И. Бушинский утверждает, что „коллофан составляет главнейшую часть фосфоритов“ (424).

Еще более громоздкую формулу для фосфатного вещества фосфоритов Польши на основе пересчетов валовых анализов дает S. Biskupski (1935):



В недавно опубликованной статье А. Дубянского (1937) для высокосортных вольских фосфоритов предлагается новый минералогический термин — „вольскиты“, и т. д. Из этого конспективного обзора отчетливо видна не только разногласия и произвол во взглядах на химическую природу фосфатного вещества фосфорита, но и низкий уровень научно-методологического подхода к самой постановке вопроса.

Фазовая структура вещества не может конечно решаться односторонним и устаревшим методом пересчета валовых химических анализов.

Вышеуказанное обстоятельство заставило НИУИФ прежде всего уточнить вопрос о фазовой природе фосфатного вещества фосфоритов методами: физико-химия, рентгеноанализ, кривые термической диссоциации, термический анализ, избирательное растворение, метод фазового разделения на центрифуге и т. д.

Рентгенографические структурные исследования, выполненные за последние годы целым рядом иностранных исследователей и рентгеновской лабораторией НИУИФ (см. Труды НИУИФ вып. 139, 1937), показали, что фосфатное вещество всех фосфоритов кристаллизуется в решетке апатитовой структуры, пространственная модель которой была дана в работах М. Mehmel (1930), St. Naray-Szabo (1930) и S. Hendricks (1931).

В порядке дальнейшего уточнения последние работы А. Казакова и А. Филипповой (1937) по структурным связям CO_2 и F в фосфоритах привели к выводу:

Фосфатное вещество всех платформенных и геосинклинальных фосфоритов в основном состоит из высокодисперсного фторапатита. Практически вся CO_2 этих фосфоритов принадлежит высокодисперсному тонкорассеянному кальциту (фосфатокальцитовый коагель, химический осадок из морской воды). Присутствие гидроксил-apatита теоретически мало вероятно (постоянное присутствие в морской воде фтора и углекислоты). Фтор в фосфоритах целиком входит в фосфатную молекулу (фтор-apatит).

В результате этих исследований, вместо множества ранее предполагавшихся фосфатных фаз, характеризующих фосфатное вещество фосфоритов (см. выше стр. 11),

¹ Калькуляция новых полных химических анализов фосфоритов СССР. Фонд НИУИФ, № 1796, 1932.

² Труды НИУИФ, вып. 125, 1934.

³ Петрохимическая характеристика егорьевских фосфоритов. Фонд НИУИФ, № 2620, 1935.

фактически в природе среди фосфоритов имеются лишь три фазы, дающие иногда между собою твердые растворы этих изоморфных смесей:

$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ — фторапатит (подавляющее большинство фосфоритов)
 $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$ — карбонатапатит (редкие особенные случаи)
 $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ — гидроксилапатит (возможно нахождение в фосфатном веществе фосфоритов, главным образом в гуано, в небольшом количестве в форме изоморфной смеси фтор-гидроксилапатита)

Лишь в редких, генетически особых случаях фосфориты несомненно включают в состав своего фосфатного вещества кроме фторапатита, также и карбонатапатит; сюда, например, относятся подольские фосфориты Вербецкого рудника, гидротермальные Антоново-Липовские уральские фосфориты.¹ Известные отклонения в фазовой природе имеют и континентальные фосфориты типа гуано.

Что касается третьей уже изученной нами фазы с апатитовой решеткой — гидроксилапатита $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$, — то мы ограничимся пока следующими предварительными замечаниями:

а) рентгенограммы (дебаграммы) гидроксилапатита практически неотличимы от фторапатита (близость ионных радиусов OH и F);

б) в исследованной нами системе $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ довольно четко обособляются ветви кристаллизации чистых гидроксилапатита и фторапатита, а также поле их изоморфных смесей;

в) присутствие в фосфатном веществе фосфоритов чистого гидроксилапатита теоретически мало вероятно, так как морская вода всегда содержит F (и CO_2), в присутствии которого предпочтительно кристаллизуется фторапатит или изоморфные смеси фтор-гидроксилапатита. В присутствии даже самых незначительных следов P_2O_5 в растворе системы $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ фтор увлекается в осадок в первую очередь в форме фторапатита или фтор-гидроксилапатита и лишь при дальнейшей концентрации „бесфосфатного“ раствора кристаллизуется флюорит (CaF_2).

Из гидроксилапатита в основном состоит минеральная часть костного вещества животных организмов и человека; вероятно его нахождение среди отложений гуано.

Таким образом прежние представления о структурных формулах фосфатного вещества фосфоритов как „курскита“ и „штаффелита“ — нами отвергаются.

II. Система равновесий $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$. Поля кристаллизации фосфатных минералов и флюорита

Уяснив фазовую структуру фосфатного вещества фосфоритов (высокодисперсный фторапатит и изредка его аналоги) во втором физико-химическом концентре исследований мы поставили себе следующие вопросы:

а) существуют ли в изотермах от 0 до 25° системы равновесий $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ подобные ветви кристаллизации фосфатов кальция с апатитовой решеткой (гидроксилапатит, фторапатит)?

б) в случае утвердительного ответа — необходимо было выяснить, каковы параметры устойчивости этих соединений — соответствующие интервалы концентраций P_2O_5 , F , CaO , pH , равновесной жидкой фазы (генетическая обстановка)?

в) насколько эти экспериментально найденные параметры совпадают с аналогичными реальными природными параметрами океанических вод?

г) и, наконец — какое усложнение вносит в систему $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ замена чистой H_2O морской водой и введение нового компонента — CO_2 ?

Ни на один из этих вопросов мы не имели ответа. Несмотря на известные прекрасные работы по системе $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$, выполненные Ф. Cameron (1904—1905) и Н. Bassett (1908 и 1917), область диаграммы равновесия в полях низких концентраций оставалась не расшифрованной, и исследователи пришли к противоречивым результатам.

¹ Подробнее см. А. В. Казаков и А. Г. Филиппова. Структурные связи CO_2 в фосфоритах. Фонд НИУИФ, 1937.

Для подхода к решению этих физико-химических факторов генезиса фосфоритов нам пришлось начать с середины 1935 г. параллельную работу по изучению системы равновесия $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ в водных растворах в полях низких концентраций, обратив особое внимание на поведение этой системы в слабо щелочных полях, при концентрациях P_2O_5 , близких к амплитудам колебания содержания фосфора в морской воде. К середине 1936 г. нами было закончено комплексное изучение изотерм 25 и 90° этой системы, результаты которого опубликованы (201). К концу 1937 г. в основном закончена и более сложная система $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$.

Критический разбор предыдущих работ и опыт автора в области кристаллогенезиса заставили в корне изменить самую методику исследования подобных систем с трудно-растворимыми и плохо кристаллизующимися донными фазами. Эти теоретические детали методологического порядка разбираются в специальной печатающейся статье.

На основе выполненных нами экспериментальных физико-химических исследований над системами равновесий $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ и $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ в полях низких концентраций (изотерма 25°) определены цифровые параметры кристаллизации и устойчивости шести нижеследующих твердых фаз:

$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — брушит	} минералы гуано
$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ — трехкальциевый фосфат	
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ — гидроксилapatит	} минералы апатитовой решетки
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ — фторапатит	
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{FON})_2$ — фтор-гидроксилapatит (изоморфные смеси)	
CaF_2 — флюорит	

В таблице 3 и рис. 1 и 2 приводятся найденные нами цифровые параметры и диаграммы для полей кристаллизации вышеуказанных фаз.

Чрезвычайно любопытно, что в области этой системы с $\text{pH} = 8,0 \pm 0,5$ (отвечающей природной обстановке океанических вод) эти параметры полей кристаллизации фосфатных минералов апатитовой решетки совпадают с аналогичными параметрами характеристики океанических вод в областях верхней и средней частях шельфа (P_2O_5 , F, pH). Поверхностные океанические воды (зоны фитопланктона), содержащие менее 5 мг P_2O_5 в 1 м³, являются уже „растворителем“ для фосфатов, и в этой обстановке естественно не может происходить их кристаллизация (выпадение в форме химического осадка).

Из вышеуказанных работ вытекает еще один геологически важный вывод, который можно формулировать следующим образом. В случае выпадения фосфатов из океанических вод (область шельфа, как увидим далее) последние должны кристаллизоваться исключительно в апатитовой решетке. Выпадение трехкальциевого фосфата — $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ — и тем более дифосфата — $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — исключается, так как их параметр устойчивости далеко не совпадает с аналогичными параметрами океанических, морских и континентальных вод.

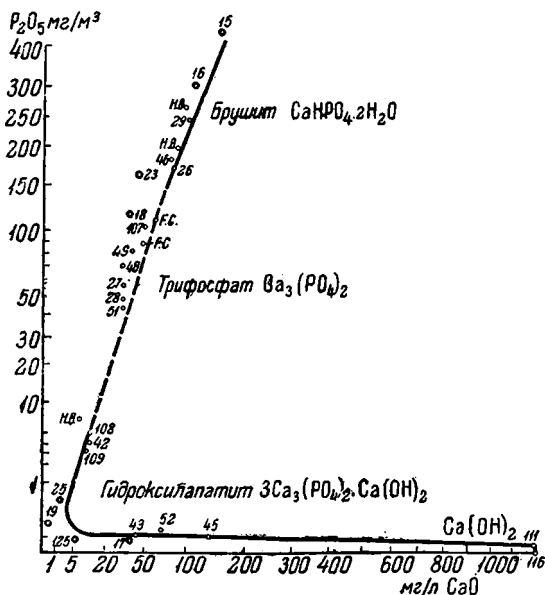


Рис. 1. Система $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ в полях низких концентраций — изотерма 25°. (А. Казаков, 1937).

Четыре точки (17, 19, 25, 125) в левом нижнем углу, с гидроксилapatитовой донной фазой, даны для сравнения из изотермы 90° той же системы. Точки со знаком „F. C.“ — из работы F. Cameron (1905). Точки со знаком „H. B.“ — из работ H. Bassett (1908 и 1917). Точка 11 — двойная (переходная) точка для $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2 + \text{Ca}(\text{OH})_2$.

В заключение представляет интерес остановиться на геолого-генетической интерпретации образования флюорита в осадочных породах, на базе наших физико-химических исследований:

а) растворимость CaF_2 значительно выше, чем минералов апатитовой решетки;
 б) в присутствии даже ничтожных следов фосфорной кислоты (ок. 10 мг P_2O_5 на 1 м^3) в морской воде фтор может выделяться в осадок лишь в форме фтор-гидроксилapatита, а не флюорита;

в) для образования флюорита как осадка необходима сравнительно высокая концентрация фтора в растворе, определяемая величиной от 10 до 15 мг/л F, что значительно превышает обычное содержание фтора в океанической воде.

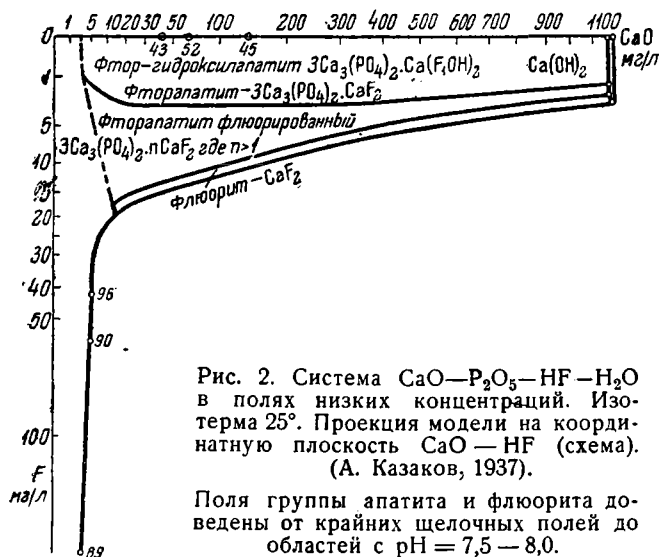


Рис. 2. Система $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{HF}-\text{H}_2\text{O}$ в полях низких концентраций. Изотерма 25° . Проекция модели на координатную плоскость $\text{CaO}-\text{HF}$ (схема).
 (А. Казаков, 1937).

Поля группы апатита и флюорита доведены от крайних щелочных полей до областей с $\text{pH} = 7,5 - 8,0$.

Эти физико-химические параметры жестко предопределяют геолого-генетическую обстановку. Флюорит не может образовываться ни в морских бассейнах нормальной солености, ни в пресноводных континентальных водоемах (мало F, много P).

Возможность образования и выделения флюорита в осадок появляется лишь в усыхающих реликтовых бассейнах, когда концентрация F достигает величины около 10 мг/л.

ТАБЛИЦА 3

Поля кристаллизации фосфатных фаз и флюорита (изотерма 25°)

(А. В. Казаков, 1926—1937)

Твердая фаза	Состав равновесной жидкой фазы			
	CaO мг/л	P_2O_5 мг/л	F мг/л	pH
Система $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$				
Брушит $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. .	≥ 80	≥ 150	0	$\leq 6,40$
Трифосфат $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$. .	от 80 до 6,0	от 150 до 3	0	6,4—7,0
Гидроксилapatит	от 6,0 до 140	от 3 до 0,005	0	7,0—8,0
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$. .	и выше		0	от 8 до 10
Переходная (двойная) точка				и выше
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2 +$				
$+ \text{Ca}(\text{OH})_2$	1201,7	0,005	0	
$\text{Ca}(\text{OH})_2$	1210	0	0	

Твердая фаза	Состав равновесной жидкой фазы			
	CaO мг/л	P ₂ O ₅ мг/л	F мг/л	pH

Система CaO—P₂O₅—HF—H₂O

(предварительные данные для отрезка модели областей pH = 8,0 ± 0,5)

Фтор-гидроксилapatит 3Ca ₃ (PO ₄) ₂ · Ca(FOH) ₂ . .	20—30	0,10—0,05	0—8	} 8,0 ± 0,5
Фторapatит—нормальный 3Ca ₃ (PO ₄) ₂ · CaF ₂	20—30	0,10—0,05	8—15	
Фторapatит+флюорит CaF ₂ (двойная точка)	20—30	0,10—0,05	≥ 15	

Примечание. Для более щелочных областей (с pH > 8,5) показатели концентраций ионов для равновесной жидкой фазы соответственно: а) для CaO повышаются до 1200 мг/л, б) для P₂O₅ понижаются до 0,002 мг/л, в) для F понижаются до 3 мг/л (для флюоритовой донной фазы).

Океанографические факторы генезиса (миграция и осаждение фосфатов, карбонатов, кремнезема)

В этой главе мы анализируем в самых общих чертах основные факторы закономерностей распределения и миграции фосфора в морских бассейнах, оттеняя

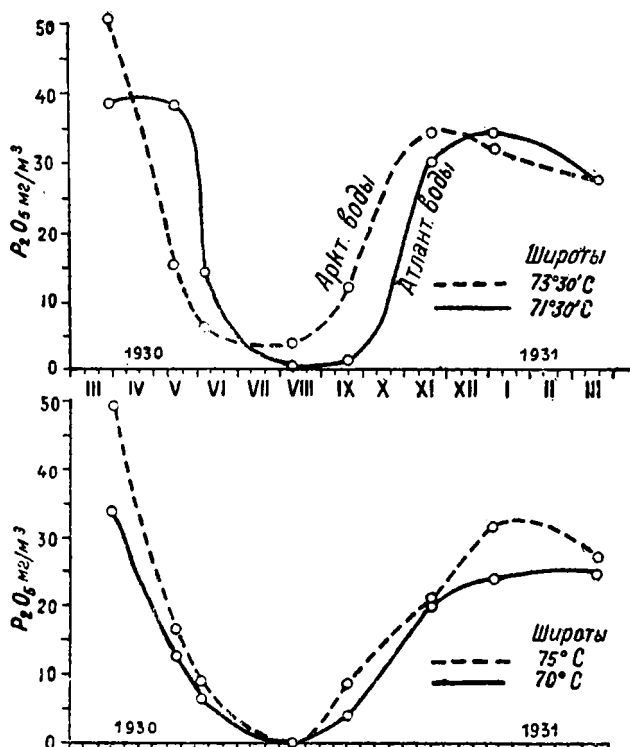


Рис. 3. Годовые (сезонные) циклы изменения содержания фосфора (мг/м³ P₂O₅) в водах Баренцова моря на глубине 10 м для вод арктических и атлантических (гольфштрем). (Е. Крепс и Н. Вержбицкая, 1932).

также и генетически важные для нас сопряженные гидрохимические показатели: O₂, CO₂, Si, N, щелочность, pH, температура, продукция планктона.

I. Сезонные изменения в распределении P_2O_5 , CO_2 , O_2 , Si, N в поверхностных слоях океанических вод

а) Фосфор. Весной, с расцветом жизнедеятельности фитопланктона, растворенные в морской воде фосфаты, как питательные элементы, энергично усваиваются растительными клетками, и содержание P_2O_5 в верхних слоях морской воды резко падает.

Осенью и зимой интенсивность жизненных процессов резко затухает и ассимиляция планктонном растворенных фосфатов почти прекращается; на сцену выступает обратный процесс регенерации фосфатов — содержание P_2O_5 в морской воде снова повышается, доходя обычно до исходной концентрации.

Эти годовые циклы миграции фосфора в зоне фотосинтеза представлены ниже на ряде иллюстраций (рис. 3 и 4).

Зависимость содержания в морской воде фосфора и свободного кислорода, а также величины pH от развития диатомовых — иллюстрируется рис. 5 и 6.

Эти сезонные циклы колебаний содержания фосфора (а также и других биогенных элементов — O_2 , N, CO_2 , Si) в морской воде имеют для нашей проблемы генезиса фосфоритов весьма важное значение. Если при жизни морские организмы, в том числе и планктон, являются концентраторами фосфора и в период весеннего развития биомассы имеет место резкое снижение P_2O_5 в морской воде, то и после их смерти наступает быстрая их минерализация (бактериальное разложение),

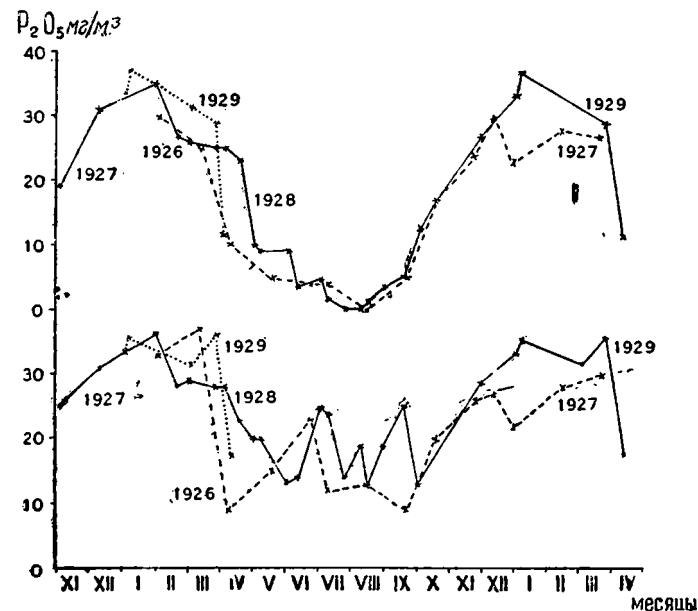


Рис. 4. Годовые циклы изменения содержания фосфора (мг/м³ P_2O_5) в водах Ла-Манша (Англия — Плимутская станция). Верхняя диаграмма для глубины 5 м, нижняя для глубины 70 м (придонная вода). (W. R. G. Atkins, 1930).

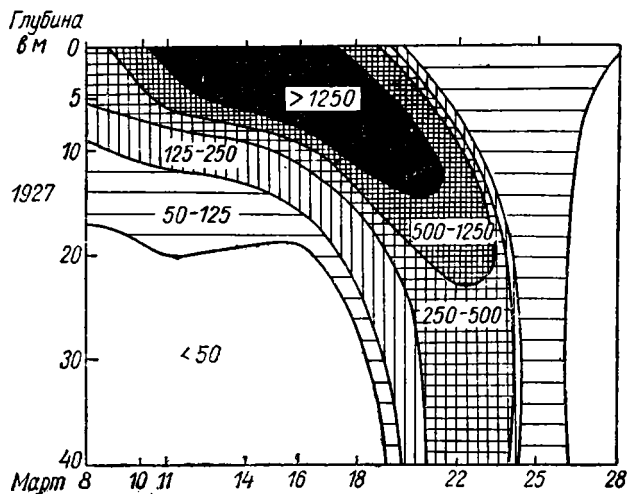


Рис. 5. Динамика весеннего развития диатомовых водорослей (содержание колоний в 1 см³), в зависимости от глубины (весна 1927 г.).

при которой фосфорорганические соединения распадаются с отщеплением фосфат-иона, снова поступающего в раствор. Этот распад отмершего планктона наступает

тотчас после их смерти, и погружающиеся остатки нередко минерализуются нацело, не доходя до дна. В мелких водоемах (менее 200—100 м) последние фазы этого распада происходят уже на дне.

В осенние и зимние месяцы, вследствие вертикальной стратификации водных масс, верхние слои снова обогащаются фосфором, до исходной концентрации. Осуществляется четкий годовой цикл миграции фосфора.

б) CO_2 — парциальное давление в поверхностных слоях морской воды. В полном соответствии с фосфором стоит CO_2 ; между содержанием в растворе P_2O_5 и CO_2 существует четкая прямая корреляция. В поверхностных слоях морской воды (зона фотосинтеза, в среднем до глубины 50 м) растворенная в морской воде CO_2 , наряду с P_2O_5 , являются основными „питательными элементами“ и энергично поглощаются растительными клетками, при одновременном выделении свободного кислорода. Вследствие этого содержание CO_2 и P_2O_5 в поверхностных слоях, с одной стороны, всегда меньше, чем в глубоких слоях воды, с другой — оба эти вещества сопряженно подвержены годовым циклам колебаний. Это хорошо видно на рис. 7 для вод Ла-Манша (W. Atkins, 1930, 68, р. 839).

В отличие от P_2O_5 содержание CO_2 в поверхностных слоях воды регулируется еще и другим мощным фактором — равновесием с углекислотой атмосферы.

В поверхностных слоях морской воды происходит постоянный обмен CO_2 с атмосферной углекислотой. Обычно весной и летом, когда CO_2 морской воды энергично ассимилируется фитопланктоном и ее содержание (парциальное давление) понижается до $P_{\text{CO}_2} < 3 \cdot 10^{-4} \text{ ат}$, морская вода начинает поглощать CO_2 из атмосферы. Наоборот, осенью и зимой, вследствие стратификации и преобладания зоофизиологических процессов над фитопланктоном, обычно содержание CO_2 значительно возрастает и происходит обратная отдача свободной CO_2 морской воды в атмосферу. Наблюдается своеобразное дыхание океана.

в) Кислород. Содержание свободного кислорода в морской воде естественно имеет обратную корреляцию с CO_2 . В период расцвета фитопланктона содержание свободного кислорода в зоне фотосинтеза — повышенное и доходит иногда до $9,5 \text{ см}^3/\text{л}$ (против средней нормы $4,8\text{--}6,8 \text{ см}^3/\text{л}$). В осенние и зимние месяцы в силу стратификации к поверхностным слоям подводятся воды более глубоких горизонтов, обедненные O_2 , и содержание O_2 в зоне фотосинтеза снова понижается до исходных концентраций.

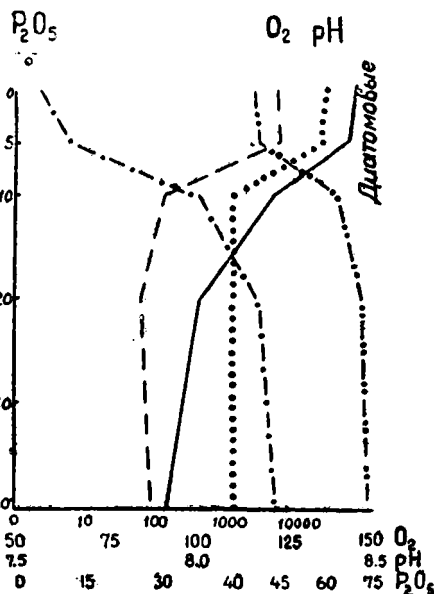


Рис. 6. Диаграмма хода изменений числа колоний диатомовых в 1 см^3 , pH, O_2 , % насыщения кислородом, P_2O_5 —мг/м³ и солёности (S) в зависимости от глубины. На 14/III 1927 г. Для вод Clyde Sea Area (S. Marshall and A. Orr, 1900).

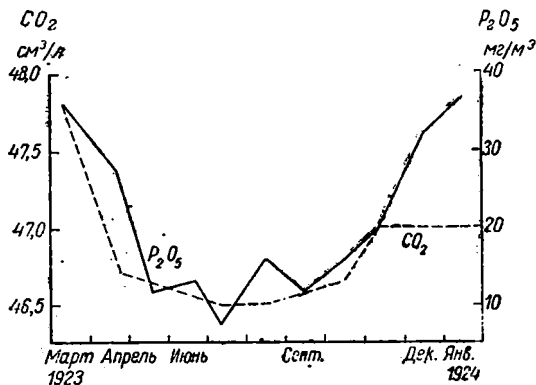


Рис. 7. Годовой цикл изменения содержания P_2O_5 и CO_2 в водах Ла-Манша (среднее для всей 70-метровой колонки — от поверхности до дна); мг/м³ P_2O_5 и CO_2 в $\text{см}^3/\text{л}$ (W. R. Atkins, р. 839, 1930).

г) Аналогично P_2O_5 и CO_2 ведет себя растворенная кремниевая кислота — $SiO_2 \cdot aq$, которая является основным строительным элементом для диатомовых водорослей, строящих свой кремневый панцирь из $SiO_2 \cdot aq$. Здесь также мы наблюдаем сезонные циклы колебаний содержания SiO_2 в зоне фотосинтеза (ср. абсолютные цифры на рис. 24 и 25).

II. Вертикальное распределение P_2O_5 , CO_2 , O_2 , Si, N в морских бассейнах

а) Фосфор. Поверхностные слои морской воды, соответствующие зоне фотосинтеза и фитопланктона, всегда обеднены фосфорной кислотой, каковая здесь энергично поглощается растительными организмами. В этой поверхностной зоне,

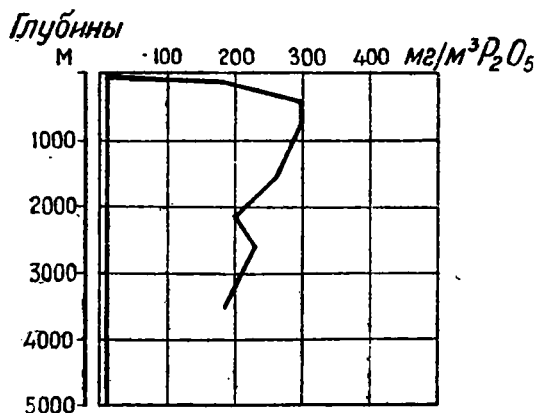


Рис. 8. Содержание P_2O_5 в воде Атлантического океана под тропиками — в $mg/m^3 P_2O_5$. (Н. Wattenberg, 1927, „Meteor“).

глубиной до 50 м, содержание фосфора обычно не превышает $50 mg/m^3 P_2O_5$, спускаясь часто до $2–5 mg/m^3 P_2O_5$ и даже ниже — до „биологического нуля“ ($\leq 1 mg/m^3$). Ниже зоны фотосинтеза содержание P_2O_5 быстро возрастает, доходя в ряде случаев до $300–400 mg/m^3 P_2O_5$ и даже выше.¹

В виде иллюстрации приведем несколько примеров: а) тропики Атлантического океана, до глубины 3500 м, по Н. Wattenberg 1927 (из экспедиции „Meteor“) — рис. 8; б) Баренцево море, профиль по Кольскому меридиану, по Крепс (1932) — рис. 9.

Следует особое внимание обратить на рис. 10, из которого видно, что максимальная концентрация P_2O_5 в тропических водах Атлантического океана приходится на зону глубин 500 ± 200 м, что связано с особенностями минерализации падающего мертвого планктона, обычно успевающего здесь нацело минерализоваться, доходя до глубины 500 м.

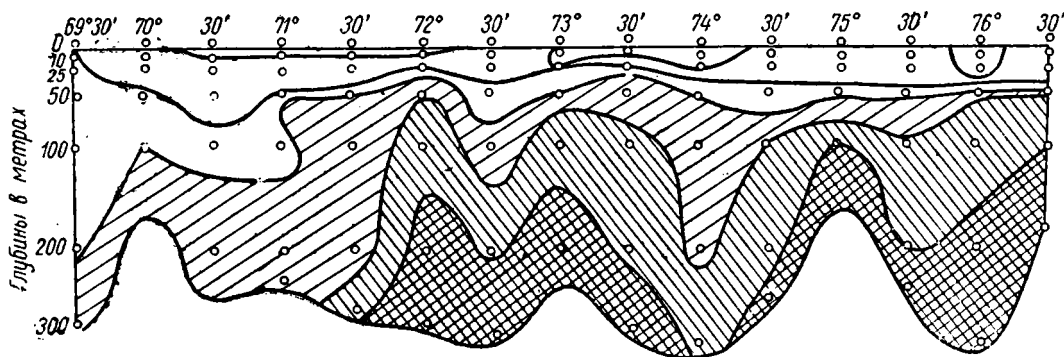


Рис. 9. Содержание фосфора в воде Баренцева моря. Профиль по Кольскому меридиану, для периода 26 III—6 IV—1930 (Е. Крепс и Н. Вержбицкая, 1932).

б) Распределение CO_2 в глубоких водах океана. Представление о вертикальном распределении CO_2 (парциальное давление) дают рис. 10 и 11 — для Атлантического океана. Четко вырисовываются основные закономерности.

¹ По новым японским работам содержание P_2O_5 в водах Тихого океана около японских островов доходит до $1000 mg/m^3 P_2O_5$.

В самом поверхностном слое парциальное давление CO_2 , вследствие равновесия с атмосферой, близко к $3 \cdot 10^{-4} \text{ ат}$. В зоне фитопланктона (0—50 м), вследствие ассимиляции растительными клетками, содержание CO_2 немного уменьшается.

Несколько ниже зоны фитопланктона мы встречаемся со слоем, в котором баланс CO_2 уравнивается между процессами ассимиляции и респирации.

Ниже этого слоя содержание CO_2 в океане начинает быстро возрастать, доходя до максимума на глубинах 400—500 м, при соответствующих максимальных значениях P_{CO_2} = до $12 \cdot 10^{-4} \text{ ат}$ (что соответствует $760 \times 12 \cdot 10^{-4} = 9,12 \text{ мм}$ ртутного столба, против обычного 2,3 мм для атмосферы).

Ниже этой зоны максимума, до глубины 1500 м содержание CO_2 снова падает до величин, почти соответствующих в среднем поверхностным слоям.¹

С глубины 1500 м почти до дна (около 5000 м) содержание CO_2 держится на одном уровне ($P_{\text{CO}_2} = 4 \cdot 10^{-4} \text{ ат}$).

В зоне придонных вод снова наблюдается закономерное повышение содержания CO_2 и соответственное снижение pH.

Разложение (минерализация) падающих отмерших мелких организмов (планктон) происходит уже в верхних слоях океана. В мелководных областях этот „дождь“ падающих остатков организмов успевает доходить до дна, в то время как в глубоководных частях бассейна большинство организмов успевает нацело разложиться при своем погружении, не доходя до дна. Это является основной причиной увеличения содержания CO_2 с глубиной (максимум на 400—500 м). Обычно в нижних 100 м океанических вод (придонные воды) наблюдается небольшое увеличение CO_2 (и соответствующее небольшое снижение pH — рис. 10). Главными причинами этого являются: более затрудненное обновление придонной воды глубоководными течениями (трение движущихся масс по дну) и разложение (с участием бактерий) остатков организмов, не успевших до конца минерализоваться во время погружения на дно.

Таким образом, общий ход кривой вертикального распространения CO_2 аналогичен кривой для P_{O_2} .

в) Кислород. Как и следовало ожидать, количество свободного кислорода с глубиной уменьшается — расход на окисление органических остатков. Цифровые примеры ср. рис. 6.

Более детально о геологическом значении величин свободного кислорода по горизонтам морской воды — см. главу о биоценозах (стр. 55).

г) Кремнезем. Содержание SiO_2 в морской воде с глубиной закономерно увеличивается, достигая в ряде случаев значения 3500 мг/м^3 .

В отличие от P_{O_2} и CO_2 это увеличение SiO_2 с глубиной связывается не только с минерализацией погружающегося мертвого планктона, но повидимому и с прино-

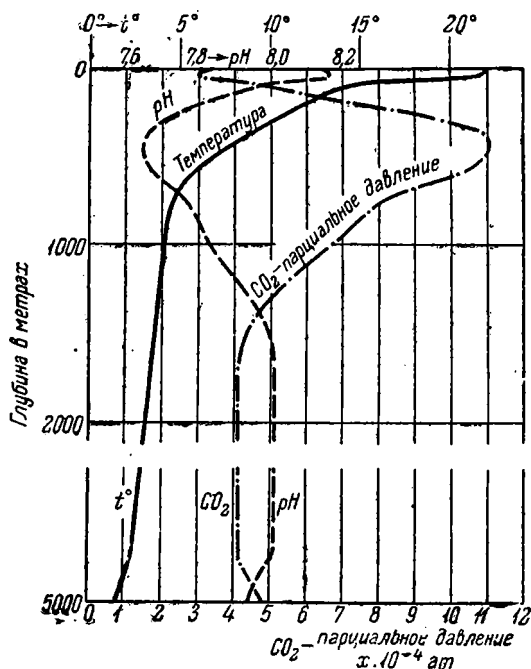


Рис. 10. Вертикальное распределение CO_2 , температуры и pH в воде средней части Атлантического океана (Н. Wattenberg, 1936).

с остатков организмов, не успевших до конца минерализоваться во время погружения на дно.

Таким образом, общий ход кривой вертикального распространения CO_2 аналогичен кривой для P_{O_2} .

в) Кислород. Как и следовало ожидать, количество свободного кислорода с глубиной уменьшается — расход на окисление органических остатков. Цифровые примеры ср. рис. 6.

Более детально о геологическом значении величин свободного кислорода по горизонтам морской воды — см. главу о биоценозах (стр. 55).

г) Кремнезем. Содержание SiO_2 в морской воде с глубиной закономерно увеличивается, достигая в ряде случаев значения 3500 мг/м^3 .

В отличие от P_{O_2} и CO_2 это увеличение SiO_2 с глубиной связывается не только с минерализацией погружающегося мертвого планктона, но повидимому и с прино-

¹ В континентальных, более мелких, водоемах этого „глубинного спада“ содержания CO_2 обычно не наблюдается, и увеличение CO_2 идет от 50 м до самого дна бассейна.

сом SiO_2 в речных водах, особенно в тех случаях, где у устьев рек имеются нисходящие морские течения (берега нагонных ветров и течений). Геологическая интерпретация этих процессов дана ниже — стр. 28—31.

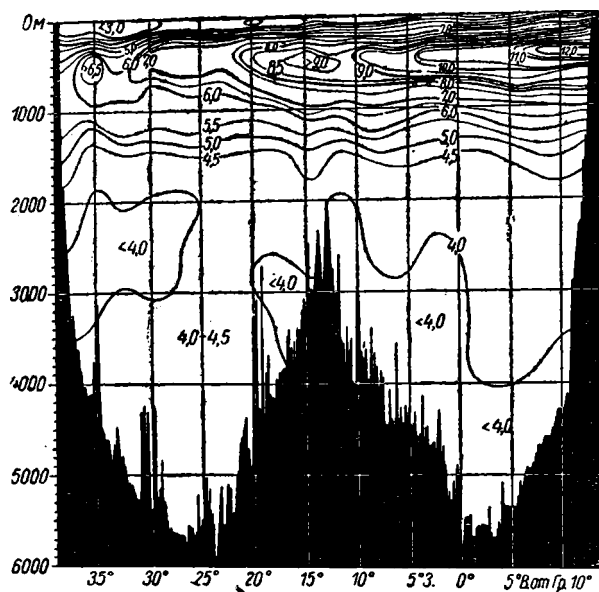


Рис. 11. Распределение CO_2 по широтному профилю Южно-Атлантического океана — около 10° южной широты (Н. Wattenberg, 184, 1936).

На рис. 12 изображена эта зависимость между pH и различными равновесными формами CO_2 (по К. Bruch 1917).

Диаграмма К. Bruch в частности наглядно количественно показывает возможность выпадения CaCO_3 из морской воды при уменьшении парциального давления CO_2 в поверхностных слоях.

III. Величины pH морской воды и их связь с концентрацией CO_2 , P_2O_5 , температурой и давлением (глубиной)

В полном соответствии с кривой вертикального распределения CO_2 стоит кривая — pH, естественно являясь „обращенной кривой“ (рис. 10).

Исследования С. Бруевича (1927—1930) по Баренцову морю также показали, что „воды глубоких впадин, изолированные от соприкосновения с атмосферой, имеют большую концентрацию CO_2 и соответственно с этим — более кислую реакцию“.

Чем больше в морской воде растворено CO_2 , тем больше при прочих равных условиях снижается в сторону кислотности ее pH (табл. 4).

ТАБЛИЦА 4

Зависимость между парциальным давлением CO_2 , температурой и pH для морской воды нормальной солености¹

(Н. Wattenberg, 1936)

pH	$\text{P}_{\text{CO}_2} (\times 10^{-4} \text{ ат})$				Общее содержание CO_2 (10^{-3} мол./л)			
	0°	10°	20°	30°	0°	10°	20°	30°
7,6	11,7	13,4	14,8	16,5	2,40	2,36	2,33	2,30
7,8	7,8	8,1	8,8	9,8	2,33	2,29	2,25	2,21
8,0	4,3	4,8	5,2	5,7	2,26	2,20	2,15	2,10
8,2	2,5	2,8	3,0	3,1	2,16	2,10	2,03	1,95
8,4	1,5	1,6	1,6	1,7	2,05	1,96	1,88	1,81

В работе 1932 г. К. Bruch и Grippenberг в сущности впервые выяснена роль давления, как фактора меняющего при прочих равных условиях величину pH (табл. 5).

¹ Нормальное парциальное давление CO_2 в атмосфере, выраженное в этих единицах измерения, равно $3 \cdot 10^{-4} \text{ ат}$.

Таким образом, например, поверхностные воды, погружающиеся течениями в глубины, при прочих равных условиях становятся „более кислыми“, т. е. более активным растворителем.

ТАБЛИЦА 5

IV. Растворяющее действие морской воды (агрессивность). Показатель „щелочности“

Изменение pH с глубиной, вследствие увеличения давления, при одном и том же количестве CO_2

Глубина м	pH		
0	7,80	8,00	8,20
2 000	7,75	7,96	8,16
4 000	7,70	7,91	8,12
6 000	7,65	7,87	8,08
8 000	7,60	7,82	8,04
10 000	7,55	7,78	8,00

Придонная морская вода и осадки морского дна находятся между собой в непрерывном взаимодействии. Еще в 1884 г. химик экспедиции Челленджер — W. Dittmar высказал предположение о растворяющем действии морской воды на CaCO_3 донных осадков. К аналогичному выводу в 1921 г. пришел и W. Ваенпеске (работы немецкой антарктической экспедиции 1911—1912 гг.). Однако, лишь позднейшие исследователи подвели под этот вопрос надежный физико-химический фундамент.

Для характеристики количества растворенного в морской воде $\text{Ca}/\text{HCO}_3/2$ и CaCO_3 вводится понятие „щелочности“ (A) (Alkalinität), определяемой методом титрования, и отношение $A:Cl$ — „специальная щелочность“. Обе эти величины характеризуют величину избытка оснований (главным образом Ca) над сильными кислотами.

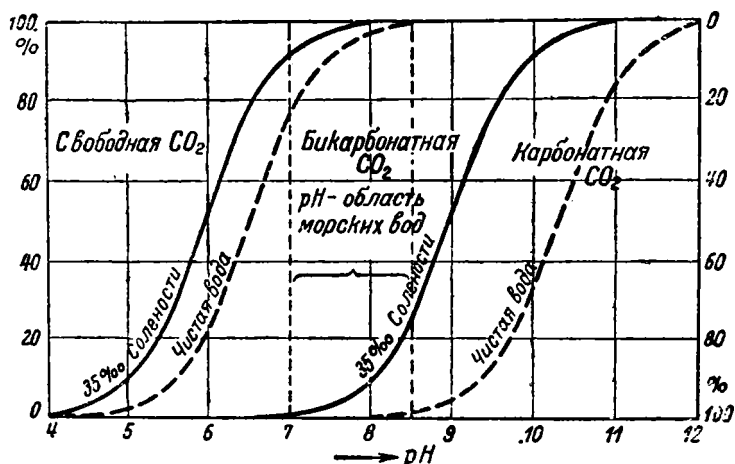


Рис. 12. Равновесное распределение форм CO_2 — свободной, бикарбонатной и карбонатной — в морской и химически чистой воде, в зависимости от значения pH (K. Bruch. 1917, ср. H. Wattenberg, 1936).

Ограничимся здесь несколькими типичными иллюстрациями: а) кривая вертикального распределения щелочности вод Атлантического океана под тропиками — по H. Wattenberg (1927), рис. 13 и б) то же для придонных вод разной глубины южного Атлантического океана по H. Wattenberg (1936), рис. 14.

В связи с растворяющим действием глубоких придонных вод стоит и процентное содержание CaCO_3 в донных морских осадках (табл. 6).

В одной из последних работ H. Wattenberg (1936) приходит к геологически интереснейшему выводу, что поверхностные слои воды всего мирового океана, содержащие, как было выше указано, количество растворенной CO_2 , близкое к равновесию с атмосферой, являются пересыщенными по отношению к CaCO_3 . Это особенно резко сказывается для теплых вод тропиков

и субтропиков (табл. 7). Примером этого служат Багамские острова. При условиях достаточного пересыщения 1 м³ такой воды может выделить до 80 г CaCO₃, так что могут образоваться мощные слои карбонатных осадков.

Новейшие работы Н. Gee (1932), Е. Timmermann (1936) и Н. Wattenberg (1936) приходят к выводу о широко идущих процессах чисто химического выпадения CaCO₃ из морской воды. Н. Gee (1932) в специальной серии работ по океанической воде Калифорнийского побережья удалось экспериментально доказать кристаллизацию CaCO₃ из проб морской воды после уменьшения в ней парциального давления CO₂.

Ваттенберг (Н. Wattenberg, 1930) и Мак Клендон (Mc Clendon, 1917) довольно четко отметили большую метастабильность морских вод, пересыщенных углекислым кальцием, пока они не входят в соприкосновение с карбонатными донными осадками мелководья. Последние, являясь центрами кристаллизации, ускоряют процесс выпадения кальцита из пересыщенных растворов.

Физико-химические закономерности общего порядка по кристаллизации CaCO₃ из водных

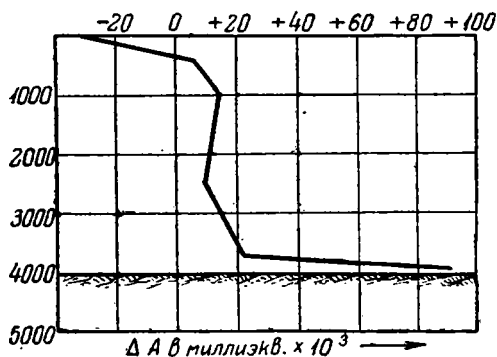


Рис. 13. Вертикальное распределение щелочности (А) воды Атлантического океана под тропиками.
(Н. Wattenberg, 141, 1927).

ТАБЛИЦА 6

Среднее содержание CaCO₃ в современных осадках Атлантического океана

(по данным экспедиции Челленджер)

Глубины м	% содержания CaCO ₃ в донном иле
< 3600	60—80%; глобигеринный ил
3600—4500	47
4500—5500	17
> 5500	0,9
	красная глубоководная глина

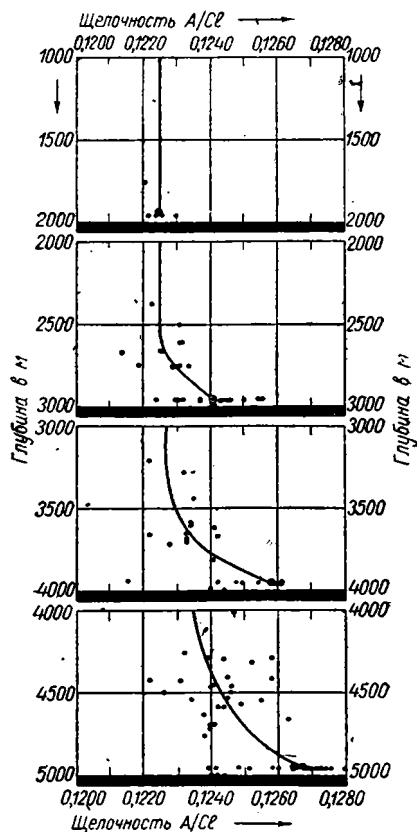


Рис. 14. Вертикальное распределение специфической щелочности (А:Сl) в придонной воде Ю. Атлантического океана (Н. Wattenberg, 1936).

ТАБЛИЦА 7

Растворимость CaCO₃ и фактическое им насыщение поверхностного слоя морской воды (35‰ S) в равновесии с атмосферой (P_{CO₂} = 3 · 10⁻⁴ ат)

t°	0	10	20	30
Растворимость, мг/л	80	65	50	35
Найдено в пробах, мг/л	117	117	117	117
Насыщение in situ	147	180	235	325
% пересыщения				

растворов (кинетика, индукционный период, влияние посторонних центров кристаллизации) хорошо разобраны в работах R. Stumper (1935) и отчасти Е. Гапона (1929).

Теория Н. Drew (1914) о бактериальном генезисе морских осадков CaCO_3 (специальные бактерии) должна быть после работ Bavendamm (1932) сильно ограничена.

Из русских работ, указывающих на процессы химического выпадения из морской воды CaCO_3 , следует отметить работы по Южному Каспию — А. Д. Архангель-

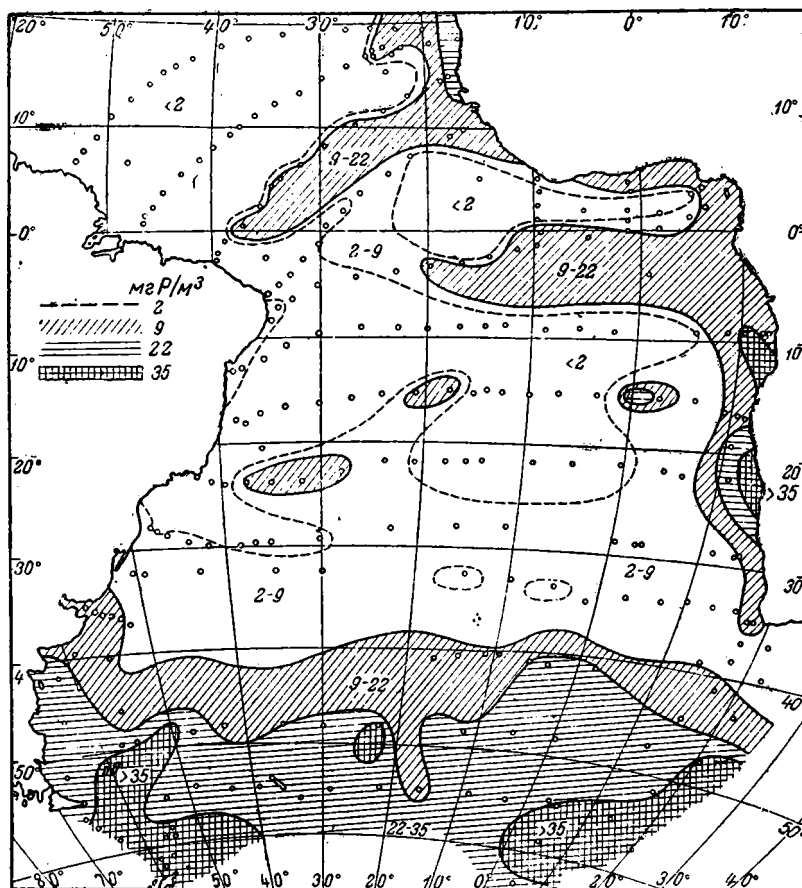


Рис. 15. Распределение фосфора (мг Р/м^3) в поверхностных (0—50 м) слоях Южно-Атлантического океана (Е. Hentschel u. H. Wattenberg, 1930).

ский (1934), С. Бруевич (1937), А. И. Михалевский; по Сев.-вост. Каспию (залив Мертвый Култук) — С. Макаров и Д. Еникеев (1937).

Особенно интересны опыты С. Бруевича (1937) с кристаллизацией CaCO_3 из поверхностных вод Южного Каспия и всех вод Красноводского залива. При встряхивании этих вод с химически чистым преципитированным порошком углекислого кальция щелочность воды уменьшалась с 3,71 до 3,18 мг-экв/л ; в другом опыте — с 3,66 до 3,13 мг-экв/л . Соответственно, по мере выпадения CaCO_3 из пробы, снижалась щелочность на 0,56 рН, при недостигнутом еще равновесии.

Согласно указаниям С. Бруевича, район восточного мелководья южного Каспия является исключительно удобным местом для наблюдения и изучения современных процессов кристаллизации кальцита, образования известковых оолитов и известковой цементации.

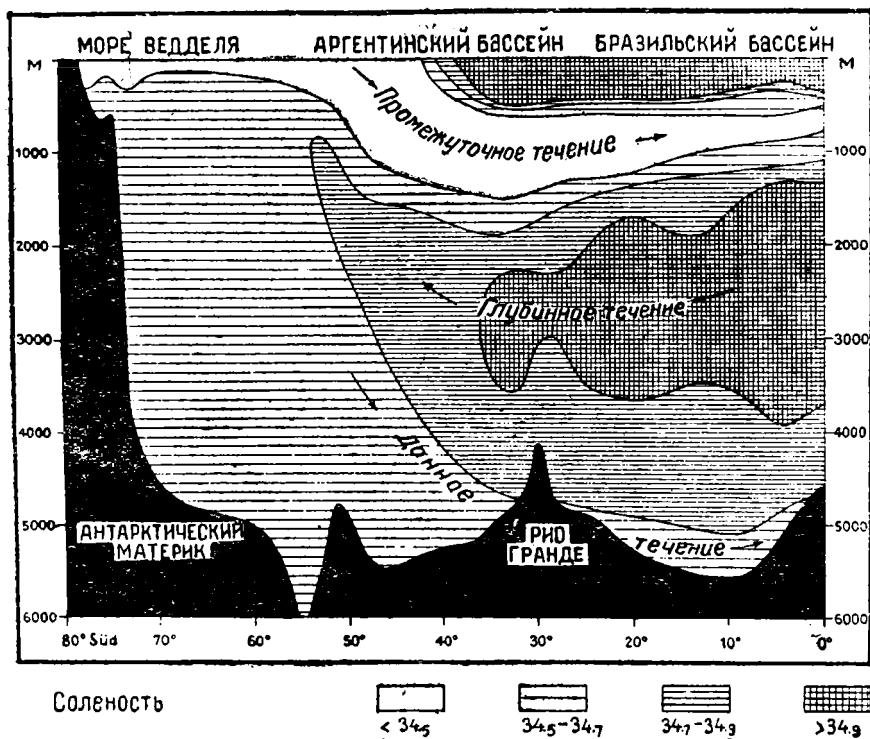


Рис. 17. Меридиональный профиль глубоководных течений (и солености) вод западной части Южно-Атлантического океана (G. Wüst, стр. 132, 1927).

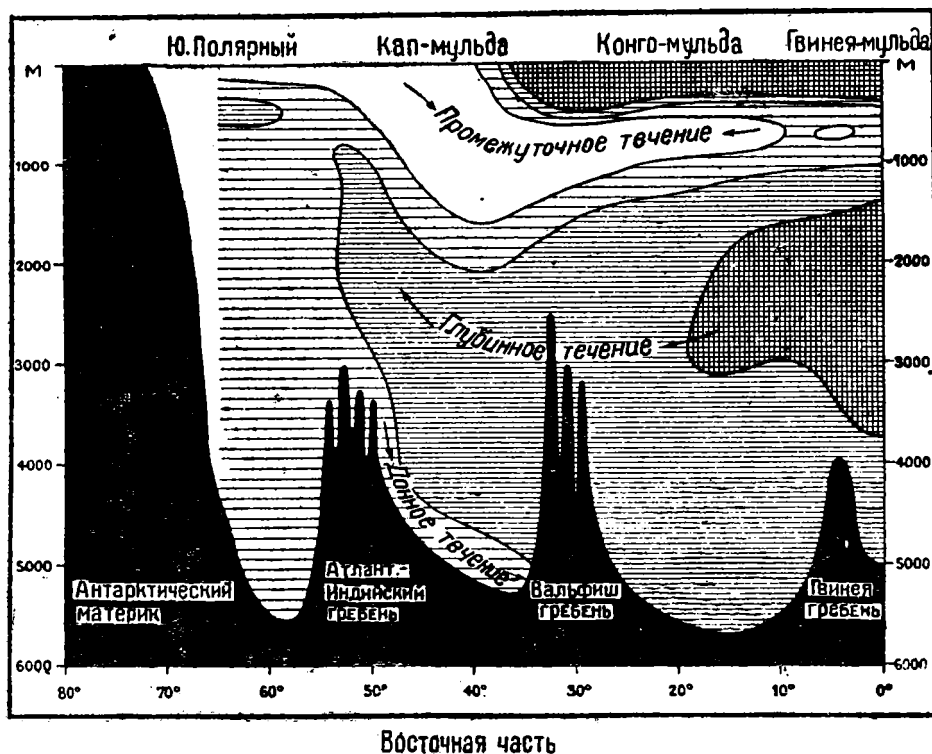


Рис. 18. Меридиональный профиль глубоководных течений (и солености) вод восточной части Южно-Атлантического океана. (G. Wüst, 132, 1927).

ТАБЛИЦА 8

Структурные зоны Каспийского моря

(Пример осеннего гидрохимического облика Южного Каспия по профилю Куринский Камень—остров Огурчинский 14—21/VIII 1933 г.)

(С. Бруевич, 1937)

Показатели Структурные зоны		Глубина м	t°	Cl ‰	S ‰ ¹	pH	O ₂		P _{CO₂} ат	P мг/м ³	Si мг/м ³	N мг/м ³				H ₂ S см ³ /л
							см ³ /л	‰				NO ₃ '	NO ₂ '	NH ₄	album.	
Зоны	Подзоны															
I. Зона обеднения биогенными элементами	1. Фотосинтеза (0—35 м)	0	25,0	5,30	12,61	8,42	5,45	97	4,4 · 10 ⁻⁴	1,1	194	7	0,0	53	374	0
		10	24,8	5,30	12,62	8,41	5,44	96	—	1,3	197	7	0,0	—	—	—
		25	24,6	5,31	12,63	8,41	5,38	94	—	1,5	193	4	0,0	—	—	—
	2. Нитритная	50	10,5	5,32	12,65	8,32	5,56	89	—	2,2	214	13	1,3	—	—	0
		100	7,9	5,33	12,68	8,20	5,54	71	—	7	265	19	0,5	—	—	0
II. Зона аккумуляции биогенных элементов	3. Нитратная	200	6,2	5,35	12,74	8,00	3,72	46	—	26	561	115	0,2	—	—	0
		400	5,9	5,38	12,82	7,85	1,80	22	—	40	1000	100	0,1	—	—	0
	4. Восстановительная	600	5,9	5,39	12,84	7,74	0,24	3	—	56	1637	17	0,0	—	—	0,14
		800	5,9	5,41	12,87	8,72	0,00	0	—	67	1855	18	0,0	—	—	до 0,20
		900	5,9	5,42	12,90	7,74	0,00	0	—	70	2000	—	0,0	70	500	—

африканского берега имеют место восходящие глубоководные течения, выносящие из глубоких слоев холодные, богатые фосфором и CO_2 , воды, которые, поднимаясь к поверхности, и являются богатейшим источником питательных веществ для планктона. Расцвет планктона вдоль этой береговой полосы непосредственно связан с повышенным содержанием в воде этих питательных элементов. Эти глубинные воды,

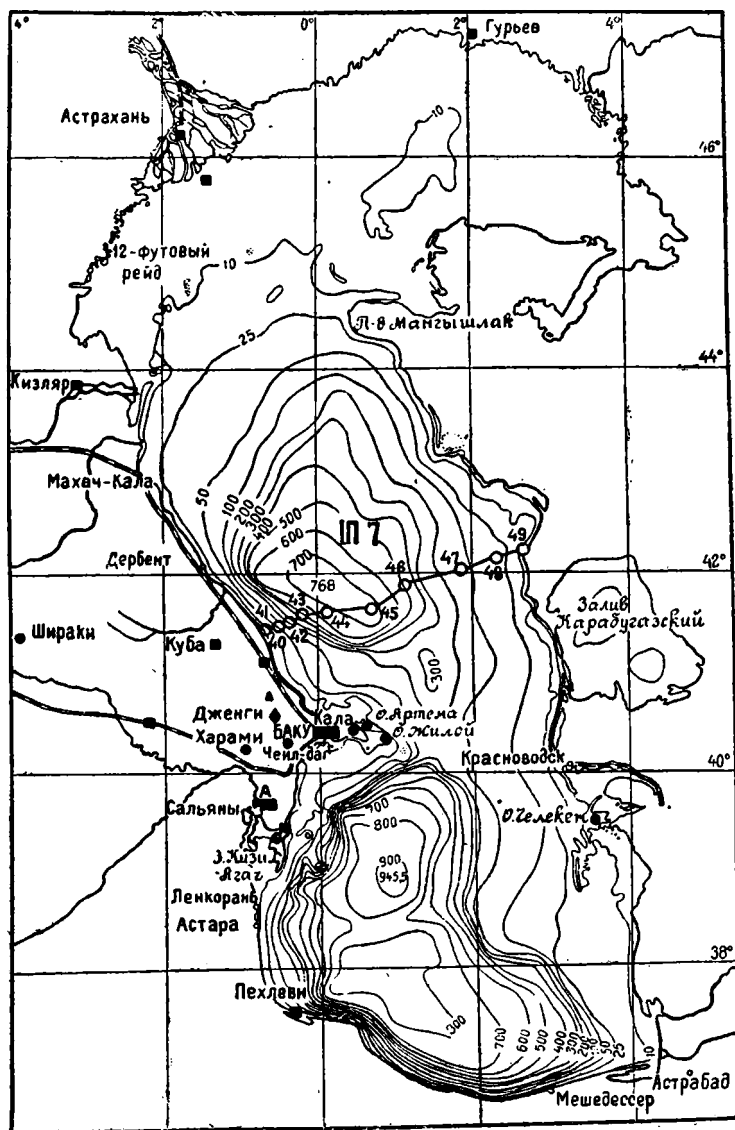


Рис. 19. Карта Каспийского моря — изобаты, широтный профиль 1 П/7 Среднего Каспия (ст. №№ 40—49 — ср. рис. 21—24).

поднявшиеся здесь к поверхности, пассатными ветрами перемещаются к западу, к Бразильскому берегу, быстро теряя фосфор и CO_2 за счет ассимиляции планктоном. Эти уже обедненные воды, доходя до Бразильского берега, погружаются, переходя в нисходящие течения.

Наглядное представление о природном разнообразии глубинных морских течений дают меридиональные профили G. Wüst'a (рис. 17 и 18) для западной (восточный

берег ю. Америки) и восточной (западный берег ю. Африки) частей Южно-Атлантического океана. На этих карточках видны „промежуточные течения“ на глубине $500 \pm м$, глубинное и донное.

Генетическая интерпретация этих океанографических соотношений — см. стр. 72—77.

б) Каспийское море. Значительный интерес для нас в гидрохимическом отношении представляет хорошо изученное в последнее время Каспийское море, особенно в его южной глубоководной (до 1000 м) части — рис. 19.

Прежде всего необходимо отметить четкое распределение водных масс по вертикали на гидрохимические структурные зоны (табл. 8), представляющие для нас особый геолого-генетический интерес.

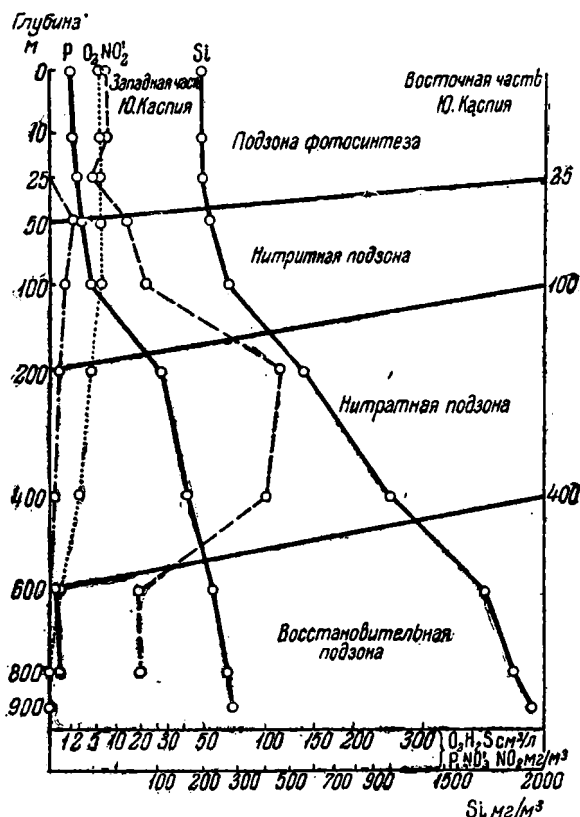


Рис. 20. Гидрохимические зоны Южного Каспия — осень (14—21 VIII) 1933 г. (составлено по С. Бруевич).

Данные этой таблицы представлены на составленной мной диаграмме — рис. 20.

Летнее распределение этих сфер аккумуляции биогенных элементов несколько иное, и верхние границы регенерации P, Si и N летом между собой не совпадают (в отличие от осенне-зимнего периода). Для диатомового планктона это находится в полном соответствии с порядком абсолютного содержания этих элементов в живых диатомеях (в % на сухой вес):

SiO ₂	C	N	P ₂ O ₅
27,4	22,0	5,4	2,1

При отмирании и погружении фитопланктона быстрее всего идет отдача в раствор углерода (CO₂), кремнезема и медленнее всего — фосфора, регенерация которого в основном отодвигается в более глубокие слои морской воды. Следствием этого для весеннего и летнего времени верхние границы генерации (накопления) этих

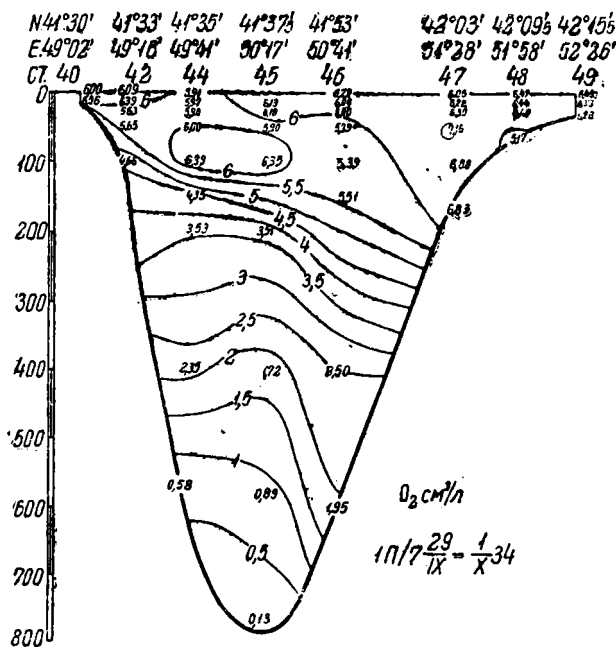


Рис. 21. Распределение O_2 по широтному профилю 1 П/7 Среднего Каспия 29 IX—1 X—1934 г. (ст. №№ 40—49).

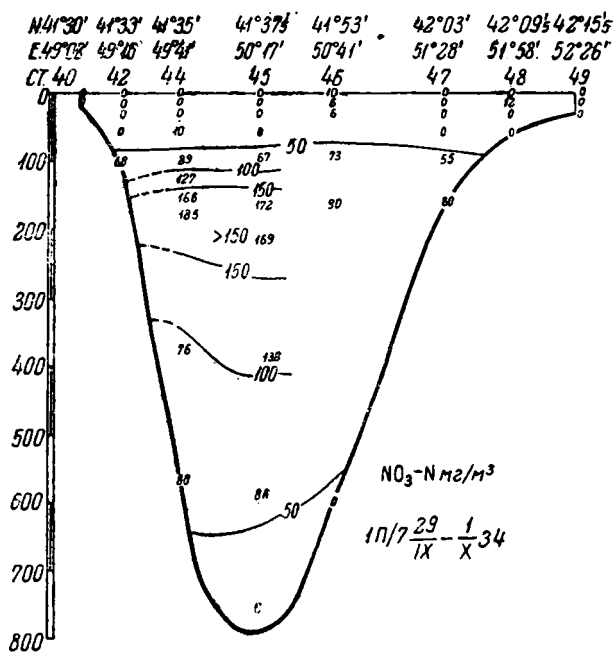


Рис. 22. Распределение NO_3 по широтному профилю 1 П/7 Среднего Каспия 29 IX—1 X—1934 г. (ст. №№ 40—49).

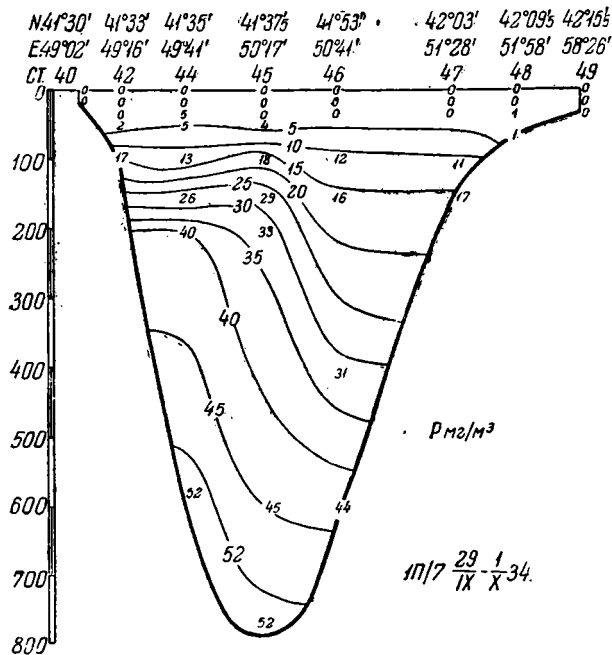


Рис. 23. Распределение P по широтному профилю 1 П/7 Среднего Каспия 29 IX—1 X—1934 г. (ст. №№ 40—49).

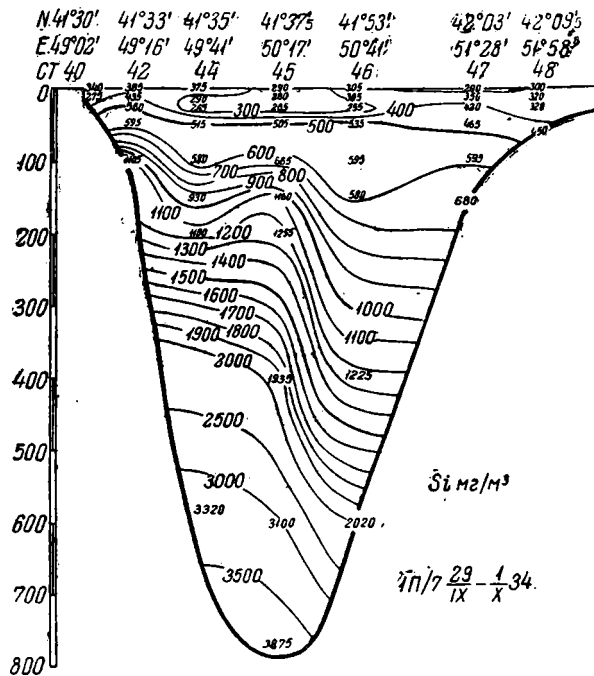


Рис. 24. Распределение Si по широтному профилю 1 П/7 Среднего Каспия 29 IX—1 X—1934 г. (ст. №№ 40—49).

биогенных элементов располагаются в порядке: а) сфера углекислоты, б) сфера кремнекислоты, в) сфера нитратов, г) сфера фосфатов.

Топология этих морских гидрохимических „изоповерхностей“ зависит от целого ряда факторов: масса, характер и скорость минерализации погружающегося отмершего планктона; течения, связанные в свою очередь с температурным режимом, соленостью, ветровым режимом; речной сток (CO_2 , Si); климат и т. д. Приведем несколько иллюстраций.

На рис. 21—24 представлено распределение O_2 , NO_3' , P и Si по широтному профилю 1П/7 среднего Каспия 29.IX—I.X—1934 г.

На рис. 25 отчетливо видно влияние весеннего стока р. Куры на распределение Si в поверхностном слое Ю. Каспия.

Геологические (геотектонические) факторы формирования фосфатных фаций и месторождений

Если вышеперечисленные физико-химические и океанографические факторы и раскрывают нам картину условий генезиса природных фосфатов, флюорита (и других минералов), давая четкие цифровые параметры, то целый ряд других граней этой генетической проблемы остается не освещенным и должен решаться уже геологическими методами. Физическая химия и океанография дают нам параметры условий образования тех или иных твердых фаз — „минералов“, их парагенетических ассоциаций, расшифровывают основные показатели природной обстановки. Однако, как только мы переходим к дальнейшим вопросам изучения генетических закономерностей не данного минерала, как такового, а данного „полезного ископаемого“, „месторождения“, „геологической фации“, прогноза новых месторождений — мы неизбежно должны опереться на геологические факторы, использовать соответствующую методологию.

Прежде всего проанализируем современные представления о „геологических фациях“ вообще и интересующих нас „фосфатных фациях“ — в частности.

I. Основные понятия о геологических фациях

Первые представления о геологических фациях были введены в науку еще А. Brongniart'ом (1821), С. Прево (1837) и А. Gressly (1838); последний и предложил впервые термин „фация“.

Е. Науг (1911—1927) под именем геологической фации понимает „совокупность литологических и палеонтологических особенностей слоя в определенном месте“, приводя следующую их классификацию:

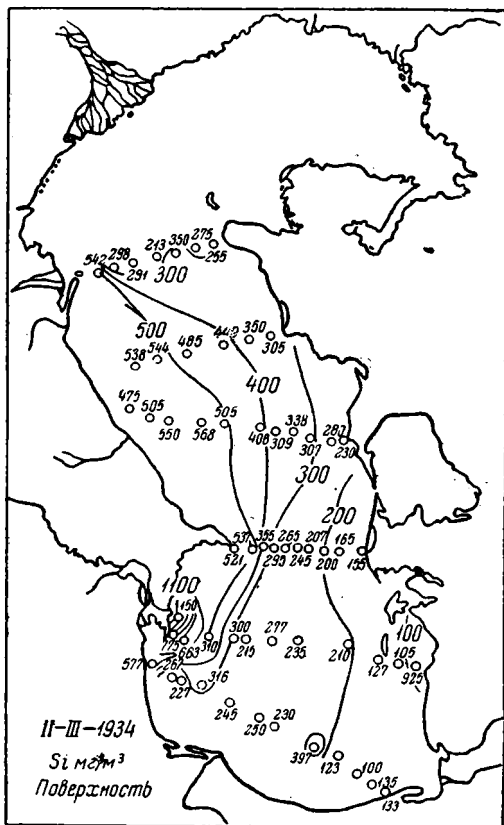


Рис. 25. Распределение Si (мг/м^3) в поверхностном слое Каспийского моря II—III—1934 г. Влияние весеннего стока р. Куры (С. Бруевич).

Классификация геологических фаций

Континентальные,
Лагунные (дельтовые),

Морские: неритовые	{	прибрежная (скалистая, песчаная) песчаники, глауконит
батинальные	{	терригенный ил глины, мергеля, известняки
абиссальные	{	глобигериновый, птероподовый, радиоляриевый ил абиссальная красная глина

Многочисленные примеры фациальных взаимоотношений для палеозоя, мезозоя различных областей сведены в работе С. Diener (1925).

Весьма подробно вопросы литогенезиса, включая фациальные условия, разобраны в известном руководстве W. H. Twenhofel (1926 и 1932). Здесь дана и основная классификация фаций.

У нас в СССР с 1922 г. Д. В. Наливкин читает специальный курс „учение о фациях“, введенный в программу Ленинградского горного института, как составная часть цикла исторической геологии. В 1932 г. им был опубликован курс „Учение о фациях“, вышедший в 1933 г. вторым изданием. Д. В. Наливкин (398, стр. 6) дает следующее определение понятия „фация“.

„Ископаемая фация — это часть пласта, пласт или свита пластов, на всем своем протяжении обладающая одинаковым литологическим составом и заключающая в себе одинаковую фауну и флору“. „Фация — это единица ландшафта“. „Совокупность животных и растений, связанных с данной фацией, называется биоценоз“. Введено понятие „глауконитово-фосфоритных фаций“ (398, стр. 7, 37, 160—162).

Представляет интерес опубликованная в 1932 г. работа Н. М. Страхова,¹ в которой анализ фаций является одним из основных методов палеогеографических построений.

Значительное принципиальное дополнение к учению о фациях вносит Л. Пустовалов (1933), вводя в явления литогенеза (химические осадки) понятие „геохимические фации“, с чем солидаризируется и А. Е. Ферсман (1934). В отличие от Д. В. Наливкина, Л. Пустовалов для этой категории химических осадков на авансцену выдвигает не элемент ландшафта, а особенности физико-химических условий накопления и формирования осадочных пород.

Под ископаемыми геохимическими фациями Л. Пустовалов понимает „пласт или свиту пластов, которые на всем своем протяжении обладают одинаковой изначальной геохимической характеристикой, возникшей в результате условий образования осадочной породы“.

Классификация морских геохимических фаций по Л. Пустовалову

Геохимические морские фации

Примеры осадков

- | | |
|---|--|
| 1. Сероводородная | Современные осадки Черного моря; продуктивные слои Апшеронского полуострова. |
| 2. Сидеритовая | К1. 2. Сидеритовые глины (Брянск и др.). |
| 3. Шамозитовая | Шамозитовые железные руды Лотарингии. Шамозитовая руда окрестностей гор. Богородицка. ² |
| 4. Глауконитовая | Породы, заключающие глауконит и фосфориты. |
| 5. Окислительная | Керченские железные руды. Кварцевые пески окрестностей ст. Люберцы Ленинской ж. д. под Москвой. |
| 6. Фауна растворимых солей (или фации химических осадков) | Соли NaCl, калийные соли, сульфаты, гипс и др. |

А. Н. Мазарович (1933 и 1937) в своем курсе исторической геологии определяет понятие геологической фации: „фация — это сумма петрографических и органических признаков, определяющих индивидуальность участков земной поверхности с им свойственным характером отложения и населения“ (445, стр. 47).

¹ Н. М. Страхов. Задачи и методы исторической геологии. 1932.

² Главное рудное поле Тульской обл.

В 1934 г. опубликована работа М. С. Швецова,¹ в которой подробно разбирается литогенез осадочных пород и их классификация. К сожалению глауконит и фосфорит рассматриваются здесь главным образом с точки зрения порообразующих минералов, они в сущности не попадают в обзор главнейших типов пород и не рассматриваются как самостоятельные фации.

Четко выраженное определение понятию фация дал в 1935 г. Г. Ф. Мирчинк. „Тип отложений, получающийся в результате взаимодействия организмов и окружающей их среды, называется фацией, а комплекс организмов, свойственных определенной фации — биоценоз“.

Несомненным шагом вперед являются установки в отношении учения о фациях, опубликованные в известной критической статье М. Казакова, Г. Мирчинк, Н. Страхова и Е. Шанцер (1934)² и являющиеся по существу развитием ранее опубликованных идей Н. М. Страхова (1932): „... для исторической геологии фация интересна совсем не как порода и не как фауна, а как документ той физико-географической обстановки, в которой отложились и фауна и порода. Именно эту обстановку, скрывающуюся за породой, и стремится прочесть историческая геология прежде всего.“

Таким образом, фация для исторической геологии есть понятие палеогеографическое, а не петрографическое и не фаунистическое. Наоборот, в определении проф. Наливкина фация — это понятие петрографическое и фаунистическое, но не палеогеографическое.

Таким образом, вместо широкого генетического смысла в термин вкладывается смысл узкий, описательный. Здесь то, что является средством к раскрытию цели — превратилось в самоцель*. Вышеприведенный критический разбор определений понятия о геологических фациях позволяет нам влить в это понятие следующее содержание.

Геологическая фация прежде всего есть типовой комплекс физико-географических и океанографических условий накопления и формирования осадков, на фоне определенного биоценоза. Классификация фаций не есть классификация пород. Одним из основных элементов понятия о фациях должен стать палеогеографический и геохимический признак.

II. Фосфатные фации

Переходя к фосфоритным отложениям, прежде всего бросается в глаза типичность и характерность условий их залегания, генезиса, формирования фосфоритных слоев, их минерального парагенеза, а также парагенеза с соседними фациями.

Этот четко выраженный многообразный генетический комплекс условий, наряду с литологической характерностью самих фосфоритных пород, заставляет нас выделить их в самостоятельную „фосфоритную фацию“,³ заключающую в себе большое палеогеографическое значение, как документ своеобразной физико-географической обстановки, одной из страниц жизни соответствующих морских бассейнов.

Подведем прежде всего итоги накопленных геологических наблюдений и эмпирических закономерностей над фосфоритными фациями.

К настоящему времени по вопросу геологии фосфоритов собран довольно обширный эмпирический материал, частью старый, частью совсем новый. Однако, до самого последнего времени под этот разрозненный фактический материал не был подведен координирующий фундамент, теоретическая геолого-генетическая база. В этой части работы мы делаем опыт анализа и координации этих эмпирических закономерностей на базе предложенной нами теории образования фосфоритов, как морских химических осадков.

¹ М. С. Швецов. Петрография осадочных пород М., 374 стр., 1934.

² М. Казаков, Г. Мирчинк, Н. Страхов, Е. Шанцер. Историческая геология как учебный предмет. БМОИП, XII, 3, стр. 451—461, 1934.

³ Как частный случай морских фосфатных фаций.

1. Фосфориты — типичные осадки и образования морских бассейнов нормальной солености

Фосфориты не найдены и явно не образуются в континентальных отложениях, пресноводных и озерных бассейнах, в полузамкнутых застойных морях с сероводородным брожением, а также в реликтовых усыхающих бассейнах с повышенной соленостью (т. е. не встречаются среди первичных солевых осадков гипсов, ангидрида, гипсоносных доломитов, сульфатов и хлоридов натрия и калия, ратовкита).

Биономия донной фауны платформенных фосфоритных слоев и их минеральный парагенез указывают на образование фосфоритов в условиях нормальной солености и достаточной аэрации, что и является первым обязательным и ограничительным для их генезиса фактором.

Для фосфоритных фаций геосинклинального типа, с их интенсивным и массовым фосфатонакоплением, обычно имеет место некоторый недостаток кислорода в водной среде (см. стр. 57).

2. Фосфоритные осадки приурочены к шельфу

Фосфоритные осадки-слои обычно приурочены к строго определенной топографической зоне морского дна — к окраинным частям платформенных бассейнов, или к шельфу геосинклинальных.

Фосфориты не образуются и не встречаются в абиссальных, батимальных осадках и в береговых фациях штранда.

Фациальный анализ фосфоритных слоев как платформенного, так и геосинклинального типов, согласно показывает, что последние являются мелководными осадками. Это подтверждают данные литологии фосфоритных осадков, биономия фауны, частый минеральный парагенез с глауконитом и соотношения с соседними синхронными фациями.

Эти эмпирические наблюдения ни в коей мере не увязываются с прежней биолитной теорией образования фосфоритов и находят свою четкую генетическую интерпретацию в новой теории происхождения фосфоритов как морских химических осадков (ср. вышеразобранные физико-химические и океанографические факторы).

3. Структурные типы фосфоритных колонок

Значительным шагом вперед в области методологии изучения геолого-генетических факторов явились установленные в последнее время нижеследующие закономерности фосфоритных фаций:

а) структурные типы фосфоритных колонок, б) геологические факторы петрографической структуры и качества фосфоритов, в) геологические факторы мощности (продуктивности) фосфоритных слоев; связь продуктивности и качества, г) биоценозы фосфоритных и бесфосфоритных фаций, д) фациальный и минеральный парагенез фосфоритных фаций.

Если проанализировать колонки фосфоритных слоев русской платформы, то независимо от их возраста бросается в глаза прежде всего поразительная общность их строения. В подавляющем большинстве случаев фосфоритные колонки имеют четырехчленное строение (рис. 26) — фон осадочного цикла трансгрессирующих бассейнов.

а) Нижним членом фосфоритной фации обычно является „базальный конгломерат“, трансгрессивно залегающий по склону шельфа.

В том случае, когда абрадируемые толщи не содержат твердых пород (и конкреций), или абразия была кратковременна, базальный конгломерат четко не формируется.

В зависимости от характера абрадируемых пород петрографический состав этого нижнего члена фосфатных колонок может быть резко различным — гальки фосфоритов „древней генерации“, гальки кремней, песчаников, известняка, кристаллических пород и т. д.

Мощность этого типа базального конгломерата для платформенных фосфатных колонок обычно не превышает 0,5 м.

б) Над базальным конгломератом обычно залегают „предфосфоритные пески“ (песчанистые глины), обычно кварцево-глауконитовые. Мощность варьирует, но обычно редко превышает несколько метров. В области донных течений и замедленной седиментации эти песчано-глинистые осадки могут сокращаться до почти полного соприкосновения вышележащего „главного фосфоритного слоя“ с базальным галечником.

В серии этих предфосфоритных осадков обычно уже наступает фосфатизация, в форме мелких фосфоритных зерен (микроконкреции), постепенно усиливаясь вверх по направлению к главной зоне фосфатонакопления (собственно-фосфоритный слой).

в) Собственно- „фосфоритный слой“ имеет плитный или желвачный габитус. Однако, и здесь фосфатизация не проявляется каким-либо резким скачком, а сравнительно плавно спадает вниз и вверх от зоны максимальной концентрации фосфора. Так, например, в случае плитной текстуры фосфоритного слоя, выше и ниже плиты обычно расположены в убывающей концентрации изолированные конкреции фосфоритов; иногда эти конкреции прирастают к плите, образуя подобие сталактитов (реже — сталагмитов).

Больше того, текстурный анализ показывает, что и сама „фосфоритная плита“ месторождений платформенного типа с текстурной и генетической точки зрения не представляет чего-либо принципиально отличного от фосфоритных желваков. Процесс роста фосфоритных конкреций и фосфатизация промежутков между ними обычно и приводит к плотному плитному габитусу; на полированных разрезах (пришлифовках) этих фосфоритных плит всегда можно видеть контуры зацементированных фосфоритных конкреций.¹

г) Над собственно фосфоритным слоем залегают обычно уже слабо фосфатизированные глауконитово-песчанистые осадки, переходящие сверху, большей частью в более тонкие глубоководные осадки погружающегося шельфа (известковые глины мергеля, мел и т. п.).

Этим верхним четвертым членом и заканчивается нормальный цикл формирования колонки активной фосфоритной фации платформенного типа (по шельфу трансгрессии).

В общем, если отвлечься от местных вариаций не принципиального характера, эта структура фосфатных колонок прослеживается в подавляющем большинстве фосфоритных месторождений платформы.

О структуре фосфоритных колонок геосинклинального типа — см. ниже.

4. Геологические факторы петрографической структуры и качества фосфоритов

А. Анализ общих закономерностей

Низкосортность русских фосфоритов и повышенные требования к их качеству со стороны фосфато-туковой промышленности остро поставили перед геологией проблему отыскания высокосортных фосфоритов, а следовательно и выяснение

¹ Необходимо отметить, что в ряде платформенных фосфоритных месторождений карбонатного профиля, в условиях малого приноса терригенных частиц (Вольско-Хоперский тип), а также во всех месторождениях геосинклинального типа — обычно исчезает конкреционно-желвачная текстура фосфоритов, заменяясь тонко-слоистой плитной („пластовой“) текстурой. Эти текстурные отличия, повидимому, связаны с меньшей мобильностью и чистотой фосфата в условиях карбонатной среды, а также с обычным отсутствием в этих фосфоритных слоях бентоса. Более детально этот вопрос освещен ниже, стр. 55.

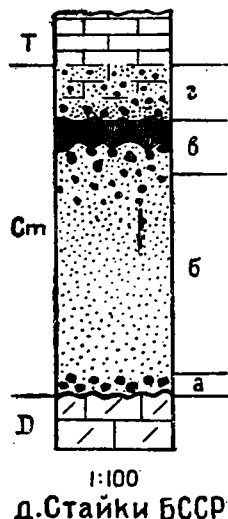


Рис. 26. Типовая структура колонки фосфоритного слоя платформенной фосфоритной фации. Пример колонки д. Стайки БССР, масштаб 1:100.

основных геолого-генетических факторов, влияющих на их петрографическую структуру и качество.

К сожалению, приходится отметить, что до самого последнего времени мы в сущности не располагали достаточно обоснованной методикой, рабочей гипотезой и тем более теорией генезиса фосфоритов вообще, высокосортных — в частности. Биолитная теория генезиса фосфоритов даже и не пыталась поставить „проблему качества“. В ней не было должной геолого-генетической эволюционности, а следовательно и элементов прогноза. Логическим развитием этих „биолитных идей“ являлось стремление приурочить мощное фосфатообразование к определенным эпохам (кастастрофизма) и по аналогии, например, с С. Африкой высокосортные фосфориты механистически пытались и у нас в СССР искать, главным образом, в осадках границы мелового и третичного периодов.

Вторая, более поздняя концепция [А. Д. Архангельский (1930), И. М. Курман и А. В. Пейве (1933)] возникла из представления о метасоматическом генезисе ряда высокосортных фосфоритов запада — С. Африки и С. Америки. В статье И. М. Курмана и А. В. Пейве (1933) была даже попытка поставить теоретический вопрос „методики поисков“ метасоматических („высокосортных“ — А. В. Казаков) фосфоритов в СССР. К метасоматическому типу авторы ошибочно относили наряду с с. африканскими также вольско-хоперские и вновь найденные А. В. Пейве нижнеэоценовые фосфориты Ферганской долины в Средней Азии.

Как увидим в дальнейшем, наши выводы в этой области, построенные на совершенно иной концепции формирования фосфоритных фаций — во многом обратны.

Наконец, наш анализ текстур и микроструктур фосфоритов С. Африки, зап. штатов США, наших фосфоритов Вольско-Хоперского и Каратаг-Ферганского типов (нижний палеоген), верхнепалеозойских фосфоритов западного склона Урала, Sil. i. Кара-Тау, — не дает решительно никаких указаний на метасоматическую структуру, типичную например для гуано, и сигнализирует о нормальном осадочном их происхождении, нередко с четкими следами горизонтальной макро- и микрослоистости.

Обращаясь к анализу основных непосредственных геологических факторов, влияющих на петрографическую структуру, а следовательно и качество, фосфоритов, мы разберем эти взаимоотношения по основным структурным элементам фосфоритных колонок платформенного типа.

Б. Базальный конгломерат

В зависимости от характера абрадируемых пород, а также рельефа береговой полосы, состав и габитус конгломерата будут различными. Так например, базальный конгломерат маастрихтский (Mst. 1) фосфоритной фации Каргалинского и Примугджарского районов,¹ залегающий на породах южно-уральского палеозоя, исключительно состоит из окатанных галек кристаллических сланцев, эффузивов и интрузивов.

Расположенная к западу фосфоритная фация сантонского (Snt) возраста дает базальный конгломерат в форме смеси окатанного фосфоритного гравия и кремнево-кварцевых галек. Еще далее в сторону открытого Snt моря базальный конгломерат трансгрессивно перекрывает сеноманские пески и состоит, главным образом, из хорошо окатанного песчанистого фосфоритного гравия и галечника (Актюбинский район).

На многочисленных примерах колонок фосфоритных фаций Подмосковского района,¹ Кинешмы, Чувашской АССР и т. д. мы видим, что их базальный конгломерат состоит только из окатанных довольно высокосортных фосфоритов глинистого типа, носящих следы энергичного перемывания и явно происшедших из абрадированных подстилающих толщ глин Km. i-Oxf. возраста, содержащих редко рассеянные в их толще первичные высокосортные фосфоритные конкреции.

Таким образом, петрографическая структура и качество фосфоритов базального

¹ Район понимается в геологическом смысле.

конгломерата совершенно отчетливо генетически связаны с петрографической структурой самих абрадированных подстилающих толщ. На этом нижнеструктурном элементе платформенных фосфатных колонок эта связь особенно резко выражена.

В. Верхние структурные элементы типовых фосфоритных платформенных колонок

При ближайшем анализе верхние структурные элементы фосфоритной колонки оказываются также в сильнейшей степени связаны с характером седиментирующегося приносимого с суши терригенного материала.

На это обстоятельство в свое время обратил внимание А. Д. Архангельский (1927) — “. . . состав фосфоритов существенно зависит от свойств вмещающих их пород и резко меняется в зависимости от фациальных изменений последних”.

Несомненно при этом известные дополнительные вариации будут вноситься факторами конфигурации береговой линии, устьями рек, течениями и пр. Однако, общая главная закономерность теснейшей зависимости петрографической структуры и качества фосфоритов платформы от характера береговых пород, подвергнувшихся абразии и эрозии, и от общего характера седиментации терригенного материала — несомненна.

Г. Валовое содержание P_2O_5

Если петрографические типы фосфоритов, с точки зрения выявленных нами закономерностей их „нерастворимых остатков“, являются прямым следствием петрографического характера вмещающих их сингенетичных пород, т. е. терригенного компонента, то общее валовое содержание фосфорной кислоты в колонке фосфоритных фаций является следствием совершенно другого фактора и другой природы. Не входя пока здесь в генетический анализ собственно процессов фосфатообразования (см. ниже, стр. 72) и отвлекаясь от явлений постумного диагенеза, здесь можно лишь отметить, что валовое содержание P_2O_5 и петрографический тип фосфатной колонки в целом есть функция трех основных независимых переменных факторов:

$$P = f[x, y, z],$$

где x — скорость седиментации и характер приносимого с суши терригенного материала („терригенный компонент“). Литологический характер абрадируемых пород; y — скорость и характер гальмиролизных процессов в осадках („гальмиролизный компонент“); z — скорость выпадения из морской воды химических осадков — в первую очередь фосфата („хемогенный компонент“).¹

Д. Примеры закономерностей

В качестве иллюстрации теснейшей генетической связи петрографической структуры, а следовательно в значительной мере и качества фосфоритов, с породами подошвы фосфоритных слоев приведем несколько типичных конкретных примеров.

В таблице 9 сведены главнейшие петрографические типы фосфоритов, с характеристикой процентов P_2O_5 и „нерастворимого остатка“, с указанием характера подстилающих пород. Эта таблица, концентрирующая обширный эмпирический материал, позволяет сделать ряд важных, пока еще чисто эмпирических, обобщений из полевых наблюдений и анализа колонок фосфоритных фаций.

1. Если фосфатная колонка подстилается песчаными осадками, то и сами фосфориты песчанисты и низкосортны по содержанию P_2O_5 . Обычно слабое проявление в этих осадках гальмиролизных процессов приводит к слабому развитию глауконитообразования — фосфориты относительно бедны содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 , а также и органическим веществом — цвет их на расколе большей частью светло-серый.

2. Если фосфатная колонка подстилается глинистыми породами, то в общем и фосфориты образуются „глинистого“ более высокосортного типа. При этом в за-

¹ Для фосфоритов геосинклинального типа играет существенную роль также кальцит и кремнегель (опал, халцедон, кремни).

ТАБЛИЦА 9

Связь петрографической структуры и качества фосфоритов с характером подстилающих (подошва) и вмещающих пород

Петрографические типы фосфоритов	I. Платформенный тип					II. Геосинклинальный тип				
	Песчаные	Глауконитовые (переходный тип)	Глинистые		Вольско-Хоперский тип высоко-сортных белых фосфоритов	С. Африка	Зап. штаты США	Зап. склон южного Урала	Каратаг Ср. Азия	Кара-тау Ср. Азия
			В. Камские и др.	Подольский тип						
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P_2O_5 , % Нер. ост., % . . .	14—18 50—30	18—24 30—12	24—28 12—3	30—34 около 2	30—36 до 2 (в чистых разностях)	28—34 6—0,5	30—35 —	27—30 —	23—25 20—15	30—35 6—2
Вмещающие породы	Пески	Глауконитовые глинистые пески	Глауконитовые глинистые пески	Для коренных фосфоритов битуминозные тонкие глинистые сланцы	Опоки, бурый железняк, тонкие зеленоватые глины	Известняки Cr_2-Pg	Известняки, сланцы P_1	Известняки, доломиты C_3-P_1	Глинисто-кремнистый карбонатный тип Pg_2^3	Известняки с кремневыми прослойками Sil. i.
Породы подошвы фосф. слоя	Пески	Обычно-глины	Глины	То же	Карбонатные породы, мел, мергеля	Известняки	Известняки C_3	Известняки C_3-P_1	Песчанистые известняки Pg_1^2	Доломитизированные известняки

Примечания: 1. Alb-Cm — фосфориты Мангышлака, Донбасса, Воронежской, Курской, Западной области, БССР, Саратовского Поволжья, Южного Приуралья.

Snt-Cmp-Mst₁ — фосфориты Актюбинского района.

Pg. 1 — фосфориты Казалинского района.

2. Vlg-Rjas — фосфориты Московской области, Ульяновского, Саратовского Поволжья и др.

Pg — Кролевец.

Vlgn — часть фосфоритов бассейна рр. Унжи, В. Камы и др.

3. Vlg-Vlng — фосфориты Кинешмы, В. Камы, Сысолы, Чувашской и Татарской АССР.

4. Sil — подольские фосфориты.

5. Dn — пластовые фосфориты датского яруса окрестностей г. Вольска, басс. р. Хопра, Курск-Рыльска и др.

6. Cr_2-Pg — пластовые фосфориты С. Африки — средиземноморская геосинклиналь.

7. P_1 — верхнепалеозойские пластовые фосфориты зап. штатов США — Кордильерская геосинклиналь,

8. P_1 — верхнепалеозойские фосфориты пластовой тектуры западного склона южного Урала, на широте Стерлитамак—Ишимбаево — Уральская геосинклиналь.

9. Pg_2^3 — среднеэоценовые зернистые фосфориты Каратага — южного склона Гиссарского хребта в Таджикистане.

10. Sil. i. — нижнесилурийские высокосортные фосфориты Кара-тау (северо-западные дуги Тянь-Шаня).

висимости от интенсивности гальмиро-
лизных процессов мы имеем или чисто
глинистый тип, или переходный глауко-
нитово-песчанистый, или глауконитово-
глинистый. Обычно — большая примесь
органического вещества, цвет темный,
до черного.

3. В том случае, если в основании
фосфатной колонки залегают карбонат-
ные породы (известняки, мергеля), мы
обычно имеем наиболее высокосортные
фосфориты, большей частью светлой
(до белого цвета) окраски (за немно-
гими исключениями).

4. Эти, пока чисто эмпирические,
закономерности дают возможность сде-
лать одно из следующих обобщений по
прогнозу условий залегания и нахо-
ждения „высокосортных фосфоритов“ —
высокосортные пластовые фосфориты
всегда приурочены к серии карбонат-
ных осадков.

Приведем еще два геологически
весьма интересных профиля из работ
НИИИФ, в которых также достаточно
ярко выражаются взаимоотношения пе-
трографической структуры фосфоритов
и подстилающих пород — рис. 27.

Этот профиль, характеризующий
по нашей терминологии „пассивную
платформенную фосфоритную фацию“
четко показывает, что по мере про-
движения в Приднестровье береговой
линии сеноманского моря с ЮЗ на
СВ абразия дошла до „продуктивного“,
(содержащего коренные редко рассеян-
ные шероховатые фосфориты) слоя си-
лура и в базальном конгломерате скон-
центрировала наиболее сгрудженный вы-
сокосортный фосфоритный слой. При
дальнейшем ходе трансгрессии с запада
на восток контакт Cm-Sil переходит
уже на нижележащие песчаники, кото-
рые начинают все более и более при-
мешиваться к фосфоритным галькам и,
наконец, полностью их замещают, обра-
зуя в правой (восточной) части про-
филя бесфосфоритный базальный кон-
гломерат, сложенный исключительно из
гальчаника этих песчаников.

Еще более интересные взаимоотно-
шения выступают на примере изученного
нами Хоперского профиля, характери-
зующего уже „активную платформенную
фосфоритную фацию“ датского воз-
раста — рис. 28. Здесь фосфатная ко-

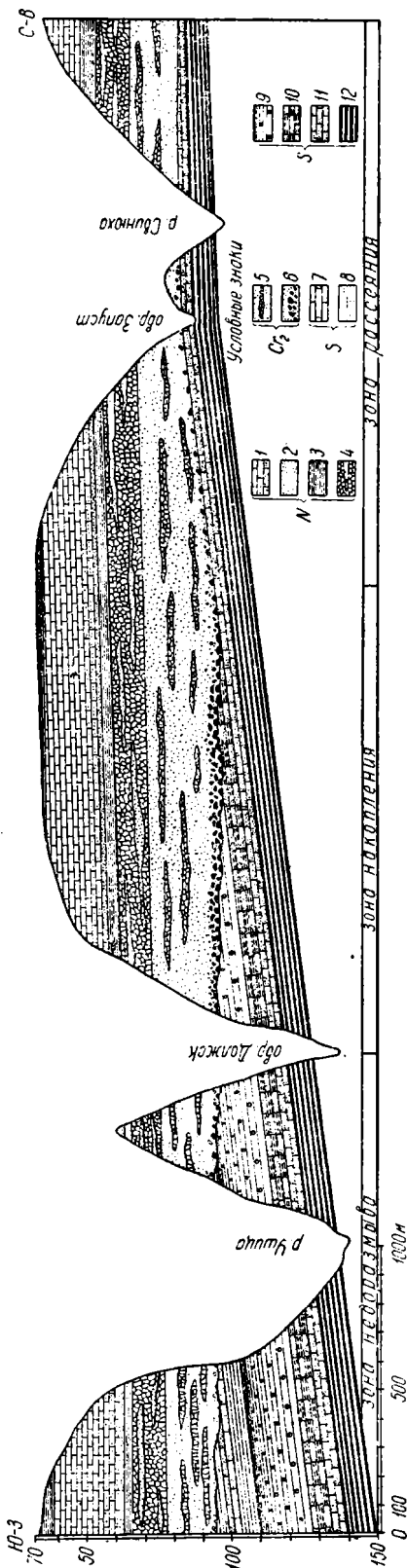


Рис. 27. Геологический профиль Подольского фосфоритного месторождения (Н. Т. Зонов). Условные обозначения: 1. Оолитовый известняк, кнizu песчанистый. 2. Кварцевый песок, слабо известковистый. 3. Глина темнубурая. 4. Роговик, переслаивающийся с глауконитовым песком. 5. Кварцево-глауконитовый песок с роговиками. 6. Пласт силурийских фосфоритов, находящихся во вторичном залегании (в сеномане). 7. Кварцевый песчаник. 8. Сланцы с-абсопесчанистые. 9. Сланцы глинистые с первичными фосфоритами. 10. Сланцы глинисто-песчанистые. 11. Песчаник кварцево-полевошпатовый (аркозовый). 12. Сланцы песчанисто-глинистые.

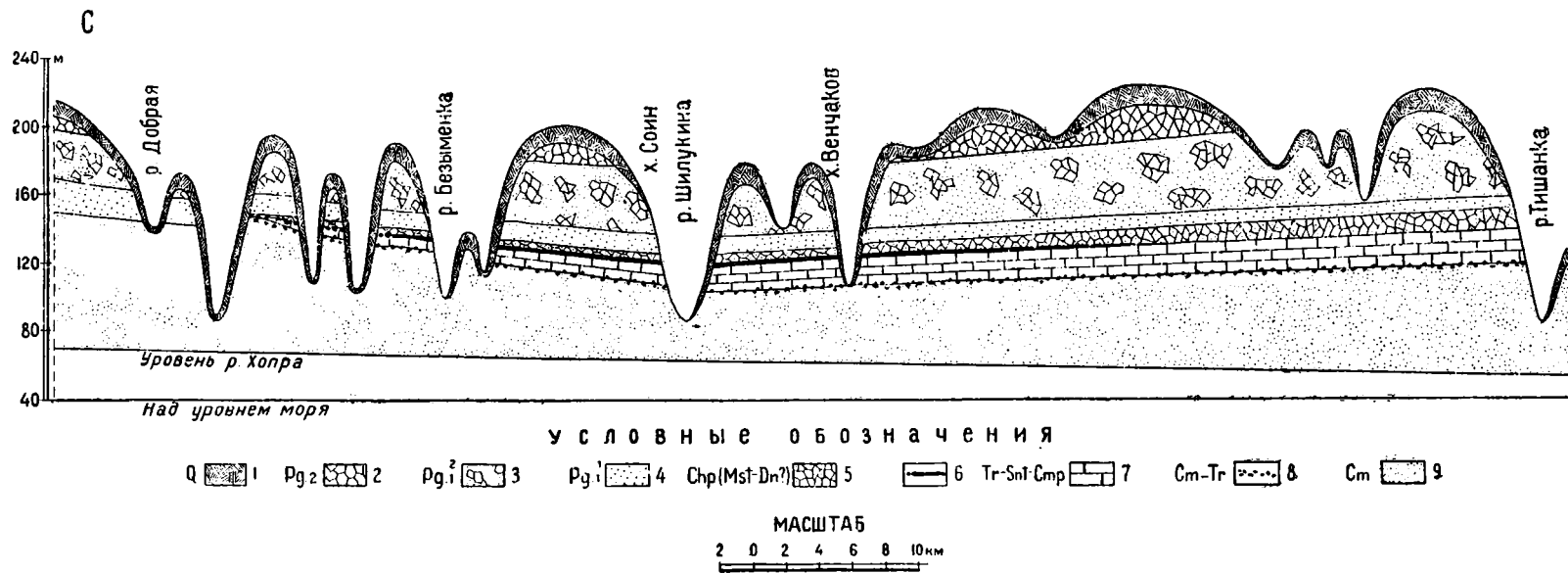


Рис. 28. Геологический профиль правобережья р. Хопра от р. Доброй (на севере) до р. Тишанки (на юге). (Н. Зонов и Б. Петракович, 1932). Условные обозначения: 1. Q. Послетретичные отложения. 2. Pg. 2. Эоцен (Царицынский ярус) — опоки. 3. Pg². Палеоцен верхний (Саратовский ярус). Пески с опоками. 4. Pg¹. Палеоцен нижний (Сызранский ярус). Пески, песчаники, опоки. 5. 1—Chp. (Mst-Dn?). „Хоперский горизонт“ — опоки слабо глауконитовые. 6. „Хоперский горизонт“ — слой кремнистой железифосфатной руды (коагель лимонита, фосфата кальция и кремнегеля) пластовой текстуры, переходящий в желваковые фосфориты. 7. Tr-Snt-Cmp. Верхний мел — писчий мел. 8. Cm-Tr. Сеноман-туронский глауконитовопесчаный фосфоритный слой слабо развитый. 9. Cm. Сеноманские пески слабо глауконитовые с конкрециями фосфоритов.

лонка последовательно трансгрессивно переходит с карбонатных пород (Sn-T) на грубо песчаные (Cm).

Профиль достаточно четко показывает, что в тех частях, где хоперский горизонт пластовых фосфоритов имеет в подложке верхнемеловые (Т - Snt - Cmp) карбонатные породы (как например Драгловская мулыда, х. Соин, х. Венчаковский), он обычно представлен тонкоструктурным, высокоортным, с малым процентным содержанием терригенного кластического материала, белым пластовым фосфоритом. Там же где абразивный контакт переходит с карбонатных пород на сеноманские пески — резко меняется и петрографический тип и ухудшается качество фосфорита — последние принимают знаковый нам кварцево-песчаный желвачный габитус (х. Азарников, басс. р. Безыменки и др.). Простой бурых железняков также становятся кварцево-песчаными.

Близкие к нашим взглядам выводы на теснейшую генетическую связь концентрации фосфора в фосфоритах с характером и скоростью седиментации приносимого с

1. Добавочные вариации состава вносят в данном случае и другие сингенетичные хемогенные компоненты — аморфная кремнекислота и лимонит.

берегов терригенного материала были недавно опубликованы Б. А. Петрушевским и Н. С. Зайцевым (1936) для третичных фосфоритов Гиссарского хребта (Ср. Азия).

5. Геологические факторы мощности (продуктивности) фосфоритных слоев. Связь мощности и качества

А. Общий обзор

Из структурных особенностей фосфоритных фаций нам остается проанализировать еще один важный геологический фактор мощности („продуктивность“) фосфоритных слоев и связи мощности (количества) с качеством. До самого последнего времени анализ закономерностей изменения продуктивности фосфоритных слоев по простиранию в сущности даже и не ставился. Вырабатывались методы опробования, накапливался и систематизировался материал. И лишь в самые последние годы, в связи с ревизионизмом прежних генетических концепций по фосфоритообразованию и начатыми региональными сводками по фосфоритным месторождениям, как и следовало ожидать, достаточно четко стали вырисовываться первые основные контуры интересующих нас геологических факторов изменения продуктивности фосфоритных слоев по простиранию.

Инициатива в анализе и систематизации этих явлений принадлежит для фосфоритных месторождений зап. штатов США — D. D. Condit, E. H. Finch and I. T. Pardee (1928), для ряда фосфоритных месторождений СССР — В. И. Тамман (1933), А. В. Казакову (1930), А. А. Четыркиной (1933) и др.

Б. Пермская фосфатная формация Кордильерской геосинклинали зап. штатов США

а) Общие геологические данные. Фосфориты пермской фосфатной формации Кордильерской геосинклинали были впервые открыты в 1897 г. R. A. Piddock в басс. р. Twelvemile Creek в Утах и с 1900 г. изучались здесь геологом С. С. Jones. В 1901 г. фосфорит этой формации был найден F. V. Weeks в ЮВ Айдаго и ЮЗ Вайоминг. Мощность высокосортного слоя от 5 до 6 фут (1,52 — 1,83 м). В 1907 г. этот фосфорит начал уже эксплуатироваться в Montpelier, Idaho¹ и Cokewill, Wyo. В работе Е. А. Blackwelder (1911) отмечается мощность фосфоритного слоя в западной части Вайоминг до 29 футов (8,84 м), при содержании ок. 30% P_2O_5 , а некоторые слои содержат до 32% P_2O_5 .

Многочисленные работы по этим фосфоритам американских геологов дают четкий вывод, что нижнепермская фосфоритная формация зап. штатов США наиболее мощно выражена в юго-восточной части Айдаго и смежных частях юго-западного Вайоминга и северо-восточного Утах. Так G. R. Mansfield (1931) для этой территории (район Джорджтаун, Айдаго) приводит мощность фосфорито-сланцевой толщи (чередование известняков, фосфоритных пластов, сланцев) в 48,7 м, из которых занимают:

Известняки	80% или	3,90 м
Фосфориты	17% „	8,28 „
Сланцы	75% „	36,52 „

В некоторых пунктах для этой западной полосы в фосфоритной фации Айдаго суммарная мощность фосфоритных слоев доходит до 9,1 м (30 футов).

Как раз в этом районе, в 9 милях (14,4 км) к СВ от Soda-Spring и расположен известный фосфоритный рудник Anaconda Copper Co (рис. 20). Идет ли нарастание мощности фосфоритной свиты еще далее на запад, в сторону оси геосинклинального прогиба, или мы находимся в полосе максимума, остается неизвестным.

В виде иллюстрации приводим для этой части месторождения (западная часть южного профиля) полную сводную геологическую колонку и две детальные колонки (табл. 10 и 11).

¹ Любопытно отметить, что фосфорит (обычно темного до черного цвета) вначале был принят за каменный уголь (Kirkham, V. R. D., 1922).

ТАБЛИЦА 10

Типовая сводная геологическая колонка палеозоя и мезозоя Кордильерской геосинклинали

В зап. штатах США — для Portneuf Quadrangle, Idaho

[G. R. Mansfield — (365, стр. 14—15), 1929] ¹

Система	Отдел	Группа		Мощность м
Cr	—	Wayan Gannett	Континентальные осадки-конгломераты Песчаники, сланцы	3600 1000
I	—	Stumpf Preuss Twin Greek Nugget	Песчаник Песчаник Известняк сланцеватый Песчаник массивный красный, с конгломератовидным песчаником в основании	1982
	Tr. (?) Tr. 1	Higham Timothy	Конгломератовидный песчаник Песчаник	
Tr	Tr. 1	Taynes	Portneuf — известняк кремнистый	793 +
	„ 1	„	Fort Hallformation — известняк песчанистый	244—305
	„ 1	Woodside	Ross Fork — известняк с прослоями кремнисто-сланцеватых глин Известковистые кремнистые сланцы с известняками	549—793 610
P	P	Phosphoria	Фосфатизированная толща кремнистых сланцеватых глин	152
	P	Phosphoria-Cm	Фосфатизированные песчаники желто-бурые, темнобурые и черные фосфатизированные кремнистые сланцеватые глины, бурые до черного слои известняка, прослой высоко-сортного фосфорита серого, бурого и черного цвета, оолитовой текстуры	55 ±
C	C ₂₋₃ (Пенсильванский)	Wellformation	Песчаники и известняки { Верхняя часть — кремнистые известняки Средняя — песчаники Нижняя — известняки кремнистые	640— 915
	C ₁ (миссисипский)	Brazer	Известняк — чистый, спорадически встречаются кремнистые фосфоритовые прослои и конкреции В основании свиты Brazer встречаются фосфатизированные прослои кремнистых глин с известняками, общей мощностью до 24 м. Залегают несогласно на свите Madison limestone. В ряде мест наблюдается выклинивание этой „нижней фосфатной формации“.	
	C ₁	Madison	Известняк чистый тонкослоистый	187
D	D. 3 D. 2	Threeforks Jefferson	Известняк, частично песчанистый Известняк	55 285

¹ Общая мощность осадочных пород Cmb-Pg определяется для Кордильерской геосинклинали, для Portneuf Quadrangle до 7500 м.

Система	Отдел	Группа		Мощность
I Sil	Sil. s Sil. i. 2	Laketown Fisch Haven	Доломит с <i>Pentamerus</i> cf. <i>P. oblongus</i> Sow. Доломит, частично кремнистый	148+ 214
Sil	Sil. i. 1 " " 1	Swan Peak Garden City	Кварцит Известняк, в основании конгломерат и брекчия	214 345
Cmb	Cmb. 3	St. Charles	Известняк и кварцит (ок. 90 м)	396
	Cmb. 2	Nounan	Известняк, частично доломитизированный	92 ±
	" 2	Bloomington	Известняк, частично оолитовый, и сланцеватые глины	122 ±
	" 2	Blacksmith	Известняк, частично оолитовый	107 ±
	" 2	Ute	Известняк с <i>Zacantoides idahoensis</i> Walcott	122 ±
	" 2	Langston	Известняк кристаллический	137 ±
	Cmb. 1—2	Brigham	Кварцит	305—488

На рис. 29 из работы D. D. Condit представлена карта всех известных выходов фосфоритных месторождений пермского возраста зап. штатов США и на основе систематизации огромного фактического материала даны линии изомощностей для верхнего главного фосфоритного слоя. Мы видим серию параллельно идущих гомологичных кривых, отвечающих мощностям фосфоритного слоя 4—3—2 и 1 фут (1,22—0,91—0,61—0,30 м) с закономерным убыванием в сторону береговой линии, расположенной недалеко к востоку от линии изомощности фосфоритного слоя в 1 фут. К сожалению, сам автор в своей опубликованной работе ограничился лишь констатированием этих факторов и не раскрыл вытекающих отсюда закономерностей большого геологического значения. Наш анализ фактического материала работ американских геологов над фосфоритами зап. штатов США, а также анализ нашего обширного материала по фосфоритам СССР позволяет совершенно отчетливо формулировать три положения, абстрагируя их от ряда второстепенных побочных факторов:

1) изменение продуктивности фосфоритного слоя есть функция расстояния от береговой линии;

2) эта функция геометрически обычно выражается кривой, возрастающей от нуля до определенного максимума (наибольшая продуктивность) и далее снова падающей практически до нулевого положения; с этой точки зрения профиль фосфоритного слоя вкрест простирания береговой линии представляет собой в схеме плоскую линзу;

3) продуктивность и качество фосфоритов данного горизонта находятся между собою в прямой зависимости: увеличение продуктивности, как правило, сопровождается повышением качества, и наоборот.

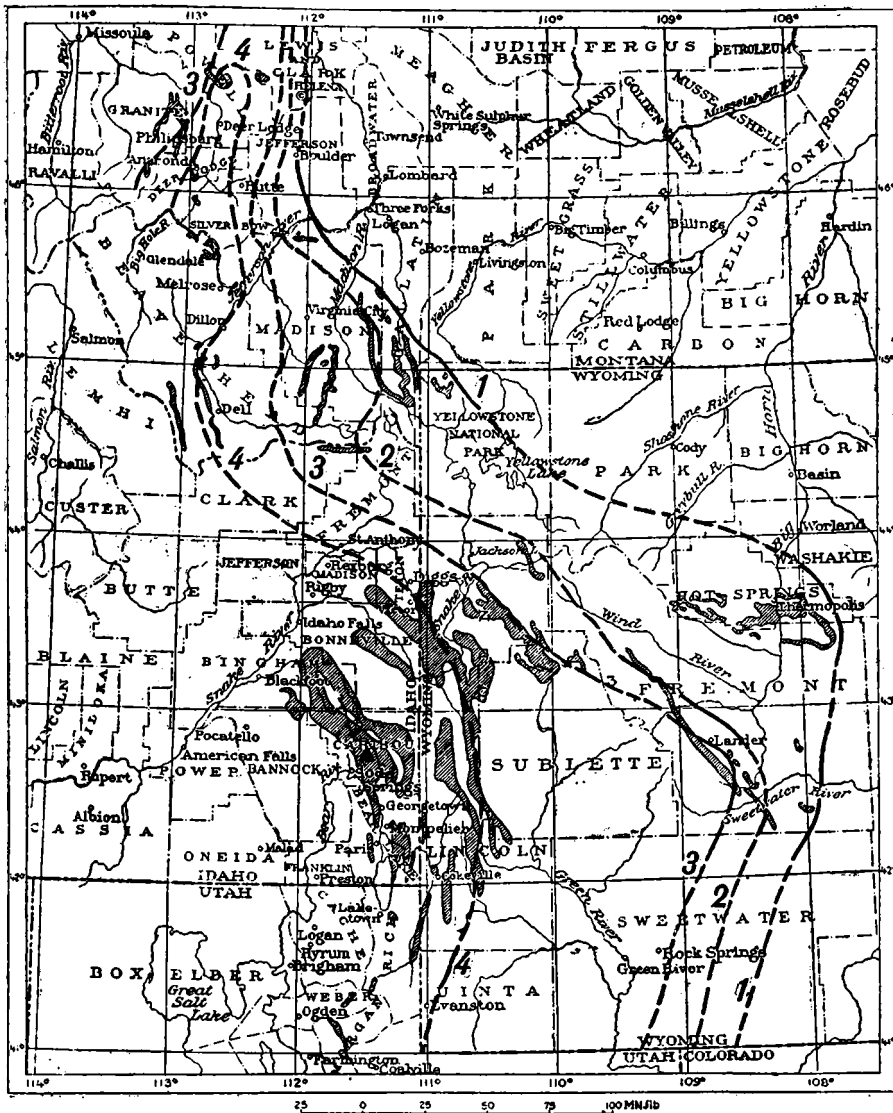
Генетический смысл этих соотношений будет нами разобран ниже.

Полностью проверить первое и второе наше положение на примере фосфоритных месторождений зап. штатов США не удастся, за отсутствием фактического материала.

Идет ли дальнейшее увеличение мощности главного фосфоритового слоя к западу от линии 4-х футовой (1,22 м) изомощности (рас. 29), или дальше в сторону углубления бассейна мы встретим уже понижение мощности, — мы не знаем. Что же касается третьего положения, то оно подтверждается всем фактическим материалом.

Для доказательства проанализируем в первую очередь три широтных профиля через пермскую фосфатную формацию геосинклинального типа зап. штатов США.

б) Южный широтный профиль пермской фосфатной формации зап. штатов США с З на В по широте $43^{\circ} \pm$. (Portneuf Quadrangle-Anaconda Copper-Wind River, Wyo). В таблицах 11 и 12 и рис. 30 и 31 приведены фосфатные



Известные или предполагаемые поля промышленных залежей. Линии указывают на мощность в футах главного фосфоритного слоя из верхней фосфатной формации

▲ Фосфоритный рудник Анаконда

Рис. 29. Карта фосфоритных полей (P_1) зап. штатов США.

На карту нанесены изолинии одинаковой мощности (1, 2, 3 и 4 фута) главного фосфоритного слоя, образующие пучок гомологичных кривых вдоль восточного побережья пермского бассейна (D. Condit, E. Finch and I. Fardee, 1928).

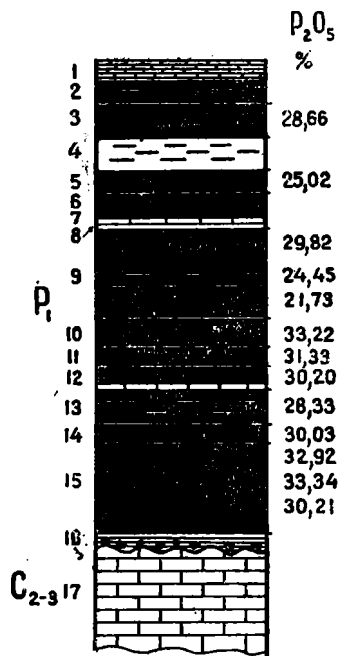
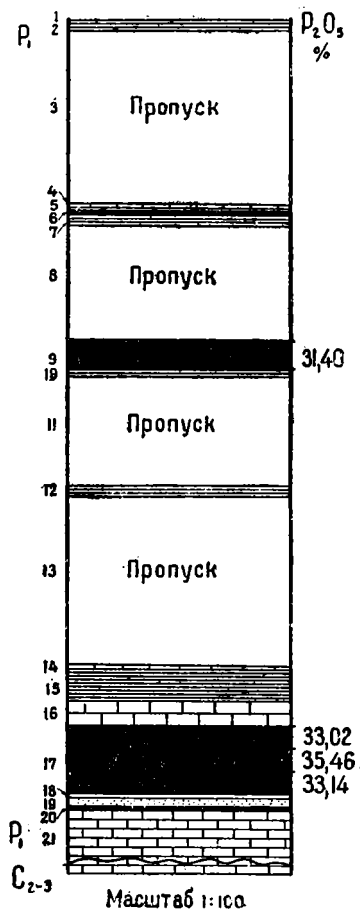
колонки западных частей этого южного профиля, характеризующие высокосортный и мощноразвитый фосфорит.

Выше этой колонки идет также фосфоритная серия с прослоями известняков и сланцев, общей мощностью около 45 м.

Расположенный несколько к востоку фосфоритный рудник Anaconda Copper Co характеризует в общем те же показатели (табл. 11 и 12).

В самых западных частях штата Вайоминг, пограничной полосы с Айдаго (Salt River Range, Snake River) фосфоритные слои остаются еще также высокосортными (Mansfield, 1916; A. Schultz, 1918).

Совсем иная характеристика как всей фосфатной формации в целом, так и деталей собственно фосфоритных слоев, имеет место для восточных частей этого профиля,



расположенных ближе к береговой линии — для области Wind River Embar (Owl Creek Mountains штата Вайоминг).

На основании исследований D. Condit (1916, 1918 и 1924), пермская фосфатная формация имеет здесь мощность 60—90 м и включает „верхний фосфоритный слой“ на расстоянии 18—23 м ниже кровли и „нижний фосфоритный слой“ на высоте 12—15 м над подошвой фосфатной формации. Прикрывается осадками триаса и подстилается пенсильванскими слоями (C_{2-3}).

„Phosphoria formation“	Верхняя часть	Мшанковые известняки. Фосфатизированные сланцы, включающие „верхний фосфоритный слой“. Мшанковые известняки
	Нижняя часть	Сланцевая свита, с прослоями доломита, песчаников, роговиков и известняков; включает „нижний фосфоритный слой“ с фосфатизированными раковинами <i>Lingula discina utahensis</i> .

Характеристика фосфоритных слоев

Мощность м	% P ₂ O ₅
Верхний от 0,91 до 1,50	от 18,8—20,1 до 16,0 (Willow Creek)
Нижний б. ч. 0,61	16,5—22,0 (в некоторых пунктах даже выклинивается)

ТАБЛИЦА 11

Фосфатная колонка пермской фосфатной формации зап. штатов США

Известняково-сланцевый тип западных частей южного широтного профиля

Fort Hall Indian Reservation, Idaho (Sec. 36. T. 5 s., R. 38 E.; 111° 56' 53" × 42° 56' 31")

[G. R. Mansfield (365, стр. 70) — 1929]

№ слоев	Характеристика пород	P ₂ O ₅	Мощность м
1	Фосфоритный слой черный, оолитовый	—	0,02
2	Глинистый сланец черный	—	0,18
3	Пропуск в колонке	—	4,88
4	Известняк	—	0,08
5	Глинистый сланец бурый с редкими оолитами	—	0,08
6	Фосфоритный слой черный, оолитовый	—	0,05
7	Глинистый сланец черный	—	0,30
8	Пропуск в колонке	—	3,05
9	Фосфоритный слой черный тонко оолитовый	31,40	0,84
10	Глинистый сланец, бурый	—	0,15
11	Пропуск в колонке	—	3,05
12	Глинистый сланец черный фосфатизированный	—	0,30
13	Пропуск в колонке	—	4,57
14	Известняк с редкими оолитами	—	0,08
15	Глинистый сланец черный	—	0,89
16	Известняк черный вонючий, с фауной	—	0,63
17	Главный фосфоритный слой, оолитовой структуры	<div> <div>33,02</div> <div>35,46</div> <div>33,14</div> </div>	<div> <div>0,63</div> <div>0,61</div> <div>0,61</div> </div>
18	Фосфоритный слой песчанистый	—	0,15
19	Выветрелый желто-бурый песчаный прослой	—	0,23
20	Фосфоритный слой, твердый, тяжелый	—	0,08
21	Известняк с фауной низов Phosphoria formation	—	—

Фосфориты той же оолитовой структуры темнобурого до черного цвета. В основании верхнего фосфоритного слоя часты фосфатизированные большие раковины брахиопод из рода *Productus*. Нижний фосфоритный слой изобилует фосфатизированными раковинами.

Подстилающая фосфатную формацию палеозойская свита осадков — здесь уже нефтеносна.

Таким образом, этот профиль ясно показывает сопряженное уменьшение мощности (и продуктивности) и ухудшение качества фосфорита по мере продвижения с запада (Idaho) на восток (Wyoming) в сторону береговой линии пермского бассейна.

ТАБЛИЦА 12

Фосфатная колонка низов пермской фосфатной формации зап. штатов США

Известняково-сланцевый тип западных частей южного широтного профиля

Portneuf-Quadrangle, Idaho (Sec. 34, T 4 s., R 40 E.; 111° 45' × 43° 82')

[G. R. Mansfield (365, стр. 84) — 1929]

Воз- раст	№ слоев	Характеристика пород	P ₂ O ₅ %	Мощность м
P ₁	1	Глина песчанистая желтая	—	—
	2	Фосфоритный слой черный, тонко-оолитовый	—	0,38
	3	Фосфоритный слой серо-бурый, частью глинистый, тонко-оолитовый	28,66	0,61
	4	Фосфоритный слой, тонкослоистый, глинистый, тонко-оолитовый	—	0,61
	5	Фосфоритный слой, средне-оолитовый, бурый глинистый	25,02	0,41
	6	Фосфоритный слой, бурый, деформированный	—	0,53
	7	Известняк бурый	—	0,06
	8	Фосфоритный слой бурый, глинистый	—	0,09
	9	Фосфоритный слой буроватый, тонкослоистый, частью глинистый, средне- и тонко-оолитовые; 3 пробы по 0,5 м каждая	{ 29,82 24,45 21,73 }	{ 1,58 }
	10	Фосфоритный слой, тонкослоистый, по 4 см, оолитовый	33,22	0,51
	11	То же	{ 31,33 30,20 }	{ 0,33 0,33 }
	12	Известняк бурый выветрелый	—	0,11
	13	Фосфоритный слой буроватый, глинистый, тонкослоистый (0,6—2,5 см) оолитовый	28,33	0,61
	14	Фосфоритный слой того же габитуса	30,03	0,35
	15	Фосфоритный слой черный оолитовый, тонкослоистый (0,5—2,5 см); 3 пробы по 0,52 м каждая	{ 32,92 33,34 30,21 }	{ 1,65 }
	16	Фосфоритный слой бурый, тонко-оолитовый, чередующийся со сланцем	—	0,30
C ₂₋₃	17	Известняк серый, несогласно пластующийся Well-formation	—	—

в) Широтный профиль пермской фосфатной формации по широте 45° (Ruby Creek-Yellowstone Park). В таблицах 13 и 14 сведены основные данные. И здесь мы видим ту же картину деградации фосфоритной фации по мере приближения к береговой линии.

В дополнение к этим данным в таблице 15 и рис. 32 приведен типовой профиль крайней восточной прибрежной полосы пермской фосфатной формации, в области Иелостонского парка. Отчетливо видно, что фосфориты Иелостонского парка текстурно представлены частью песчанистыми плотными слоями оолитовой структуры, а частично уже сильно песчанистыми желваками. Содержание P₂O₅ 18—20%. В основании фосфоритной свиты залегает базальный конгломерат, состоящий из крепких черных фосфоритных галек и обломков фосфатизированных раковин. В фосфорите появляется глауконит.

В сущности здесь мы уже видим переход от геосинклинального к знакомому нам платформенному типу фосфоритных фаций.

г) Северный широтный профиль пермской фосфатной формации США на широте 46° 30' (Elliston-Lombard). Проанализируем, наконец, северный широтный профиль (46° 30') в штате Монтана.

ТАБЛИЦА 13 (сводная)

Влияние расстояния от береговой линии на сопряженные величины продуктивности и качества фосфоритов пермской фосфатной формации зап. штатов США

Южный широтный профиль — 43° ±

Показатели	Западные поля		Восточное поле
	Portneuf Quadrangle Idaho	Anaconda Copper Co (рудник) Idaho	Wind River a. Embar Wyoming
Географические координаты.	42° 45' — 43° 00' 111° 45' — 112° 00'	42° 45' 111° 30'	43° 30' 108° 00' ±
Расстояние от береговой линии в среднем, км	240 — 320	—	40 — 80
Тип фосфатной колонки	Известняково-сланцевый		Сланцево-песчаный
Мощность фосфоритной свиты (C _{pa}), м	55 ±	39,6 — 60,9	60 — 90
Суммарная мощность фосфоритных слоев, м	до 9	—	1,5 — 2,0
Средняя мощность главного фосфоритного слоя (рабочий слой), м	до 2 — 3	2,1 — 3,0	1,5 — 2,0
P ₂ O ₅ , %	30 — 35	32 — 33	16 — 22
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃ , %	—	2	1,3 — 2,7
Нерастворимый остаток, %	—	6	—

ТАБЛИЦА 14

Влияние расстояния от береговой линии на сопряженные величины мощности, продуктивности и качества фосфорита пермской фосфатной формации зап. штатов США

Широтный профиль 45°

Показатели	Западные поля			Восточные поля	
	Ruby Creek	Indian Creek	Cinnaman Creek	Yellowstone Park	
				Quadrant Mnt	Bannok Pk
Географические координаты	45° 111° 52'	45° 08' 111° 25'	45° 09' 111° 12'	44° 54' 110° 51'	—
Расстояние от береговой линии в среднем, км	100 — 110	70	—	20 — 30	20 — 30
Общий тип фосфатной формации	Известняково-сланцевый	Сланцево-известняково-песчаный	—	Песчаники, роговики, кварциты	—
Общая мощность, м	69,2	41,3	—	34,7	—
Суммарная мощность фосфоритных слоев, м	0,61	0,83	0,72	верхн. 0,34 нижн. 0,96	нижн. 0,48
P ₂ O ₅ , %	верхн. 25,7 нижн. 25,9	— 26,3	26,4 19,7	18,6 20,0	— 18,6

Прежде всего для этих северных областей общая мощность осадков фосфатной формации сильно сокращается и по данным D. Condit (1918) к северу от широты 45° 30' (т. е. севернее Bozeman) осадки триаса и части пермской фосфатной формации были абрадированы верхнеюрской трансгрессией.

а) В западном районе Elliston-Garrison фосфориты были найдены в 1911 г. в той же пермской фосфатной формации.

По работам I. T. Pardee (1913), R. W. Stone (1914), I. T. Pardee (1917) мощ-

ТАБЛИЦА 15

Фосфатная колонка пермской фосфатной формации зап. штатов США

Песчанистый (прибрежный) тип восточных частей среднего широтного профиля
 „The Pocket, Quadrant Mountain, Yellowstone National Park, Wyoming 110° 51' × 44° 54'
 [D. Condit (344, стр. 188) — 1928]

Возраст	№ слоев	Характеристика пород	Мощность м
Tr. 1 Р	1	Известняк, тонкослоистый, серый с песчанистыми прослойками; содержит раковины <i>Lingula</i>	18,3 +
	2	Песчаник, темносерый, с рассеянными кремневыми желваками	4,60 +
	3	Толща роговиков (кремней) с неправильными песчаными прослоями в верхней части	9,15 +
	4	Песчаник, темносерый, с рассеянными кремневыми желваками, содержит остатки костей рыб	2,74
	5	Фосфоритный слой, песчанистый, серый, с глауконитовыми зернами (18,6% P_2O_5)	0,35
	6	Песчаник темносерый, содержащий кремни и кости рыб, схожие с таковыми слоя 4	6,71
	7	Кварцит темносерый	4,88
	8	Фосфоритный слой, песчанистый, бурый на свежих изломах, асфальтированный, содержит раковины <i>Lingula discina</i> (20,0% P_2O_5)	0,96
	9	Кварцит серый, фосфатизированный в верхней части	5,48
C ₃ (Quadrant formation)	10	Известняк доломитизированный, белый, тонко кристаллический	2,13
	11	Песчаник серый, косвенно-слоистый	4,88
	12	Известняк доломитизированный, белый, тонкий кристаллический	7,01
	13	Песчаник кварцитовый, чередующийся с прослоями песчанистого доломита	61,0

ность здесь всей фосфатной формации 21,3 м, мощность приуроченного к ней (в основании) фосфоритного слоя 0,9—1,2 м, со средним содержанием 29,8—32,1% P_2O_5 .

б) В 1 миле (1,6 км) к ЮВ от г. Elkhorn [10 миль (16 км) к СВ от г. Boulder 46° 20'—112° 00'; Sec. 24, T. 6 N., R. 3 W] фосфоритный слой имеет мощность 0,20—0,30 м, темнобурого, до черного цвета. Фосфорит текстурно представляет собой мелкие фосфатные оолиты, сцементированные кремнекислотой, с содержанием 26,1% P_2O_5 . Выше фосфоритного слоя залегает 5 футовой (1,52 м) мощности толща роговиков и косвеннослоистых кварцитов, содержащих уже очень редко рассеянные фосфатные оолиты и зерна. Над роговиковым прослоем идут юрские известняки.

в) Немного к ЮВ, около г. Cardwell, Montana, мощность и качество фосфоритов еще более падает (24,1% P_2O_5), колонка приобретает сланцевато-песчанисто-известковистый тип (табл. 16 и рис. 33).

г) Еще далее к востоку, в сторону береговой линии (Sec. 10, T. 5 N., R. 3 W) фосфоритный слой уже сильно песчанист, имеет мощность 0,13 м и содержит 17,6% P_2O_5 .

д) Наилучшие обнажения в крайних восточных областях имеют место в долине Crow Creek (район Elkhorn), около 3 миль (4,8 км) к северу от Radesburg¹ (Sec. 21, T. 5 N., R. 1 W; 46° 17'—111° 40').

¹ Город Radesburg расположен в 20 милях (32 км) к СЗ от г. Lombard.

ТАБЛИЦА 16

Фосфатная колонка пермской фосфатной формации зап. штатов США

Сланцево-известково-песчанистый тип средних частей северного широтного профиля
Обнажение в каньоне р. Jefferson в окрестностях г. Cardwell, Montana (T. 1 N., R. 3 W;
112° 00' X 45° 50')

[D. Condit (344, стр. 179) — 1928]

Возраст	№ слоев	Характеристика пород	Мощность м
I P ₁	Ellis formation:		
	1	Известняк песчанистый, косвеннослоистый, ржавого цвета на выветрелых поверхностях; нижние слои содержат фауну	11,00
	Phosphoria formation:		
	2	Кварцит темносерый, содержащий немного кварцевых галек и прослоек кремней и окатанных кремневых галек вверху	12,80
	3	Кремень в тонких сланцеватых глинах	1,83
	Фосфатные слои:		
	4	Фосфорит, кремнистый, оолитовый	0,15
	5	Глинистый сланец с кремнями	0,61
	6	Фосфорит песчанистый низкосортный	0,13
	7	Известняк, кремнистый	0,23
	8	Фосфорит песчанистый низкосортный	0,18
	9	Известняк	0,30
	10	Глинистые сланцы плотные, песчанистые	3,35
	11	Фосфорит оолитовый	0,10
	12	Глинистый сланец, известковый в верхней части	1,83
	13	Фосфорит глинистый	0,25
	14	Глинистый сланец и темный известняк	0,76
	15	Фосфорит крупно-оолитовый (24,10% P ₂ O ₅)	0,23
	16	Кремни	0,15
	17	Фосфорит песчанистый	0,02
	18	Известняк темносерый и кремни в тонких прослоях	1,83
	19	Фосфорит песчанистый, оолитовый	0,07
	20	Песчаник фосфатизированный, содержащий кварцевые гальки	0,40
	21	Песчаник темносерый, слабо доломитизированный, косвенно-слоистый	8,84
C ₃ (Quadrant formation)	22	Кварцит, переслаивающийся с доломитизированным известняком и тонким прослойком кремня; плохо сохранившиеся раковины в нижней части	42,60
	23	Известняк песчанистый, доломитизированный, содержащий перемешающиеся прослойки темношоколадного цвета сланцеватых глин и желваки кремней	27,74
	24	Глинистый сланец коричнево-красный	17,07
	25	Конгломерат, в основании известняк с окатанными гальками кремней, известняка и песчаника	1,22
	26	Глинистый сланец, кирпично-красный, переслаивающийся с глинистым песчаником и конгломератом из галек формации Madison, отложившихся на неровной поверхности Madison'ских известняков	24,38
	27	Madison formation — известняки	—

Фосфоритная фация здесь уже практически выклинилась и синхроничным аналогом является прослой кварцита, мощность около 0,61 м, содержащий белые оолиты и желваки песчанистого фосфорита, с содержанием 11,60% P_2O_5 . Выше залегают бурые песчанистые известняки юрского возраста.

Детальное геологическое исследование района Elkhorn было произведено R.W. Stone (1911) и W. H. Weed (1912).

В крайнем восточном пункте (Lombard, Montana 111° 30' 46° 00'), осадки синхроничные Phosphoria formation представлены здесь явно береговой фацией. Над каменноугольными известняками залегают толща конгломератов из песчаников и кремней, лишенных фосфоритов. Лишь в одном из прослоев кварцита, мощностью 0,13 м, можно видеть редко разбросанные фосфатные оолиты (аналог верхнего главного фосфоритного слоя). Таким образом, пермская фосфоритная фация до этих восточных границ уже не доходила.

Геология этого района описана W. P. Napes (1916).

Вышеуказанные соотношения схематически представлены в таблице 17.

Рис. 32. Песчанистый (прибрежный) тип фосфатной колонки восточных частей среднего широтного профиля Yellowstone National Park, Wyoming (U. S. A. D. Condit, 1919, 1928).

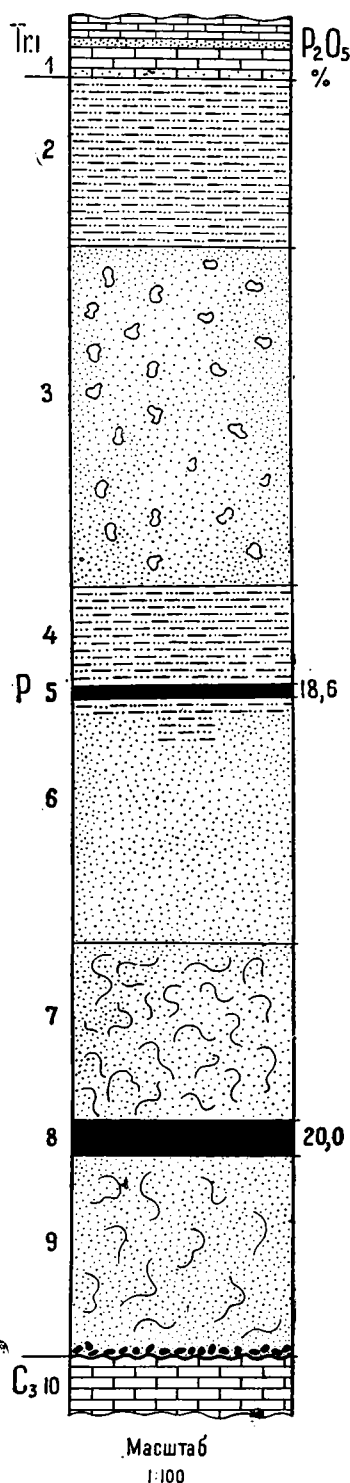


Рис. 33. Сланцево-известково-песчанистый тип фосфатной колонки средних частей северного профиля пермской фосфатной формации зап. штатов США; Каньон р. Jefferson, Montana — 112° 00' à 42° 50'; T. I. N. Q. 3 (D. Condit. 179, 1928).

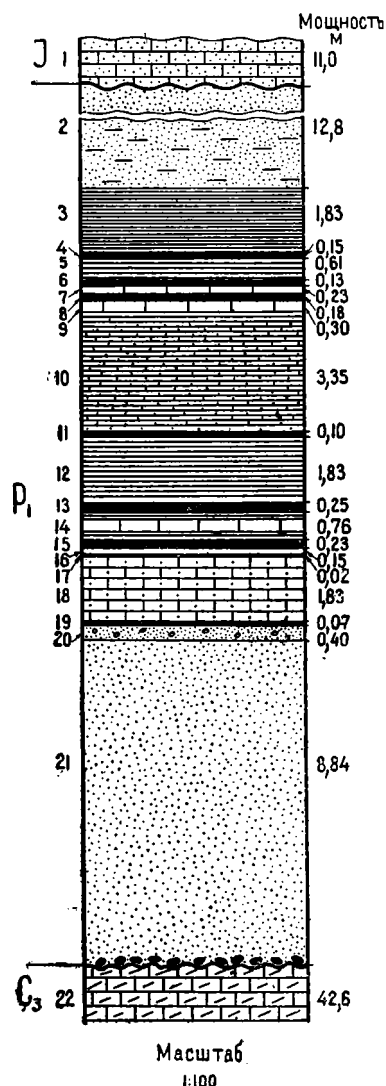


ТАБЛИЦА 17

Влияние расстояния от береговой линии на сопряженные величины мощности, продуктивности и качества фосфоритов пермской фосфатной формации зап. штатов США

Северный широтный профиль — по широте 46° 30' (штат Монтана)

	Западные поля			Восточные поля	
	Elliston— Garrison	В 1,5 км к ЮВ от г. Elkhorn	Sec. 10, T. 5 N, R. 3 W.	Crow Creek	Lombard
Географические координаты	46° 30' 113° ±	46° 20' 112° 00'	—	46° 17' 111° 40'	46° 111° 30'
Общая мощность, м	21,3	—	—	Выклинивается, частью абрадирована 0,6 до выклинивания	Фосфоритная фашиа выклинилась —
Мощность фосфоритного слоя, м	0,9 — 1,2	0,20 — 0,33	0,13		
P ₂ O ₅ , %	29,8 — 32,1	26,1	17,6	11,6	

Таким образом, шесть точек этого северного широтного профиля, вкрест простираения береговой линии, подтверждают ту же закономерность взаимной связи величин продуктивности и качества фосфоритов и падение этих величин по мере приближения к береговой линии. На целом ряде примеров видно, что береговая восточная полоса пермской геосинклинальной фосфоритной фации приобретает здесь уже знакомый нам тип платформенной фации, с базальным конгломератом в основании и песчанистым, частично желваковым, габитусом самих фосфоритов. В этой крайней восточной береговой полосе не осталось и следа от той мощно развитой фосфоритной фации, выраженной карбонатно-фосфатными осадками, какую мы наблюдаем на западе, в пограничной полосе штатов Айдаго и Вайоминг.

В. Сантонские фосфоритные поля Актюбинского района

Обширный накопленный НИУИФ фактический материал по детальным геолого-разведочным показателям различных фосфоритных месторождений СССР позволил поставить анализ зависимости продуктивности (и качества) фосфоритных слоев от ряда геологических факторов. Одними из таких работ являются работа В. И. Тамман (1933)¹ по сантонским фосфоритам Актюбинского района и работа А. А. Четрыкиной (1933) по валанжинским фосфоритам Верхне-Камского района.

На карте Актюбинских фосфоритных залежей (рис. 34) видно, что в исследованной полосе сантонских залежей, длиной вдоль берега 280 км и шириной вкрест простираения от берега сантонского моря 80—100 км, видно закономерное уменьшение продуктивности, выраженной в кг/м² Р₂О₅, по мере приближения к берегу. На карте видны изолинии равной продуктивности, построенные через 50 кг/м², от максимальной (250 кг/м²), удаленной от берега на 80—100 км, до наименьшей (100 кг/м²), для полосы в расстоянии 10—20 км.

Продолжая этот анализ, мы считаем необходимым для полноты картины дополнить указанием на то, что по одну сторону от полосы фосфоритных залежей еще далее к западу — осадки, синхроничные сантонской фосфоритной серии, переходят уже в глинистые и мергельные бесфосфатные породы, а по другую сторону — ближе

¹ В. И. Тамман. Изменение продуктивности сантонского фосфоритного слоя Актюбинского района в зависимости от расстояния береговой линии. Фонд НИУИФ, 1933.

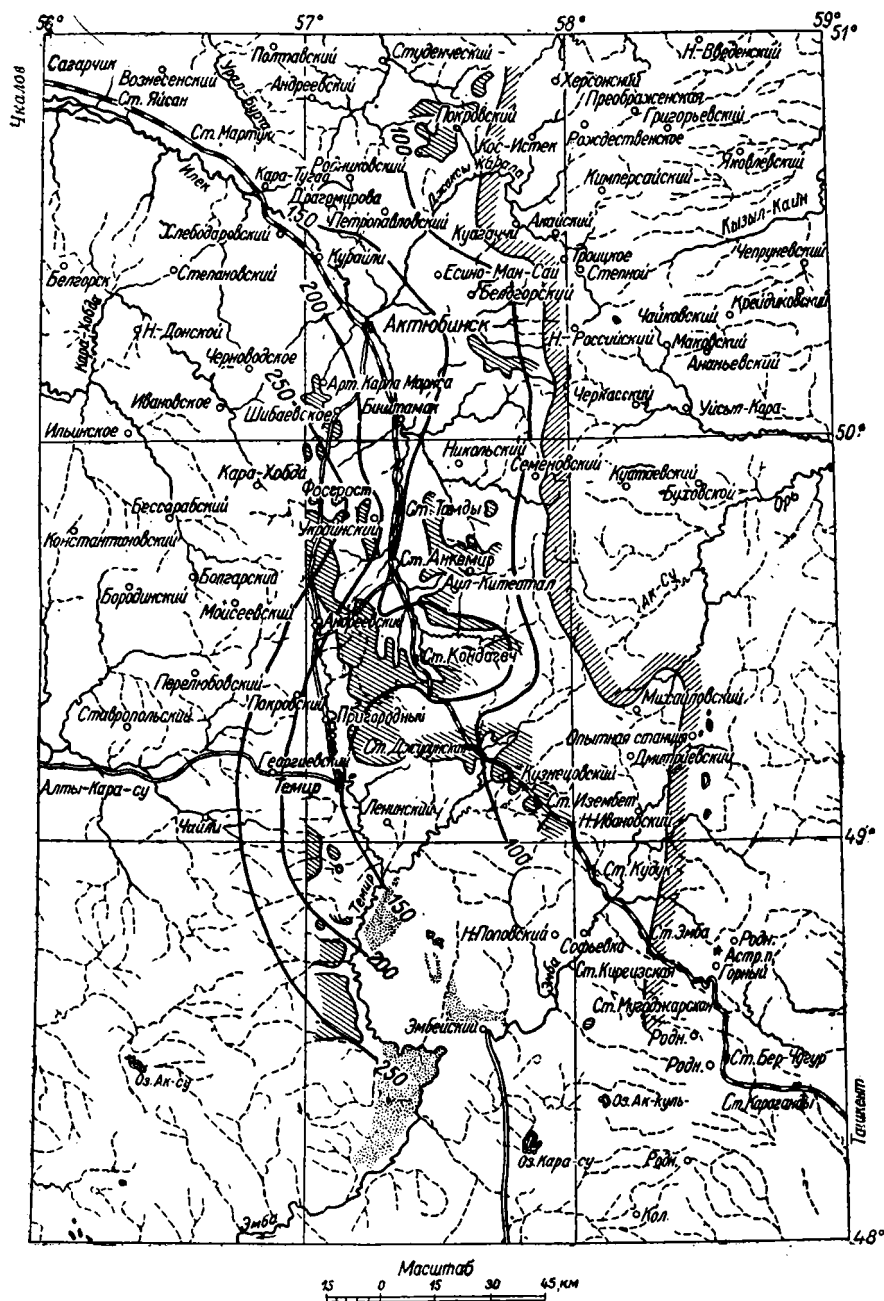


Рис. 34. Карта разведанных участков Актюбинских фосфоритных залежей (заштрихованные площади). Изолинии равной продуктивности ($\text{кг}/\text{м}^2 \text{P}_2\text{O}_5$) Сантонского фосфоритного слоя. Линия со штриховкой — очертания восточного берега сантонского бассейна (В. И. Тамман, 1933).

Г. Нижнемеловые фосфориты Верхне-Камского района

На карте рис. 35 представлен детально изученный НИУИФ Верхне-Камский фосфоритный район, где по данным А. А. Четыркиной нанесены линии изопроductивности нижнемелового фосфоритного слоя. И здесь мы четко видим буквально ту же самую картину, что и для актюбинского сantonского слоя — ряд параллельных кривых от максимальной продуктивности в $300 \text{ кг/м}^2 \text{ P}_2\text{O}_5$ вдали от берега, до 100 кг/м^2 вблизи береговой линии.

В связи с этим закономерно изменяется текстура и качество фосфорита. Полосе максимальной продуктивности ($250\text{—}300 \text{ кг/м}^2 \text{ P}_2\text{O}_5$) соответствует наивысшее качество и наоборот (табл. 18).

ТАБЛИЦА 18

Сопряженная связь продуктивности и качества В. Камских нижнемеловых фосфоритов, как функция расстояния от береговой линии (по северо-восточному склону мезозойской мульды)

Показатели	П о л о с ы			
	Западная		Средняя	Восточная
Среднее расстояние от берега, км	30 — 50		—	10 — 20
Участки	Дедовский	Гилевский	Рудничные	Лоино Левый берег р. Вятки ¹
Продуктивность, $\text{кг/м}^2 \text{ P}_2\text{O}_5$	250 — 300		200	100 — 150
Качество класса + 4 м.м. $\left\{ \begin{array}{l} \text{P}_2\text{O}_5, \% \\ \text{R}_2\text{O}_3, \% \end{array} \right.$	26,5 4,0	26,7 5,0	25 7	23,0 9,10 24,0 9 — 10

6. Биоценоз фосфоритных и бесфосфоритных фаций

А. Фации платформенного типа

В последние годы накопился ряд материалов по сравнительному изучению биоценозов платформенных фосфоритных и бесфосфоритных фаций (работы НИУИФ — П. П. Дрожжевой — 1936 и 1937 гг., А. Казакова — 1938 г. и др.), а также общих биологических работ по бентосу, дающих аналитическую возможность выявить в этой области ряд любопытных закономерностей.

а) В большинстве платформенных фосфоритных фаций наблюдается довольно богатый биоценоз бентоса (пелециподы, кремневые губки, брахиоподы, гастроподы и др.), что указывает на подходящую для жизни этих организмов обстановку (биотоп) — субстрат грунта, нормальный газовый и солевой режим водной среды, температуру и пр. (1)

Этот бентальный биоценоз фосфоритных фаций в основном представлен прикрепленно-живущими видами, что указывает на мелководную зону их обитания. (2)

б) Между ископаемыми биоценозами бентоса платформенных фосфоритных и бесфосфоритных фаций, несмотря на большое сходство, все же наблюдается некоторое отличие. Так например, для сеномана и нижнего сantonа русской платформы имеем данные, приведенные в табл. 19 (стр. 56).

В свою очередь между биоценозами фосфоритных фаций разного возраста и литологического типа также наблюдаются некоторые отличия.

Так например, сеноманский биоценоз грубопесчанистых фосфоритных фаций русской платформы характеризуется явным преобладанием массовых двустворок, а тонкопесчанистый нижнесантонский — губок.

в) В ископаемых биоценозах всех известных платформенных (и геосинклинальных) фосфоритных фаций СССР не известно каких-либо специфических организмов, концентрирующих в своих скелетных образованиях фосфор (3)

¹ Юго-восточная часть мульды

ТАБЛИЦА 19

Общая сравнительная характеристика биоценоза бентоса для сеномана и нижнего сantonа русской платформы

(по материалам П. П. Дрождевой, 1936 и 1937 гг.)

Показатели	Фосфоритная	Бесфосфоритная
	Ф а ц и и с е н о м а н а	
Район и литологический тип пород	Кварцево-глауконитовые, слабо-карбонатные пески (реже песчаники), включающие песчанистые фосфориты ¹	Пески и песчаники Саратовского Поволжья (ниже фосфоритного горизонта) ²
Преобладающий тип бентоса	Пелециподы (гл. обр. <i>Ostrea</i> и <i>Echoguga</i>)	Пелециподы (гл. обр. <i>Echoguga conica</i>)
Подчиненная роль	Губки (все — кремневые) Брахиподы Гастроподы	Губок — нет Очень редки " "
Характер раковин	Обычно массивные, крепкие	Более тонкие, но крепкие
Фосфатизация раковин	Вся фауна сохранилась в виде фосфатизированных ядер и тел	Раковины — не фосфатизированы, обычно сохраняют известковый скелет
Сохранность раковин	Хорошая	Обычно много битой ракуши
	Ф а ц и и н и ж н е г о с а н т о н а	
Литологический тип пород	Кварцево-глауконитовые пески (Саратовское Поволжье, Эмба, Актюбинск, Тамбов, Пенза)	Мергеля и мергелистые глины северной окраины Днепровско-Донецкой впадины ³
Преобладающий тип бентального биоценоза	Губки кремневые („губковый биоценоз“)	Пелециподы—6 форм. Характерен — <i>Inoceramus cardisoides</i> . Губок (в форме железистых отпечатков) — незначительное количество
Подчиненная роль	Брахиподы — редки Пелециподы Гастроподы — очень редки	—
Фосфатизация раковин	Соотношения те же, что и для сеномана	

г) В ряде случаев для платформенных фосфоритных фаций (См, Snt. i.) характерен губковый биоценоз, не наблюдаемый для „предфосфоритных осадков“, формирующихся ближе к берегу от фосфатного шельфа (4)

д) Еще более характерным показателем для всех фосфоритных фаций является полное отсутствие биоценоза колониальных кораллов, физиологически приспособленных для иных биотопов как с точки зрения топографической зоны морского дна (более мелководной), так и с точки зрения гидрохимического режима вод . . . (5)

Эти специфические черты биотопа колониальных кораллов сведены в табл. 20.

¹ Саратовское Поволжье, Урало-Эмба, Чкалов-Актюбинск, Тамбовско-Пензенский район, Донбасс, Днепровско-Донецкая впадина, басс. р. Сож (БССР).

² „Предфосфоритные пески“ трансгрессирующего См бассейна (А. Казаков).

³ Надфосфоритные осадки трансгрессирующего См-Т-Snt бассейна (А. Казаков).

Из этой таблицы отчетливо видно, что колониальные кораллы (и большая часть связанного с ними биоценоза) — „коралловый биоценоз“ — не могут иметь развития в обстановке фосфатных шельфов.

е) На основании исследований М. Э. Ноинского (1913) над биоценозами известняков верхнего палеозоя Самарской Луки им выделяются четыре последовательно расположенные (парагенез) биоценоза („сверху вниз“) (табл. 21).

Последние две таблицы дают основание сделать вывод, что фации кораллового и фузулинового биоценоза в „фосфатных бассейнах“ топографически должны располагаться выше зоны фосфатного шельфа (6)

Б. Фации геосинклинальных бассейнов

Еще более интересные закономерности раскрываются в последнее время при нашем анализе биоценозов фосфоритных и бесфосфоритных фаций геосинклинальных бассейнов. Весь накопленный обширный эмпирический материал приводит к общему выводу, что в фосфоритных фациях геосинклинальных бассейнов, характеризующихся массовым накоплением пластовых, обычно высокосортных, фосфоритов совершенно отсутствует какой бы то ни было донный биоценоз (7)

ТАБЛИЦА 20
Биотоп колониальных кораллов
(С. Diner, 1925)

Спектр биотопа	Нормальные условия развития	Не могут жить в условиях
Субстрат-грунт	Твердый	Илистые, мягкие грунты
Температура	Не ниже 18—20°	Зоны восходящих холодных течений
Газовый режим	Нормальный	—
Солевой	—	—
Прозрачность воды	Прозрачная	Обильный принос терригенного материала, мутные и илистые воды
Свет	Проникновение солнечных лучей	—
Биоценоз (преобладающий)	Мшанки, криноидеи, фораминиферы; реже водоросли донные, губки	—
Глубина	Зона прибоя — б. ч. ок. 20 м	Глубже 50 м

ТАБЛИЦА 21

Глубина м	Биоценоз	Гастро-поды	Водоросли	Фузулины	Кораллы колон.	Криноидеи	Мшанки	Брахиподы
Ок. 20—30	Гастроподовый	+++	+++	+			нет	(+)
	Фузулиновый		++	+++	+	+++	+++	+
До 40	Коралловый				+++	++	++	+
Более 40	Брахиподовый						+	+++

Химическая седиментация фосфата в этих условиях происходила в безжизненной (для бентоса) обстановке. К этой категории относятся, например, мощные высокосортные Р₁ фосфориты восточного берега Кордильерской геосинклинали зап. штатов США, нижнесилурийские фосфориты Кара-тау, верхнепалеозойские фосфориты западного склона южного Урала, и др. Явление это настолько характерно, что не-

вольно приковывает к себе внимание и требует дать этим фактам генетический анализ.

Если обратиться к анализу основных условий биотопов морских бентальных гидробионтов и исключить ряд общих признаков среды, характерных для биоценозов, как геосинклинальных, так и платформенных фосфоритных фаций (солевой режим, свет, температура, топографическая зона и т. д.), то остаются два фактора, которые по-видимому и приводят к такому резкому указанному различию. Этими факторами являются: а) характер субстрата (донных осадков), б) и главным образом — особенности газового режима. На долю этих двух факторов приходится решающая роль в вопросе распределения водных организмов.

Субстрат дна. В отличие от платформенных бассейнов, фосфоритные фации геосинклинальных бассейнов характеризуются, как правило, ничтожным содержанием терригенных частиц. В основном все эти осадки являются хемогенными — кальцит, фосфат. С другой стороны, геолого-петрографические наблюдения, наш опыт по кристаллогенезису из водных растворов минералов апатитовой группы согласно приводят к выводу, что фторапатит из водных растворов, при обычных температурных параметрах гидросферы, всегда выпадает в крайне высоко-дисперсной форме. Эта склонность минералов апатитовой решетки выпадать из водных растворов в форме геля находит в последнее время и теоретическое общее обоснование (сравнительно высокая твердость апатита и его чрезвычайно малая растворимость в речной и морской воде, ср. работы А. Jensen, 1937).

Нам представляется, что такой гелеобразный субстрат дна, какой должен быть при интенсивной чистой химической седиментации фосфата, мало подходящ как нормальный биотоп для бентоса (к тому же обычно прикрепленных форм).

Для платформенных (и переходного типа) фосфоритных фаций, обычно содержащих значительное количество терригенного материала (главным образом зерна кварца), характер субстрата естественно смешался к обычным осадкам шельфа, более пригодным для жизни бентоса.

Газовый режим водной среды. По-видимому, еще более решающим фактором для жизни бентоса является газовый режим водной среды.

Из литературы уже давно известно отравляющее действие сероводорода на донную фауну. Все сероводородные зоны (Черное море, ¹ отчасти — Каспийское, в его глубоких впадинах, ископаемые сероводородные фации типа Майкопских глин, и т. д.) совершенно лишены бентоса. Однако, решительно нет никаких оснований считать фосфоритные фации геосинклинальных бассейнов сероводородными, так как фосфоритные фации представляют собою мелководные осадки по шельфам открытых морей, с достаточной циркуляцией водных масс и т. д. Это объяснение явно отпадает.

Нам представляется, что объяснение этому безжизненному фону геосинклинальных фосфоритных фаций следует искать в самой предложенной нами теории генезиса фосфоритов. Если внимательно посмотреть на общую обстановку биотопа фосфатных шельфов (см. ниже рис. 39), то ясно видно, что не только предфосфоритная известковая фация, но и сам „фосфатный шельф“ находятся в зоне восходящих течений, воды которых характеризуются повышенным содержанием углекислоты и соответственно пониженным — кислорода. Имеющиеся исследования по физиологии ряда представителей бентоса определенно указывают, что избыточное содержание в воде CO_2 само по себе является ядом для бентоса, а соответственно пониженное количество свободного кислорода — еще более заостряет своеобразные черты этого „фосфатного“ биотопа.

Напомним, что, например, по данным Wattenberg содержание CO_2 в зоне глубины около 400 м (восходящие глубинные течения у западных берегов южной Африки) доходят до $\text{P}_{\text{CO}_2} = 12 \cdot 10^{-4}$ атмосфер, что в 4 раза превышает нормальное содержание CO_2 в морской воде в верхних горизонтах (до глубины 50—100 м). С другой стороны, содержание свободного кислорода падает здесь до 1—2 $\text{см}^3/\text{л}$, против нормальной величины 4,8—6,8 $\text{см}^3/\text{л}$.

¹ В Черном море на глубинах 300—500 м содержится 4 $\text{см}^3/\text{л}$ H_2S , а в придонных — до 6,5 см^3 ; при этом свободный кислород отсутствует.

Таким образом, условия газового режима стоят здесь на границе жизни бентоса, за которую в среднем принимают содержание в морской воде $0,5 \text{ см}^3/\text{л}$ свободного кислорода (Н. М. Книпович, 1933 г.).

Различные представители бентоса в свою очередь далеко не одинаково реагируют на содержание CO_2 и O_2 в водной среде своего биотопа. Так, если обратиться к величине поглощаемого кислорода в 1 час на 1 кг сырого веса организма, и к „дыхательному коэффициенту“, т. е. отношению $\frac{\text{выделяемой } \text{CO}_2}{\text{поглощаемого } \text{O}_2}$, то имеют место следующие соотношения.

ТАБЛИЦА 22
Экспериментальные данные по отношению гидробионтов к CO_2 и O_2
(по С. Зернову, 1934)

Организмы	O_2 $\text{см}^3/\text{час}$	$\frac{\text{CO}_2}{\text{O}_2}$	
Губка Suberites	6,5	6,5	Дыхательный коэффициент > 1 Способны жить в мало кислородной среде
Голотурья Cusumaria	13,3	3,0	
Устрица (Ostrea)	13,4	0,79	Дыхательный коэффициент меньше единицы. Фауна требовательна к кислороду
Мидия (Mytilus)	12,2	0,76	

Исследования Севастопольской биологической станции (В. Н. Никитин и Е. Н. Малым, 1932, М. А. Галаджиев и Е. Н. Малым, 1932) показали, что не только бентос, но и микроорганизмы, как например различные виды инфузорий, физиологически весьма чувствительны к изменениям концентрации CO_2 в морской воде. Избыток CO_2 вызывает отравление определенных их групп, с ослаблением подвижности и разрушением тела.

В одной из своих последних сводных работ Н. М. Книпович (1938) прямо говорит, что „отсутствие различных гидробионтов в определенных слоях воды может быть следствием именно повышенного содержания углекислоты“ (1. с. 269).

Прикрепленный бентос менее требователен к кислороду, чем свободно передвигающийся и т. д.

С этой точки зрения соседние с фосфатным шельфом, более глубоководные известковые, генетически синхронные фации, должны включать не менее заостренно эти отрицательные для жизни черты газового режима. Если под этим углом зрения обратиться к ряду четко выраженных асимметричных платформенных фосфоритных фаций, то мы можем найти подтверждение нашим предпосылкам. Ограничимся здесь лишь несколькими примерами. Так, если взять известково-глинистые осадки келловей-оксфорд-кимериджа (Kl. m.-Oxf.-Km. i.), расположенные по оси Ульяновско-Саратовской синеклизы, и сравнить их с синхронными песчанистыми фосфоритными фациями (Kl. m.-Oxf.-Km. i) трансгрессировавшего на восток этого верхнеюрского бассейна, то мы увидим знакомые черты угнетающего действия на бентос биотопа смежных, расположенных к западу от фосфатного шельфа, синхронных более глубоководных фаций.

Явления отравления гидробионтов от недостатка кислорода широко наблюдаются в речных и озерных бассейнах и носят специальное название „замор“. Примером может служить широко распространенное явление такого сезонного замора в зимние месяцы на р. Обь, причина которого по новым исследованиям связана с окислением растворенных в воде гуминовых веществ, приносимых из заболоченных пространств верховьев басс. р. Обь и происходящих в результате минерализации отмирающих растительных организмов.

Близкие к этому соотношения намечаются и для Snt-Cmp осадков Илецко-Актюбинского района, — а также, повидимому, и для комплекса осадков Sil. i. Кара-тау и верхнепалеозойской фосфатной серии западного склона южного Урала (немые черные афанитовые известняки бассейна р. Селеук).

Этот интересный вопрос требует конечно еще дополнительной проработки.

Микрослоистость. Большинство высокосортных фосфоритов (обычно — и всей серии пород фосфоритных фаций) геосинклинального типа обычно характеризуются типичной микрослоистостью, переходящей иногда в полосчато-ленточные макротекстуры. Раскол этих пород — тонкоплитчатый.

ТАБЛИЦА 23

Осадки Среднего Поволжья и Общего Сырта
Кл. m.-Oxf.-К.-м. 1.

Фации, расположенные ниже фосфатного шельфа	Фосфоритные фации
а) Известково-глинистые осадки	Песчанисто-глауконитовые, грубые
б) Большая мощность — для Сызрани, сумм. мощн. до 70 м	Малая мощность — несколько метров
в) Цвет осадков темно-серый до черного	Более светлые, иногда лимонитовые тона
г) Хорошо выраженная тонкая слоистость	Слоистость выражена плохо
д) Породы — карбонатны	Мало карбонатны
е) Нередки одиночные конкреции пирита и сферической формы коренные фосфориты — начальный фон фосфатизации	Фосфоритная плита
ж) Биоценоз бентоса отсутствует	Хорошо развитый бентальный биоценоз

шего времени. Для наших целей мы сочли целесообразным остановиться на двух противоположных гранях этой интересующей нас проблемы — „фосфатных взаимоотношений“ между организмом (планктоном) и средой при жизни и после смерти. Следует принять как бесспорный факт, лежащий в основе всей физиологии питания, что все организмы при жизни являются концентраторами фосфора.

Для морского планктона, в пересчете на сухой вес, степень этой концентрации обычно достигает величины до 1000 раз, против содержания P_2O_5 в морской воде. В виде примера приведем средний химический состав диатомовых из Кильской бухты (табл. 24).

Однако, для биолитной теории генезиса фосфоритов непосредственно из отмерших скоплений планктоновых организмов гораздо более актуальным является вопрос о судьбе фосфора организмов после их смерти, т. е. детали процессов минерализации отмерших гидробионтов. Если подойти с этой точки зрения к данной проблеме, то мы увидим, что биолитная гипотеза образования фосфоритов из планктона в сущности не имеет под собой на сегодняшний день никакой научной базы. Больше того, эта биолитная гипотеза в сущности стоит в противоречии с хорошо разработанным немецким палеофитологом Г. Потонье (1908—1915, 1920 гг.) учением о каустобиолитах, как о природных продуктах распада остатков организмов (табл. 25).

Само явление этой тонко-микрослоистости (нередко 50—100 прослоев на 1 см) обусловлено, повидимому, сезонными изменениями скоростей хемоседиментации темноокрашенного фосфата и более светлых прослоев тонкозернистого кальцита. Примером этого типа является верхнепалеозойский фосфорит басс. р. Селеук (правый приток р. Белой).

Явление это объясняется отсутствием в этих породах бентоса (ср. выше), при развитии которого эта слоистость естественно нарушается, и породы на разломе приобретают уже грубозернистую текстуру.

В. Организмы и фосфаты

Мы не имеем возможности остановиться более подробно на этом интереснейшем вопросе, издавна привлекавшем внимание натуралистов и остающемся таким же новым, дискуссионным и актуальным до настоящего времени.

ТАБЛИЦА 24

Средний химический состав диатомовых из Кильской бухты

в % на сухой вес

(Brand und Raben, 1919—1922)

C	H	N	Fe ₂ O ₃	CaO	P ₂ O ₅	SiO ₂
22,04	4,90	5,40	1,91	2,41	2,11	27,39

Все природные каустобиолиты, включая морские, как правило, бедны фосфором, среднее содержание которого не превышает кларка фосфора в осадочных породах (нередко имеют место и более низкие цифры). Таким образом, совершенно ясно, что при минерализации органического вещества фосфор мигрирует в окружающую среду. В связи с этим находятся и процессы „мобилизации“ фосфора в почвах, а также известная „регенерация“ фосфора в осенние и зимние месяцы в морских бассейнах, при которой фосфор, ассимилированный в весенний и зимний сезон планктоном, снова поступает в раствор, вступая в извечный круговорот.

Довольно часто в иловых и придонных водах морских водоемов содержание P_2O_5 значительно выше, чем среднее его содержание в вышележащих слоях воды. Нередко это обстоятельство ставят даже аргументом в пользу биолитной теории генезиса фосфоритов. Однако, нетрудно вскрыть содержащееся здесь внутреннее противоречие. Повышенное содержание P_2O_5 в иловой воде в данном случае как раз и указывает скорее на обстановку растворения фосфатов, а не на их осаждение (влияние продуктов распада — CO_2 , H_2S , пониженный pH, повышенный коэффициент щелочности A/Cl, и т. д.).

Не вдаваясь здесь в дальнейшие детали этой проблемы, мы склонны интерпретировать имеющийся здесь эмпирический и экспериментальный материал в другом аспекте, формулировка которого, в форме рабочей гипотезы, может быть выражена следующим образом: организмы при жизни являются концентраторами фосфора, после же их смерти процессы минерализации обычно приводят к деконцентрации, растворению и рассеиванию (ионная миграция) фосфора, накопленного при их жизни.

Регенерированные при этом фосфаты снова поступают в общий круговорот.

В этом и отображается роль фосфора как одного из биогенных элементов.

7. Фациальный и минеральный парагенез фосфоритных фаций

А. Фациальный парагенез

Среди синхронных смежных осадков морских бассейнов фосфоритные фации, будучи приурочены к полосе шельфа (глубиной до 100 ± 50 м), естественно занимают строго определенное положение и находятся в определенных соотношениях как к синхронным более мелководным осадкам в сторону береговой линии, так и к смежным более глубоководным осадкам в сторону удаления от берега.

Нижеследующие два примера иллюстрируют это положение.

Пример 1. Парагенез маастрихтской (Mst. 1) фосфоритной фации с соседними синхронными маастрихтскими осадками по меридиональному профилю (вкrest простираения береговой линии ССВ—ЮЮЗ) в басс. р. Таганлык—Губерля на южном Урале.

1) Фация мелководных береговых осадков. Песчанисто-опоквая фация (опоки песчаные, кварцево-глауконитовые пески, песчаники). Осадки изобилуют аморфной кремнекислотой (континентального стока).

ТАБЛИЦА 25

Схема природных продуктов распада остатков организмов

(Г. Потонье, 1908—1915, 1920 гг.)

Исходные организмы	Конечные продукты — каустобиолиты	
	Морские	Пресноводные
Растительный и животный планктон	Битуминозные сланцы Сапропели и сапропелиты —	— — Богхеды
Моховая и болотная травянистая растительность	—	Гумус } Лигнин } Торф
Лес и древесная болотная растительность	—	Каменные угли

В основании этой толщи залегает базальный конгломерат трансгрессии Mst. 1 моря, состоящий из галек палеозойских пород, включенных в ту же песчанисто-опокую породу; фосфоритов и фосфатизации — нет.

2) Фация кремнистых мергелей. По мере удаления от берега синхронные нижне-маастрихтские песчано-опокые осадки переходят в кремнистые мергеля, в основании которых залегают гальки фосфоритов и пустых пород, включенные в крупнозернистый кварцевый песок.

„Авангард“ пассивной фосфоритной фации.

3) Фосфоритная фация — область шельфа фосфатонакопления. Нормально развитая фосфоритная фация трансгрессирующего Mst. 1 бассейна. Фосфориты (желваки и плита) включены в фосфатизованный глауконитовый песок. Фосфоритный слой покрывается пишущим мелом Mst. i.

4) Фация глубоководных осадков: Mst. 1 — пишущий мел. Наиболее удаленная от береговой линии толща маастрихтских отложений представлена уже одним писчим мелом, переходящим и в нижележащие осадки кампана. Фосфориты в нижне-маастрихтский век в этой зоне более глубоководных осадков уже не образовывались.

Аналогичный закономерный переход более глубоководных западных бесфосфоритных фаций Mst. 1, выраженных обычно писчим мелом, в расположенные к востоку синхронные фосфоритные фации шельфа (и далее на восток с приближением к берегу — в песчанисто-опокые бесфосфоритные береговые фации) прекрасно прослеживается для верхнемеловых осадков вдоль всего западного склона Мугоджар.

Пример 2 (Snti.). Почти тождественная картина закономерного парагенеза фаций прослеживается и на широтном профиле верхнего мела Вольск-Саратовского Поволжья. Так, если проанализировать нижнесантонскую фосфоритную фацию („губковый слой“) вдоль широтного профиля сантонского пролива восточно-русской впадины, по линии Актюбинск—Уральск—Вольск—Сердобск—Моршанск, то в общих чертах, отвлекаясь от деталей, увидим следующее.

В центральных наиболее глубоких частях сантонского бассейна, между нижним течением р. Илек (левого притока р. Урала) и Волгой весь сантон развит в относительно глубоководной мергельно-меловой фации.

В сходной, несколько более глинистой, карбонатной фации представлен и подстилающий турон — эмшер. В основании Snt. i. прослеживаются очень редко рассеянные желвачки темного глинистого фосфорита, мощностью ок. 0,05 м. Таким образом здесь мы имеем в лучшем случае лишь начальные следы формирования фосфоритной фации.

Продвигаясь отсюда в сторону береговой линии нижнесантонского бассейна, как на восток к Мугоджарам, так и на северо-запад от Вольска, мы постепенно переходим через известковисто-глинисто-кремнистую фацию с слабо развитым фосфоритным губковым слоем (пример левобережья р. Медведицы) к глауконитово-песчанистой фосфоритной фации, с максимальным развитием нижнесантонского фосфоритного слоя — полосе Моршанск—Чембар—Н. Ломов к западу от Волги, и известным Актюбинским фосфоритам — к востоку.

Еще ближе к береговой линии развития грубая песчанисто-опоквая фация; количество глауконита и фосфоритов быстро уменьшается, и в береговой зоне фосфоритная фация нацело исчезает, заменяясь терригенными осадками: западные склоны Мугоджар на востоке, район Спасск—Рузаевка — на западе.

Эти закономерности фациального парагенеза фосфоритных фаций иллюстрируются рисунками.

Б. Минеральный парагенез

В соответствии с рассмотренной характеристикой фосфоритных фаций, заслуживает внимания проанализировать и их минеральный парагенез.

а) Нерастворимый остаток фосфоритов, получаемый в результате растворения фосфоритов на холоду в слабой однонормальной соляной кислоте, как по своему механическому, так и минеральному составу, обычно в точности отвечает

нерастворимому комплексу той вмещающей, генетически синхронной породы, среди которой образовался фосфорит. С этой точки зрения механизм образования фосфоритов, как желвакового, так и плитного типа, в основном представляет собою фосфатную цементацию соответствующих терригенных осадков.

Чем сильнее прошел процесс фосфатной цементации и чем тоньше и однороднее был терригенный осадок, захваченный этим процессом, тем сильнее этот фосфорит сопротивлялся разнообразным процессам постумного диагенеза, как бы консервируя от выветривания включенные зацементированные минералы первичной вмещающей породы.

Это же позволяет по нерастворимому остатку фосфоритов, особенно в тех случаях, когда фосфориты находятся „во вторичном залегании“, в значительной степени реставрировать первичную минеральную среду фосфоритообразования (реставрация палеогеографической обстановки).

Следует однако отметить, что необходимо обращать тщательное внимание на возможность вторичного окремнения осадков (опал, халцедон), при наличии которого естественно приходится вносить добавочные коррективы в интерпретацию „нерастворимых осадков“.

б) Глауконит во всех фосфоритах платформенного типа, нередко и для геосинклинальных типов, является обычным спутником фосфорита, сигнализируя этим общность топографической зоны фосфоритообразования—шельфа. Однако, диапазон условий образования и существования глауконита значительно шире, чем для фосфорита.

Глауконит как правило заходит и в смежные фации—как в более глубоководную, образуя глауконитовые глины и мергеля, так отчасти и в более мелководную, прибрежную, являясь в данном случае как бы авангардом фосфоритной фации.

Если как правило все наши фосфориты русской платформы парагенетически ассоциируются с глауконитом, то нельзя сказать обратного, так как далеко не всегда глауконитовые осадки, взятые даже по всему своему фациальному профилю, сопровождаются фосфоритами. Это между прочим указывает, что в фосфоритообразовании кроме разобранных факторов участвуют какие-то добавочные специфические факторы, еще более сужающие рамки генетических условий.

в) Кальцит всегда присутствует во всех фосфоритах и вмещающих их породах. Породы, не содержащие кальцита, обычно не содержат и фосфоритов—пример кинешемских и вятских гетерив-барремских черных глин, аптских и келловейских глин Брянского района и т. д.

г) Органическое вещество и кристаллики пирита, как диагенетического минерала, довольно часты в фосфоритах. В светлых, карбонатных или песчаных фосфоритах, где обычно процентное содержание органического вещества уменьшается, падает и количество пирита.

Органическое вещество в наших фосфоритах платформенного типа обычно присутствует в форме гуматов, битумов и нерастворимого в щелочах в эфире „углистого остатка“. Вмещающие мало фосфатизированные породы естественно подверглись большему выветриванию, и в них относительный процент „растворимого органического вещества“ (группы гуматов и битумов) падает, за счет увеличения инертного „углистого остатка“.

Структурно органическое вещество тонко пронизывает фосфорит, концентрируясь все же в фосфатном цементе. При растворении фосфоритов в соляной кислоте органическое вещество целиком переходит в „нерастворимый остаток“.

В соответствии с нашей теорией генезиса фосфатного вещества фосфоритов как морского химического осадка, мы не видим никакой прямой генетической связи между величиной пассивного органического вещества (терригенный снос, остатки организмов) и содержанием фосфора в осадках. В только что опубликованной по этому вопросу статье Н. М. Страхова (1937) замечается скорее даже обратный вывод—„битуминозно-сланцевый пласт в общем разрезе битуминозносланцевых толщ играет роль фактора, рассеивающего фосфаты“ (448, стр. 19).

д) Флюорит, гипс, ангидрит, первичный доломит, хлориды и сульфаты щелочей (Na, K), как осадки засоленных усыхающих бассейнов — обычно никогда не встречаются в первичном парагенезе с фосфоритом.¹

ТАБЛИЦА 26

Схема фациального и минерального парагенеза фосфоритных фаций

Топографические зоны морского дна	Морские бассейны нормальной солености (и опресненные водоемы)	Усыхающие засоленные бассейны (отрицательные индикаторы бесфосфоритных фаций)
1. Зона фотосинтеза от 0 до 50 м. Отрицательные индикаторы бесфосфоритных фаций	Все каустобиолиты (включая и опресненные лагунные фации) — угли, сапропелиты, нефть-производящие свиты Органогенные (бентогенные) известняки ракушники. Колониальные кораллы Оолиты известковистые, железистые (отчасти) Осадки лимонитовых и бокситовых руд, как мас-совые скопления. Огнеупорные глины, као-лины Из терригенных фаций — все „пестроцветы“, квар-цевые песчаники и пески, не содержащие глауконита, кварциты, косвенно-слоистые тек-туры. Прибрежные галечники	Гипс, ангидрит Хлориды и сульфаты Na, K, Mg Кальцит, первичный доломит (магнезит) флюорит (ратовкит) Бораты
2. Фосфатный шельф 100±50 м. Положительные индикаторы	Фосфат (высокодисперсный фторapatит) Кальцит ¹ (тонкодисперсный) — первичный хими-ческий осадок, сингенетичный фосфату коа-гель Аморфная кремнекислота ² — черные кремни и черные кремневые ленточные прослои; нередко коагель с фосфатом, компонент глауконита. Позднейшая раскристаллизация в халцедон, обычной сферолитовой структуры Глауконит ²	
3. Зона аккумуля-ции биогенных элементов (кон-тинентальный склон) 200–600 м. Бесфосфатные осадки	Известковистые глины, „цементные мергеля“ ³ Для геосинклинальных бассейнов — типичны тем-носерые (до черного) „афанитовые известняки“ тонкозернистые („илистые“) высокооднород-ные, с гладким раковистым изломом (часто — микрослоистые), совершенно лишенные бен-тонной фауны	—
4. Восстановитель-ная зона — глу-бины > 600 м. Бесфосфатные осадки	В небольших эпиконтинентальных бассейнах — обычные черные мало карбонатные тонкие глины, обычно лишенные бентонной фауны. Из минералов — нередко сидерит и троилит (FeS) В открытых бассейнах — обычные органогенные — планктонные осадки — диатомовые, радиоля-риевые, фораминиферовые илы	—

¹ При вторичных процессах метаморфизма осадочных пород вообще, фосфоритных фаций в частности, может нередко вместе с фосфатом быть доломит, может быть и ратов-кит. К этому типу вторично доломитизированных фосфоритных слоев относится например детально литологически изученная нами верхнепалеозойская фосфоритная фация западного склона ю. Урала (басс. р. Селеук и др.). С этой точки зрения необходимо строго различать первичный и вторичный парагенез.

² Частично заходят и в топографически смежные зоны.

³ Типа сантонских мергелей северной окраины Днепровско-Донецкой мульды.

е) Точно также не имеется определенных указаний на сингенетическое образование в фосфоритах сидерита.

Вышеизложенные закономерности минерального парагенеза фосфоритов могут быть сведены в вышеприведенную схематическую таблицу 26.

8. Миграция фосфоритных фаций

Еще более важные генетические закономерности (геологические факторы) формирования фосфоритных месторождений были выявлены нами лишь в самое последнее время, на которых мы несколько подробнее здесь и остановимся. Сюда относятся: а) миграция фосфоритных фаций, б) связь с трансгрессиями, в) геосинклинальный и платформенный типы фосфоритных фаций, г) конфигурация морских „фосфатных бассейнов“ и асимметричность фосфоритных фаций, д) геологический возраст фосфоритных месторождений.

Биолитная теория образования фосфоритов в основном не была созвучна новым представлениям о морских фосфоритных фациях. В значительной степени этим может быть объяснена поразительная инертность геологической мысли в восприятии и использовании для целого ряда геолого-генетических обобщений идей об обычных широких миграциях фосфоритных фаций, пространственно непрерывно переходящих, параллельно движению береговой линии, из горизонта в горизонт.

Этой концепции обычно противопоставлялась укореившаяся другая генетическая концепция, по которой фосфоритные месторождения (скопления) какого-либо осадочного цикла в региональном геологическом профиле представляли собой разновозрастные линзы, пространственно изолированно расположенные одна над другой.

Мы еще в 1934 г. резко выдвинули положение о том, что „обычно фосфоритные фации секут стратиграфические горизонты“, что стоит в прямой зависимости от движения береговой линии, а следовательно, и связанных с ней движений шельфа фосфатонакопления.

Разберем ряд основных типов пространственной траектории движений шельфа фосфатонакопления, складывающихся из фаз трансгрессий, регрессий и остановок (стабильный шельф). Эти сочетания представлены на схематическом рис. 36.

Регрессивные фосфоритные фации обычно менее четко выражены, что естественно стоит в связи с особенностями общего процесса осадконакопления в фазу регрессии. В этих случаях нередко наблюдаются для них тонкие фосфатные прослоечки („проводники“), как бы соединяющие разорванные отрезки более активной фосфоритной фации трансгрессивного типа.

Если к этому добавить вероятную возможность „пульсации“ самого процесса седиментации фосфата (изменения подводящих к шельфу фосфор глубоководных течений), то картины пространственного распределения (топология) „фосфоритных слоев“ могут еще больше усложниться.

Пример 1 (Кl. i. Kpi). Среди мезозойских осадочных циклов на русской платформе мы имеем прекрасные примеры такой миграции фосфоритных фаций. Разберем прежде всего классическую обстановку непрерывной миграции верхнеюрской фосфоритной фации от Волги к предгорьям южного Урала, в связи с широкой трансгрессией келловей-оксфорд-кимериджского бассейна. Нами взят широтный профиль через восточно-русскую впадину, по линии Сызрань — Чкалов, построенный на пяти детально изученных „опорных колонках“, приведенный на рис. 37.

Мы видим, что впервые фосфоритная фация в этом профиле начинает образовываться в нижнем келловее, в расстоянии ориентировочно ок. 100 км к востоку от р. Волги.¹

В районе же Сызрани и ближайшей к Волге территории келловейские осадки (Кl. i.-Кl. s.) выражены в более глубоководной глинистой и бесфосфоритной фации,

¹ Ближайший к Волге известный пункт нахождения Кl. i фосфоритов находится в 160 км к востоку от Сызрани.

и нижележащие песчаные осадки бата (Bt), трансгрессивно перекрывающие палеозойские отложения — также бесфосфоритны (колонка № 1).

С ходом развития трансгрессии на восток, медленно мигрирующий шельф фосфатонакопления доходит до д. Торпановки (233 км к востоку от Сызрани) в средне-келловейский век, оставляя эту точку в начале оксфорда (образование Kl. m.-Oxf. фосфоритного слоя).

К началу верхнего келловей шельф мигрирует еще далее на восток. В окрестностях х. Валушева (ок. 270 км к востоку от Сызрани) этот фосфоритный слой формируется в интервале Kl. s.-Oxf.

С ходом дальнейшей трансгрессии миграция к востоку шельфа фосфатонакопления доходит к началу верхнего оксфорда до Соль-Илецкого района (Песчанка —

ок. 370 км от Волги), формируя здесь Oxf. s.-Kt., фосфоритный слой и Kl. m.-Oxf.i. предфосфоритные пески, трансгрессивно залегающие на континентальной средней юре. В нижнекелловейский век море сюда уже не доходило.

В районе Сарыгул (487 км к востоку от Сызрани, 60 км к СВ от Чкалова), все фосфатообразование приходится на один лишь нижнекимериджский век (Kt. i);

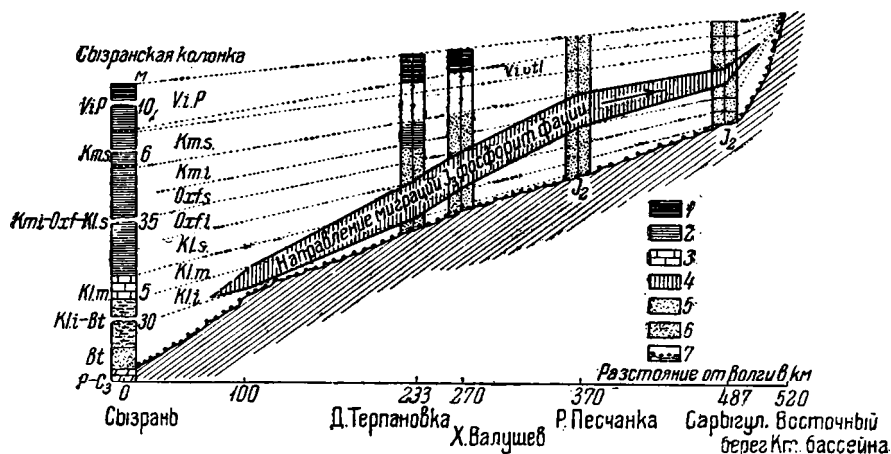


Рис. 37. Миграция верхнеюрской фосфоритной фации с З на В (от средней Волги к предгорьям ю. Урала, от нижнего келловей — Kl. i. — до нижнего кимериджа Kt. i. включительно, на протяжении ок. 500 км). Формирование парагенеза фаций.

1 — горючие сланцы (сапропелиты); 2 — глины темного цвета (лишены бентоса); 3 — мергель железисто-оолитовый; 4 — фосфоритная фация; 5 — кварцево-глауконитовые пески; 6 — кварцевые пески; 7 — абразионный контакт трансгрессии (базальный конгломерат).

ниже этого фосфоритного слоя залегают Kl. m.-Oxf. s. предфосфоритные пески. В 10 км далее к востоку Kt. фосфоритная фация уже выклинивается, а в 20 км — проходил берег нижнекимериджского моря.

С началом верхнекимериджского века связан поворотный этап осадочного цикла; бассейн переходит в фазу регрессии.

Из этого обзора ясно видно, что во время верхнеюрской трансгрессии, к востоку от средней Волги (Сызрань) шельф фосфатонакопления медленно мигрировал с запада на восток, продвинувшись в века с нижнего келловей до нижнего кимериджа включительно ориентировочно на 400 км. В результате этого был сформирован фациально один и тот же пространственно непрерывный фосфоритный слой платформенного типа, огромного протяжения (ширина полосы ок. 400 км). Время

непрерывного формирования этого фосфоритного слоя относится от нижнего келловоя в западных участках, до нижнего кимериджа — в восточных.

Нельзя не вспомнить, что кимериджские фосфориты Чкаловской области совсем еще недавно считались генетически и пространственно не имеющими ничего общего с K1.-Oxf. фосфоритами Общего Сырта.

Пример 2 (См.-Mst.i.). Если проанализировать с этой точки зрения верхнемеловой осадочный цикл на той же территории, то в основном, отвлекаясь от принципиально не существенных деталей (поступательно-возвратные колебания береговой линии во второй половине этого осадочного цикла), мы будем иметь ту же самую картину медленной постепенной миграции шельфа фосфатонакопления с запада на восток, от сеномана до нижнего маастрихта. Отличием будет лишь то, что верхнемеловая трансгрессия проникла гораздо далее на восток к самым предгорьям южного Урала и западного склона Мугоджар, по сравнению с вышерассмотренной верхнеюрской трансгрессией.

Пример 3 (Km. s.-Vln. m.). К этой же категории явлений следует отнести достаточно четко выраженную миграцию фосфоритной фации в верхнеюрскую и начало нижнемеловой эпохи, с юго-запада на северо-восток, вдоль шарнира подмосковной синеклизы. В крайних западных частях Московской и соседних областей (р. Нара, Звенигород, Коприно) начало формирования фосфоритного слоя относится к верхнему кимериджу. По мере движения на восток абразионный контакт, а с ним вместе нижний и средний структурный член фосфатной колонки, непрерывно формируется все в более и более позднее время, соответствуя для басс. р. Унжи, Вятки, Чувашской АССР уже нижнему и даже среднему валанжину.

Вышеуказанные закономерности миграций фосфоритных фаций открывают новые методологические пути к региональному прослеживанию той или иной фосфоритной фации, не замыкаясь схоластически односторонне в узко стратиграфические рамки. Одновременно с этим вышеуказанные подмеченные нами закономерности заставляют усматривать в фосфоритных фациях, обычно широко регионального характера, дополнительную методологическую возможность для различного рода палеогеографических построений.

9. Связь с трансгрессиями

Биолитная теория генетически довольно жестко связывала образование фосфоритов с явлениями трансгрессий, усматривая в них фактор массовой (иногда катастрофической) гибели организмов, населявших данный бассейн, с последующим превращением их остатков в фосфориты. Эта генетическая концепция впервые была ярко выражена в работах Saueux L. (1897 и 1905). Близкое отражение этих взглядов мы находим в работах А. Архангельского (1904—1911), А. Розанова (1912) и Я. Самойлова (1912—1923). Резкая заостренность этих взглядов имеет место в работах А. Яншина (1934) и С. Valaux (1937).

Мы приходим к выводу, что между трансгрессиями и собственно фосфатообразованием в сущности нет никакой прямой непосредственной генетической связи.

Роль трансгрессий (и регрессий) в отношении генезиса фосфоритов ограничивается рамками динамики — миграции шельфа (фосфатного или бесфосфатного), как следа движений береговой линии, и формированием основных структурных элементов фосфатных колонок.

В случае наличия по шельфу обстановки фосфатообразования (хемоседиментация) трансгрессия (или регрессия) приводит к вышерассмотренным явлениям миграции фосфоритных фаций.

Трансгрессия является основным фактором формирования базального конгломерата (иногда состоящего из фосфоритного галечника) и ранее рассмотренной последовательности формирования основных структурных элементов фосфатных колонок.

В том случае, когда по шельфу трансгрессирующего бассейна наступает обстановка фосфоритообразования (фон фосфатной седиментации) — фосфатная колонка для данного региона естественно является начальным этапом осадочного цикла. Сюда относятся большинство мезозойских фосфоритов восточно-европейской платформы.

Так как трансгрессия (в противоположность регрессии) знаменует собою в основном расширение и углубление бассейна, то в соответствии с нашей генетической концепцией в трансгрессирующих мелководных платформенных бассейнах больше шансов на образование обстановки фосфатной седиментации по шельфам, чем в эпоху регрессии и обмеления этих бассейнов.

Это подтверждается всем материалом по платформенным фосфоритам СССР.

Для геосинклинальных, обычно достаточно глубоководных и обширных бассейнов в этой жесткой корреляции, естественно меньше необходимости, и нередко фосфатообразование приурочено здесь к средним или даже конечным этапам главного осадочного цикла (фазам регрессии).

10. Конфигурация морских „фосфатных бассейнов“ и асимметричность фосфоритных фаций

Конфигурация морских „фосфатных бассейнов“

Не всякий шельф морского бассейна, даже нормальной солёности, является ареной фосфатонакопления.

Анализируя палеогеографическую конфигурацию морских бассейнов, отлагавших в области своего шельфа фосфориты, можно подметить ряд намечающихся некоторых общих черт и генетических закономерностей:

а) Бассейны были достаточно глубоководны (не меньше 200 м) и обычно имели сообщение с океаническими областями, что давало возможность циркуляции водных масс и подвода к шельфу восходящих глубинных (донных) течений.

б) В замкнутых или полужамкнутых небольших эпиконтинентальных морских бассейнах, в узких глубоко вдающихся в континент морских заливах — достоверные случаи фосфатообразования неизвестны.

в) Не имеет места концентрация фосфатов и в осадках флишевого характера.

Асимметричность фосфоритных фаций

В топографии большинства известных фосфоритных фаций, особенно геосинклинального типа, ясно подмечается топологическая асимметричность по отношению к конфигурации береговой линии соответствующих морских бассейнов. Эту подмеченную нами закономерность можно иллюстрировать следующими примерами из наиболее важных месторождений:

а) Фосфатонакопление в начале третичного периода для широтно-вытянутой средиземноморской геосинклинали (Тетис) шло по шельфу южного крыла (северный берег Африки). В синхроничных осадках противоположного северного крыла фосфориты не найдены.

б) Фосфатонакопление в нижнепермское время в области меридионально-вытянутой Кордильерской геосинклинали США шло по ее шельфу восточного берега; в синхроничных осадках противоположного западного побережья этого бассейна фосфаты неизвестны (рис. 38).

в) Для палеозойской меридионально вытянутой Уральской геосинклинали верхнепалеозойская (C_3 - P_1) фосфоритная фация формировалась также исключительно по шельфу восточного берега (Стерлитамак, Уразбаево, Ишимбаево). Синхроничные осадки противоположного западного побережья (Куйбышев — Казань — Пермь) представлены бесфосфатными карбонатными и солевыми фациями (известняки, доломиты, гипсы).

г) Повидимому, аналогичная картина асимметрии начинает вскрываться и для нижнесилурийской фосфоритной фации Кара-тау (сев.-зап. хребет Тянь-Шаня в Ср. Азии).

Геолого-генетический смысл этой „асимметрии“, с точки зрения нашей генетической концепции, объясняется обычно противоположными направлениями донных (компенсационных) течений, подводящих растворенные фосфаты к шельфу фосфатонакопления, и поверхностных обедненных фосфатом течений, направляющихся к про-

тивоположному берегу, уже неспособных в области шельфа этого противоположного берега выделять в осадок фосфаты (ср. рис. 15).

Иллюстрационным примером этих соотношений из современной океанографии может служить, например, обстановка Южно-Атлантического океана. Вдоль западно-африканского берега (от южной оконечности — побережья Капштадта — до Канарских островов) имеют место восходящие глубоководные течения, выносящие из глубоких слоев холодные, богатые фосфором и CO_2 воды. С этими водами, повидимому, генетически и связаны фосфориты, найденные на дне моря у берегов Капштадта (Agulhas Bank).

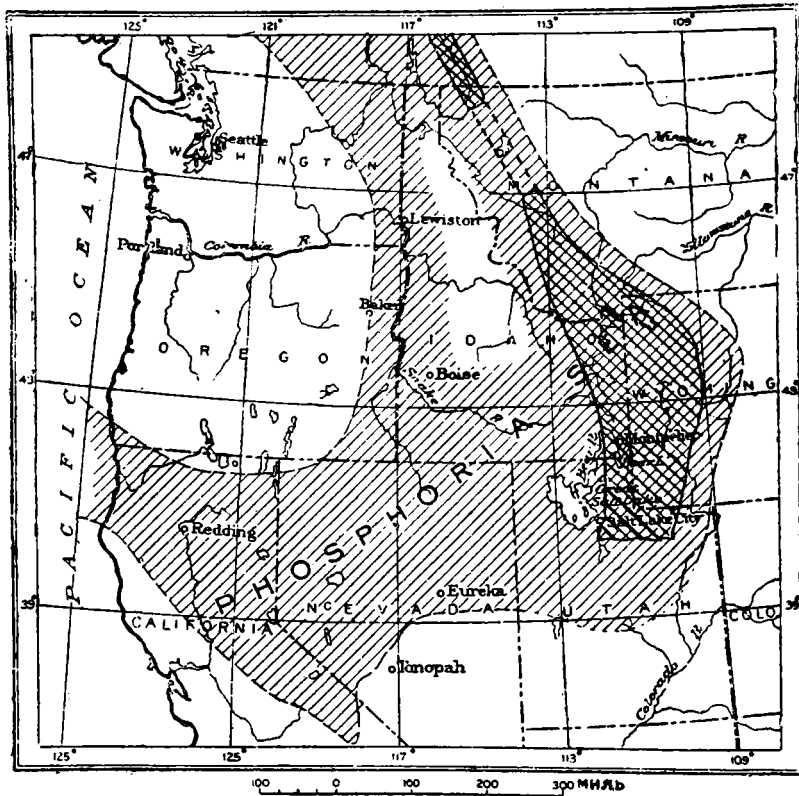


Рис. 38. Ориентировочная палеогеографическая карта нижнепермского фосфатного бассейна С. Америки („Phosphoria Sea“ Ch. Schuchert). Составлена L. Pirsson and Ch. Schuchert (1924), но несколько видоизменена G. R. Mansfield (1933). Площади с двойной штриховкой соответствуют фосфоритной фации зап. штатов США (составлена А. Казаковым). Видна асимметричность фосфоритной фации.

Вышеуказанные глубинные воды, поднявшиеся здесь к поверхности, пассатными („сгонными“) ветрами перемещаются к западу, к Бразильскому берегу, быстро теряя фосфор и CO_2 за счет ассимиляции планктоном. Эти уже обедненные фосфором воды ($< 5 \text{ мг./л. } \text{P}_2\text{O}_5$), доходя до шельфа противоположного Бразильского берега, естественно не в состоянии выделять здесь в осадок фосфаты.

Повидимому, в этих океанографических закономерностях соотношения глубинных и поверхностных течений и кроется разгадка вышеуказанной „асимметрии“ фосфоритных фаций.

Если вникнуть глубже в причины постоянства и определенной направленности океанических течений, особенно экваториальных, то, повидимому, в этом явлении мы видим известное отражение постоянства направления вращения земли с запада на

восток, вызывающее в силу инерции как бы отставание водных масс и относительное их обратное поверхностное перемещение с востока на запад. Близко к этому комплексу причин стоит известная геоморфологическая асимметрия берегов рек меридионального течения, западные берега которых обычно всегда коренные, высокие (постоянно действующий подмыв), а восточные, отступающие — пологие.

11. Геосинклинальный и платформенный типы фосфоритных фаций

В настоящее время можно считать эмпирически твердо установленным, что наиболее мощное фосфатонакопление приурочено к шельфам больших геосинклинальных морских бассейнов, имевших связь с мировым океаном:

а) „Тетис“ для северо-африканских месторождений, приуроченных к границе верхнего мела и третичных осадков.

б) Верхнепалеозойский бассейн (P_1) — для Кордильерской геосинклинали зап. штатов США.

в) Уральская палеозойская геосинклиналь — вновь открытая верхнепалеозойская (C_3-P_1) фосфоритная фация по западному склону южного (повидимому, и среднего) Урала.

г) Древнепалеозойская геосинклиналь Кара-тау (северо-западный хребет Тянь-Шаня). В самое последнее время работами Казахстанского геолого-разведочного треста ГГУ (геолог Машкара, 1936) и главным образом работами НИУИФ (геолог П. Безруков, 1937) здесь в нижнем силуре обнаружено огромное по мощности и запасам месторождение высокосортных фосфоритов пластовой текстуры.

Что касается платформенного типа фосфоритных фаций, к каковому относятся все наши известные юрские меловые и третичные фосфоритные месторождения Европейской части СССР, а также и все известные фосфоритные месторождения Западной Европы, они нигде не достигают той мощности и концентрации, какие имеют место для вышеуказанных фосфоритных фаций геосинклинального типа.

Это различие типов (в основном — количественное) фосфоритных фаций геосинклинальных и платформенных бассейнов по существу является отражением известного принципиального отличия самого хода и общей обстановки осадконакопления в геосинклиналях и на платформах.

Какие же характерные черты отличия и сходства наблюдаются для самих фосфатных колонок геосинклинальных типов месторождений? С первого взгляда может показаться, что между платформенным и геосинклинальным типами нет ничего общего. Однако, более внимательный анализ этих соотношений заставляет прийти к выводу, что в сущности мы имеем здесь различия не столько качественного, сколько количественного порядка и в ряде случаев постепенные взаимные переходы.

С точки зрения фосфоритообразования, как хемогенной седиментации, два основных решающих фактора отличают геосинклинальные бассейны от платформенных.

а) Масштаб водных масс и мобильных резервов растворенных фосфатов. По самой своей геологической природе геосинклинальные бассейны, в отличие от платформенных, характеризуются большим масштабом водных масс (площадь, глубина), а следовательно и большими глубинными резервами растворенных фосфатов; большей возможностью сообщений (обменом) с мировым океаном и возникновений разнообразных течений.

б) Характер шельфа. Геосинклинальные бассейны обычно характеризуются сравнительно более узким шельфом, что естественно, при прочих равных условиях, приводит к большей концентрации фосфатоосаждения на единицу площади, чем на обычно широких шельфах („окраинах“) платформ, на которых масса оседающего фосфата, фигурально выражаясь, как бы размазывается (рассеивается) на большой площади.

Совместное действие этих двух факторов, общая масса фосфатов и поверхность их седиментации естественно еще более заостряют эти различия. Приведем для иллюстрации несколько примеров по ширине шельфов геосинклинальных и платформенных бассейнов.

Платформенные шельфы

км

1. "Фосфатный шельф" верхнеюрского (Кл. I.-Км. I.) осадочного цикла на Общем Сырте ок. 100
2. То же для верхнемелового осадочного цикла ок. 150

Геосинклинальные шельфы

км

1. Верхнепалеозойский фосфатный шельф по западному склону южного Урала ок. 20—30
2. Нижнесилурийский фосфатный шельф Кара-тау (северо-западные дуги Тянь-Шаня) ок. 20—40

Современные шельфы

Широкий платформенный шельф Европейского и Азиатского побережья Северного Ледовитого океана — сотни километров

Узкие шельфы западных берегов Африки, Северной и Южной Америки, Австралии — немногие десятки километров

Если проанализировать мощные фосфатные колонки такой типичной геосинклинали, как Кордильерская в зап. штатах США, то мы увидим, что эта мощная геосинклинальная фосфоритная фация в восточном направлении, по мере продвижения к береговой линии нижнепермского моря, переходит в близко знакомую нам фацию платформенного типа, содержащую типичные низкосортные кварцево-глауконитовые фосфоритные желваки, с ничтожной продуктивностью (ср. стр. 52).

Повидимому, аналогичные соотношения можно видеть и в ряде месторождений фосфоритов Туниса и Алжира, а также Кара-тау (ср. Азия).

Нижеследующая схема (табл. 27) иллюстрирует эти различия геосинклинальных и платформенных фосфоритных фаций.

ТАБЛИЦА 27

Схема отличий геосинклинальных и платформенных фосфоритных фаций

Геосинклинальные	Платформенные
а) Длительность и непрерывность циклов осадконакопления	а) Более короткие осадочные циклы, неустойчивость береговой линии, частые перерывы и смены трансгрессий и регрессий
б) Большая мощность осадков и меньшая выдержанность фаций (их изменчивость на более коротких расстояниях).	б) Обратная характеристика
в) Приуроченность к карбонатным свитам. Резко выраженный хемогенный фон седиментации (кальцит, фосфат, кремневые прослои). Терригенный компонент в осадконакоплении имеет совершенно подчиненный характер	в) Обычно обратные соотношения
г) Текстура фосфоритных слоев обычно пластовая, однородноплитняковая, тонкослоистая	г) Обычно желваковый, галечный габитус; реже плитняк, большей частью текстурно-неоднородный
д) Обычно узкий шельф	д) Обычно обратная картина — большая ширина шельфа, связанная с мелководностью этого типа бассейнов и вытекающее отсюда "рассеяние" фосфата в толще терригенных осадков
е) Характерно для фосфоритных слоев обычно полное отсутствие прижизненной донной фауны (ср. стр. 55—61)	е) Обычное присутствие хорошо развитого бентоса
ж) Отсутствие глауконита и темный цвет пород всей фосфатной фации	ж) Обычно обратные соотношения
з) Меньшее содержание органического вещества (0,05—0,1% С), как следствие слабо развитого терригенного сноса	з) Содержание органического вещества — б. ч. 0,3—0,5% С

12. Геологический возраст фосфоритных месторождений

Почти вся предыдущая эпоха геологопоисковых исследований русских фосфоритов очень большой акцент ставила на возрастно-стратиграфические соотношения, связывая с этим генетические представления прежней биолитной теории. Мы приходим к противоположному взгляду и считаем, что собственно геологический возраст тех или иных фосфоритных месторождений не имеет никакого прямого генетического значения, так как в мировом аспекте фосфориты при определенных океанографических условиях образовывались и отлагались во все геологические периоды, эпохи и века по соответствующим океаническим „фосфатным“ шельфам.

В мировом океане процессы растворения (минерализации), миграции и осадки карбонатов и фосфатов кальция идут непрерывно, отображая постоянный круговорот этих биогенных элементов в литосфере и гидросфере. Попытки ряда геологов обосновать связь фосфатонакопления с особыми (катастрофическими) эпохами массовой смены (гибели) фауны или ее „расцвета“ не прекращаются и до настоящего времени (И. М. Курман, 1936; А. В. Хабаков, 1937 г.).¹ в известном отношении методологически напоминая оставляемые ныне взгляды Эли-де-Бомона и Штилле об особых периодически наступавших эпохах орогенеза, одновременно проявлявшихся на всем земном шаре (неокатастрофизм). Однако, здесь же для ясности необходимо подчеркнуть, что в рамках какой-либо ограниченной территории поверхности земного шара, подходящая обстановка всего необходимого комплекса условий для фосфатоосаждения и концентрации фосфора в осадках естественно происходила только в определенные моменты развития земли — процесс шел прерывно.

13. Геотектонические факторы

Если проанализировать вышеразобранные геологические, частично и океанографические, факторы формирования фосфоритных фаций и месторождений, то следует прийти к выводу, что в сущности главнейшей причиной активного формирования основных структурных элементов земной поверхности и интересующих нас шельфов — в частности, являются геотектонические факторы. Они вызывают миграцию береговой линии и шельфов (а вместе с ними и фосфоритных фаций), образование геосинклиналей, явлений трансгрессии и регрессии морских бассейнов и т. д. При палеографическом анализе регионального распределения фосфоритных и парагенетически с ними связанных фаций, мы всегда должны учитывать соответствующий геотектонический фон.² Особый интерес представляет влияние геотектонических факторов на формирование таких структур, как предгорные прогибы, являющиеся по своей природе асимметричными, с более узким шельфом на предгорной стороне и более широким „платформенным“ — на противоположной. Классическим примером таких структур, с фосфатным узким шельфом, является верхнепалеозойская меридионально вытянутая предгорная впадина по западному склону Урала. К верхнепалеозойским осадкам этой впадины, по ее восточному борту, и приурочены вновь открытые пластовые фосфориты Башкирии. Не исключена возможность, что при дальнейшем литологопалеогеографическом анализе осадков орогенических зон подобного рода предгорные прогибы явятся наиболее благоприятными структурами для формирования „фосфатных шельфов“.

Гипотеза автора о генезисе фосфоритов и фосфоритных месторождений

На основе вышеразобранных физико-химических, океанографических и геологических факторов становится более ясно воспринимаемой высказанная мною в 1932 г. и весной 1934 г. в докладе в Научном институте по удобрениям и инсектофунги-

¹ „Повидимому, лишь некоторые определенные эпохи истории земли и жизни были особенно благоприятны для накопления и сохранения огромных масс органических веществ“ (А. Хабаков, 1937). Фосфориты считаются им органогенными отложениями.

² Аналогичная зависимость формирования Чиятурских марганцевых рудоносных фаций от геотектонических факторов в широком аспекте хорошо иллюстрирована в последней работе А. Г. Ветехтина (1937).

сидам гипотеза о генезисе фосфоритов как химических осадков из морской воды.¹ Эта гипотеза в своем современном оформлении вкратце может быть охарактеризована следующими положениями:

1. Глубокие воды морских бассейнов (начиная с 200 м) являются основными резервами мобильных растворенных фосфатов, посредством глубинных течений вступающих в цикл дальнейшей миграции и превращений.

2. Главнейшими источниками интересующих нас элементов P, F, Si, Ca и CO₂ морской воды являются: а) Принос с континентов в речных водах — растворы и минеральные суспензии (P, Si, Ca, CO₂ и F); б) минерализация отмерших морских животных и растительных организмов (планктон, нектон, бентос) — главным образом для P, Si, и CO₂ и в) донные осадки (агрессивность придонных вод).

Придонные воды не могут, конечно, являться нейтрально инертными по отношению к донным осадкам. При наличии в воде свободной агрессивной CO₂ последняя дополнительно переводит в раствор карбонат и фосфат кальция донных осадков, обогащая эти глубинные воды фосфором. С другой стороны, в области мелководья донные осадки нередко ускоряют хемоседиментацию (P, Si, CaCO₃), являясь центрами кристаллизации (коагуляции) из пересыщенных растворов — кальцит, кремнегель, фосфаты кальция.

3. Основным агентом, переводящим фосфаты (и карбонаты кальция) в раствор, является CO₂, повышенное содержание которой в слоях ниже зоны фитопланктона (глубже 50 м) обусловлено процессами окисления органических веществ — минерализация падающих на дно остатков организмов, процессы жизнедеятельности пелагических животных организмов. Менее ясна роль растворителя H₂S, образующегося иногда в донных илах при анаэробных процессах и могущего в известных случаях поступать в придонные воды.

4. Так как значительная часть падающих на дно отмерших микроорганизмов (планктон) успевает разложиться (минерализоваться), не доходя до глубин 500—1500 м, то как раз эти слои и являются наиболее богатыми CO₂ и P₂O₅. Этот максимум содержания CO₂ и P₂O₅ для тропических вод Южно-Атлантического океана лежит на глубине около 500 м вдали от берегов и на глубине около 400 м вблизи Африканского материка (влияние восходящих глубинных течений, направляющихся к берегу).

В соответствии с этим, океанические воды с гидрохимической точки зрения достаточно четко подразделяются на ряд последовательно расположенных (сверху вниз) зон, представляющих для минералого-генетических обобщений первостепенный интерес. Так, для вод Южно-Атлантического океана под тропиками мы имеем следующую картину этой зональности (табл. 28).

Для Каспийского моря (тип эпиконтинентальных замкнутых опресненных бассейнов) характеристика гидрохимических зон была приведена в табл. 8.

5. В том случае, когда эти глубинные холодные, насыщенные CO₂ и P₂O₅ (до 300—600 мг/м³ P₂O₅), воды подводятся глубоководными течениями в область материкового шельфа (мелководье), неизбежно наступает уменьшение парциального давления CO₂. Этому способствует уменьшение гидростатического давления, нагрев восходящих вод, диффузия избытка CO₂ в обедненные углекислотой поверхностные слои зоны фитопланктона, а также и возможное добавочное растворение этими восходящими „агрессивными“ водами известковых осадков (донные илы, терригенные и органогенные суспензии).

6. Вследствие уменьшения парциального давления CO₂ в этих восходящих слоях морской воды система ранее установившегося равновесия нарушается и воды становятся пересыщенными по отношению к CaCO₃ и 3Ca₃(PO₄)₂ · CaF₂.

¹ А. В. Казаков. Железо-фосфатные руды Хоперского округа. Фонд НИУИФ, № 1861, 1932; А. В. Казаков. Фосфориты. Сборник „Химическая промышленность в борьбе за урожай“, М., 1934.

Более подробно гипотеза автора о происхождении фосфоритов и геологических факторах формирования фосфоритных месторождений была доложена 14 V 1937 г. в геологической секции НТС НИУИФ и в двух докладах 1 II и 19 II 1938 г. в Геологическом институте Академии наук СССР.

Здесь необходимо остановиться на некоторых существенных для нас физикохимических деталях этих процессов кристаллизации. В отношении условий снижения парциального давления CO_2 (упругость свободной CO_2) данной системы и происходящих вследствие этого пересыщения и кристаллизации кальцита и фторапатита возможны два случая (табл. 29).

ТАБЛИЦА 28

Гидрохимические показатели тропических вод Южно-Атлантического океана по зонам глубин

Глубины м	р от до	$\text{PCO}_2 = x \cdot 10^{-4}$ атм от до	рН от до	P_2O_5 мг/м ³
1. 0—50 (зона фотосинтеза)	22—20	ок. 3	ср. 8,15 (дох. до 8,35)	от „0“ до 50 (сезонные колебания)
2. 50—500	20—7	3—12	8,1—7,7	Увеличение до 300 (макс.) в зоне 400—500 м
3. 500—1500	7—4	12—4	7,7—8,0	Спад до 200
4. > 1500	< 4	4,0	8,0	200
5. Придонная вода (до 100 м над дном)	ок. 0,5	4,8	ок. 7,95	Некоторое увеличение

В природных условиях возможен конечно ход процесса одновременно по первому и второму варианту. Однако, и в этом случае, при наличии движущейся водной среды, из объема которой идет кристаллизация, вероятно расслоение осадка. Это вызывается довольно различной кристаллизационной способностью кальцита и фторапатита, как следствие особенностей их кристаллической решетки, в соответствии с идеями Вант Гоффа (1907), А. Jensen (1937) и др.

Вышеуказанные условия совместной кристаллизации кальцита и фторапатита с очевидностью предопределяют их расслаивание в движущихся восходящим потоком к береговой линии водных массах. Естественно в 1-ую очередь (в более нижних частях шельфа) будет седиментироваться главным образом CaCO_3 и с некоторым запозданием, в смежных,

расположенных ближе к берегу частях шельфа, отлагается фосфат, захватывая обычно (эндокриптия) некоторое количество CaCO_3 (коагель).¹

ТАБЛИЦА 29

Кристаллизация CaCO_3 и $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ в системе $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$

Снижение P_{CO_2} системы	Механизм кристаллизации системы
а) За счет диффузии (выделения) избытка CO_2 в поверхностные слои.	а) Двухфазная (совместная) кристаллизация $\text{CaCO}_3 + 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ по линии двойных точек системы. При хемоседиментации в движущейся водной среде возможно расслоение осадка (см. ниже).
б) За счет добавочного растворения „агрессивными“ водами CaCO_3 донных илов или известковых терригенных и органогенных суспензий. В этом случае парциальное давление CO_2 уменьшается, а общее количество CO_2 в растворе (сумма карбонатной + бикарбонатной + свободной) — увеличивается.	б) Однофазная кристаллизация $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$

¹ В большинстве фосфоритов обычно содержится не менее 10% CaCO_3 (обычно в форме высокодисперсного коагеля с фосфатом).

Следует обратить внимание на частую путаницу этих, в сущности элементарных, понятий в геологической литературе. Так, например, Г. И. Бушинский (1938) в своей работе о петрографии Актюбинских фосфоритов, выступая с критикой некоторой части моих генетических построений (I. с. 340), путает понятия „парциальное давление CO_2 “, под кото-

Эти известковые (или известково-глинистые) осадки нижней половины шельфа, отлагающиеся еще в зоне „фосфатных вод“, содержащие избыточное количество CO_2 и недостаток O_2 , т. е. носящие черты „отравления“, обычно почти не содержат бентонной фауны. Пожалуй это еще более резко выражено для фосфатных шельфов геосинклинальных бассейнов с интенсивным фосфатонакоплением (фосфориты швагери-

ТАБЛИЦА 30

Кристаллогенетическая характеристика фаз CaCO_3 и $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ в системе $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ изотерма 20°
(А. Казаков, 1938)

Показатели	Фазы	
	CaCO_3	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$
а) Растворимость в системе $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{CO}_2 - \text{HF} - \text{H}_2\text{O}$ для изотермы 20° и $\text{pH} = 8 \pm 0,5$ (А. Казаков, 1938)	20—30 мг/л CaO или 36—53 мг/л CaCO_3	0,05—0,10 мг/л P_2O_5 или 0,12—0,24 мг/л $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2$
250 : 1		
б) Средняя величина кристаллов осадка („кристаллизационная способность“)	Сравнительно крупные (обычно оптически анизотропны)	Очень мелкие — оптически обычно изотропны. В условиях синтеза — обычно рентгеноколлоид
в) Индукционный (латентный) период кристаллизации	Сравнительно короткий	Обычно значительно более длительный по сравнению с CaCO_3

новой толщи C_3 басс. р. Селеук по западному склону ю. Урала, нижнесилурийские фосфориты Кара-тау в Ср. Азии и т. д., где формируется типичная фация химических афанитовых темного цвета известняков.

На основании опытов W. Graham (1925 г.) соотношение выпадающих при этом масс ориентировочно должно быть $\text{CaCO}_3 : 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 =$ от 100 : 1 до 200 : 1, или в абсолютных величинах порядок цифр намечается: 50—80 г CaCO_3 и около 0,5 г фосфата кальция из 1 м³. Эти цифры весьма близки к нашим цифрам (см. табл. 30).

Наконец, от фосфатного шельфа в сторону береговой линии, уже в зоне фотосинтеза, в основном отлагается главным образом терригенный материал, или нередко органогенные (бентогенные) известняки.

При дальнейшем восходящем скольжении водных масс к береговой линии, последние входят уже в зону фотосинтеза (0—50 м), и остаточное количество этих питательных элементов — CO_2 и P_2O_5 — быстро ассимилируется фитопланктоном; воды снова становятся ненасыщенными этими компонентами. Содержание P_2O_5 в поверхностных слоях этой зоны в вегетационный период нередко спускается до „биологического нуля“, т. е. до содержания ≤ 1 мг P_2O_5 в 1 м³ воды.

рым подразумевается в физической химии конечно только упругость свободной CO_2 , с понятием „общее содержание CO_2 “ в системе (карбонатная + бикарбонатная + свободная).

Переход ненасыщенной (кальцитом или фторапатитом) системы в пересыщенную, а следовательно и дальнейшая кристаллизация этих фаз, единственно возможен через путь „уменьшения парциального давления CO_2 “ (по вариантам таблицы 29), а не „увеличения“, как думает Г. И. Бушинский.

Ссылка в этом отношении на Н. Wattenberg'a, работами которого мы широко пользуемся, только еще более запутывает и автора и читателей, — так как такой тонкий исследователь конечно не мог думать и тем более писать, что замещение известковой фации фосфатной (по шельфу) связано здесь с увеличением (!) парциального давления CO_2 в восходящих водных массах, за счет добавочного растворения ими известковых донных осадков. В этом случае конечно парциальное давление CO_2 (свободной) уменьшается, а общее содержание CO_2 в системе соответственно увеличивается (за счет растворения CaCO_3).

в) Отсутствие фосфоритообразования в засоленных бассейнах объясняется не с точки зрения депрессии в развитии органической жизни, а с точки зрения обычного мелководья этих усыхающих бассейнов и, следовательно, отсутствия в бассейне вышеуказанных глубинных мобильных резервов фосфора.

г) Закономерная миграция фосфоритных фаций в пределах осадочных циклов (как след движения береговой линии). Фациальный и минеральный парагенез.

д) Отсутствие фосфоритообразования в береговых отложениях и глубоководных осадках.

е) Нередкая закономерная асимметрия фосфоритных фаций по отношению к конфигурации бассейнов (как следствие противоположных поверхностных и глубинных течений).

ж) Принципиально важные отличия обстановки фосфатонакопления в бассейнах геосинклинального и платформенного типов и т. д.

Все эти факты в сущности не были объяснимы с точки зрения классической биолитной (органогенной) теории генезиса фосфоритов и находят достаточно четкую координацию на базе предложенной нами генетической теории „фосфоритных фаций“.

Методология дальнейших исследовательских работ по изучению образования фосфоритов и топологии фосфоритных фаций

История развития науки, эволюция различных генетических представлений по тем или иным полезным ископаемым, заставляет нас прийти к бесспорному выводу, что наиболее научнопрогрессивные и плодотворные теории и гипотезы создавались в результате комплексной методологии. Реально в природе месторождения тех или иных полезных ископаемых осадочных пород образуются и формируются при одновременном и непосредственном влиянии физико-химических, биологических, океанографических и геологических факторов. Отсюда становится понятным, что многочисленные попытки решать те или иные генетические проблемы односторонне, на базе рамок одной какой-либо научной дисциплины, обычно обречены на неудачу. Следствием этой теоретической отсталости является в большинстве случаев отсутствие надежных руководящих генетических идей по прогнозу отыскания новых месторождений.

К этой категории генетически недостаточно изученных месторождений полезных ископаемых (в осадочных породах) относятся, например: руды марганца, большинство осадочных руд железа (особенно шамозитового типа), доломит, флюорит, глауконит, каолин. До сих пор нельзя считать вполне решенной генетическую проблему бокситов, самородной серы. До самого последнего времени к этой категории относились фосфориты и т. д.

На этом фоне более выгодно отличается генетическая проблема нефти, к решению которой одновременно были привлечены различные дисциплины — геология (в широком смысле), микробиология, химия, физика.

В последние годы, после исчерпания поискового фонда мезозойских фосфоритов русской платформы, недостаток теоретической генетической базы стал остро чувствоваться в сфере дальнейших поисков фосфоритов в новых районах и горизонтах. Прежняя биолитная теория образования фосфоритов, на которой был воспитан почти весь коллектив русских геологов — „фосфоритчиков“, по существу оказалась мало-действенной и не давала существенных руководящих поисковых идей, не давала прогноза.

В сущности, если быть последовательным, то из биолитной гипотезы, в том оформлении, какое давалось ей всеми предыдущими исследователями (непосредственная связь с массовой гибелью организмов), для геолога вытекала необходимость искать среди морских осадков места скопления отмерших организмов, будь то макро- или микроорганизмы. Фигурально выражаясь, являлась бы необходимостью своеобразная палеогеографическая реставрация этих „погребенных кладбищ“... При этом далеко не случайным является то любопытное обстоятельство, что как раз все

известные органогенные осадки (морские и континентальные) как раз бедны фосфором, не выходя обычно за пределы кларка фосфора для осадочных пород ($0,1-0,2\%$ P_2O_5) — угли, сапропелиты, торф, битуминозные сланцы, органогенные известняки, диатомиты, нефть — производящие свиты, и т. д.

В связи с вышеизложенным, в последнее время нами разработана изложенная выше новая теория происхождения фосфоритов как морских химических осадков в областях шельфа, при определенных океанографических условиях (теория фосфоритных фаций).

Эта новая генетическая теория, дающая ключ к теоретическому прогнозу отыскания новых фосфатных месторождений, формировалась и уточнялась комплексно, на базе исследований в области физико-химии природных фосфатов, современной океанографии и факторов геолого-тектонического порядка.

В научно-методологическом отношении затронутый вопрос в сущности выходит за рамки одних только фосфатов и имеет более общий характер в области изучения закономерностей распределения полезных ископаемых в осадочных породах. С этой точки зрения фосфаты являются лишь наглядным примером.

Переходя к методологии и направлению дальнейших исследовательских работ по фосфоритам в отношении их генезиса и дальнейших поисков фосфоритных фаций нам представляется целесообразным придерживаться уже выработанного комплекса и одновременно вести работы по трем основным руслам: физико-химии, океанографии и геологии.

I. Очередные исследования по физико-химии и биохимии природных фосфатов

Тема 1. Влияние CO_2 и компонентов морской воды (постоянный фон) на систему $CaO-P_2O_5-HF-H_2O$.

Этот довольно сложный цикл работ должен уточнить влияние CO_2 и компонентов морской воды (постоянный фон) на положение полей кристаллизации фосфатов кальция в системе $CaO-P_2O_5-HF-H_2O$. Исследование должно по возможности в точности воспроизвести океаническую обстановку образования фосфатов, кальцита, флюорита.

Тема 2. Химическая седиментация фосфатов и кальцита из морской воды методом уменьшения парциального давления CO_2 . Кинетика процесса. Воспроизведение природной генетической обстановки.

Тема 3. Синтез фосфоритных текстур и процессы адсорбции P_2O_5 донными фазами.

Тема ставит своей задачей опыт расшифровки условий образования конкреционных и пластовых текстур фосфоритов, а также роль адсорбции P_2O_5 донными илами.

Тема 4. Условия образования природных фосфатов железа (вивианиты, минералы фосфористых железных руд): а) система $FeO-P_2O_5-CO_2-H_2O$, б) система $Fe_2O_3+P_2O_5-CO_2-H_2O$, в) воздействие раствора карбоната закисного железа и гуматов железа на фосфаты кальция и кальцит; генезис вивианитов, железо-фосфатных минералов фосфоритных железных руд.

Тема 5. Миграция фосфора в грунтовых водах.

Условия выветривания фосфоритов, проверка элювиально-карстовой теории образования „остаточных“ фосфоритных месторождений.

Тема 6. Минерализация (при участии бактерий) планктона в аэробных и анаэробных условиях; обмен фосфора с придонной морской водой.

Тема 7. Проблема доломитизации фосфоритных фаций. Экспериментальные исследования по образованию доломитов.

II. Очередные исследования океанографического типа

Для уточнения условий образования осадочных пород и приуроченных к ним различных месторождений полезных ископаемых, в том числе фосфоритов, методологически являются весьма актуальными специальные исследования современных мор-

ских осадков. В этом отношении для проблемы генезиса и формирования фосфоритных фаций является целесообразным постановка нижеследующей основной тематики:

а) Региональный парагенез фаций — терригенный, хемогенный, гальмиролизный и органогенный факторы.

б) Связь минералообразования и осадконакопления в современных бассейнах с гидрохимическими (температура CO_2 , P_2O_5 , F, Si, pH и др.) и биологическими показателями водного бассейна, а также с течениями. Роль микрофауны; биоценозы (бентонные индикаторы).

в) Современные морские осадки платформенных (тип побережья Ледовитого океана) и геосинклинальных областей (Тихоокеанское побережье).

г) Проверка предложенной автором теории генезиса фосфоритов в условиях Тихоокеанского побережья.

Эта океанографическая тематика намечена к проведению в самом тесном научном и организационном контакте с рядом научных учреждений СССР. Биогеохимическая лаборатория Академии наук (БИОГЕЛ), Гидрологический институт, Мурманская биологическая станция Акад. наук (МБС), Институт морского рыбного хозяйства (ВНИРО), Океанографическая секция Тихоокеанского комитета Акад. наук и др.

III. Геологические исследования

(Предпоисковый цикл литолого-палеографических работ)

Вышеуказанный критический разбор основных групп факторов фосфатообразования и формирования фосфоритных месторождений, наряду с предложенной нами генетической теорией, предопределяет и основные пути дальнейших геологических исследований, к отысканию интересующих нас „шельфов фосфатонакопления“. Мы считаем, что основным решающим направлением в области геологического изучения закономерностей, самой топологии (картирование и моделировка) фосфоритных фаций и их теоретического прогноза должен явиться „предпоисковый“ цикл систематических литолого-палеографических исследований осадочных циклов.

1. Основные структурные элементы — контур береговой линии бассейна данной эпохи, области шельфа, геосинклиналей, платформы, суши. Связь бассейна с мировым океаном. Направление хода трансгрессий и регрессий. Геотектонический фон.

2. Литологический характер осадков, с акцентом на количественные показатели содержания фосфора в осадках и региональные направления его концентрации (собственно область шельфа фосфатонакопления).

В вопросах литологической методики нам представляется целесообразным с самого начала сузить рамки, чтобы не разбрасываться и более целеустремленно в короткие сроки получить должный эффект. С этой точки зрения, кроме обычного петрографического анализа по шлифам, интерес в первую очередь должен быть сосредоточен на следующих показателях: а) распределение в колонках P, F, Mg, SO_3 , CO_2 (карбонаты) и „нерастворимого остатка“ (получаемому по особому, нами разработанному методу); б) минералогическая характеристика „нерастворимых остатков“ пород с точки зрения терригенных и хемогенных компонентов; из этих „индикаторов фаций“, кроме данных химических анализов для нас представляет интерес учет минералов и их комплексов — глауконит, кварц (крупность), опал-халцедон (континентальный и глубинный принос), каустобиолиты, оолиты известковые, железистые, характер кальцита, минералы усыхающих бассейнов и т. д. (ср. табл. 26); в) породообразующие организмы; общий характер фауны (главным образом бентоса — с точки зрения биономии бассейна).

Что касается общих вопросов палеогеографии и общей стратиграфии изучаемых горизонтов, то в этом отношении мы не должны, да, конечно, физически и не можем, нацело подменять собой огромный опыт других организаций и должны гораздо смелее пойти по пути широкой кооперации с другими геологическими учреждениями.

Мы не закрываем глаза на то, что „наполнение“ палеогеографических карт тех или иных горизонтов интересующими нас фациями является весьма трудоемкой,

длительной и кропотливой работой, стоящей по существу на грани геологии, петрографии и минералогии. Эта систематическая и целеустремленная работа, увязанная с другими геологическими учреждениями по составлению таких литолого-палеогеографических карт, с нанесением на них фосфоритных (и других парагенетически связанных с ними) фаций, есть основная база для дальнейшего научно-обоснованного продвижения вперед в сфере дальнейших поисковых работ на фосфориты в новых районах. Бессистемные „вылазки“ в те или иные районы, как бы они многочисленны не были, не сдвинут этого вопроса, так как опыт показал, что по существу результаты их в значительной степени носят случайный характер „удачи“ или „неудачи“.

IV. Региональная тематика. Элементы прогноза

Переходя к очередной программе регионального литолого-палеогеографического изучения территории СССР в интересующем нас направлении, с учетом вытекающих из предложенной нами генетической теории возможных в настоящее время элементов прогноза, необходимо подвести некоторые итоги, обосновать общее направление работ и наметить ряд актуальных конкретных тем.

Подавляющая часть выполненных геолого-поисковых и геолого-разведочных работ по фосфоритам СССР приходится на регион восточно-европейской платформы. В свою очередь из них главная часть работ приходится на мезозой, весьма небольшая часть — на кайнозой и до самого последнего времени (до 1936 г.) не велось никаких работ по фосфатизации осадков палеозоя, которые априорно считались „породами, не содержащими фосфоритов“.¹

Этот исторический уклад геологической мысли и направление работ в основном вытекали из самой сущности господствовавшей биолитной гипотезы происхождения фосфоритов, месторождения которых не считались геологической фацией и которые даже противопоставлялись фациям осадочных пород. Априорно принятое органическое образование фосфоритов слишком жестко и механистически связывалось с перерывами осадочных циклов (массовая гибель фауны...). Эти ложные предпосылки, как теперь выясняется, естественно приводили и к ложным итоговым концепциям геологического прогноза: а) „... фосфориты в СССР должны встречаться почти исключительно в мезозойских и палеогеновых отложениях русской платформы“ ..., б) „... особенностью распространения фосфоритов является их редкость в областях геосинклиналей“, что объяснялось „редкостью тех перерывов (в областях геосинклиналей — А. К.), к которым обычно приурочиваются фосфоритные слои и которые (перерывы — А. К.) так часто встречаются на платформах“... (А. Д. Архангельский, 1927 г.).

В настоящее время, исходя из обширного накопленного фактического материала и его координации на базе предложенной нами генетической теории фосфоритных фаций, имеется возможность, пожалуй впервые, дать первый опыт построения общей картины топологии фосфоритных фаций для всей толщи осадочных пород восточно-европейской платформы, а также приоткрыть завесу и для смежных геосинклинальных областей.

1. Восточно-европейская платформа

Общая толща и распределение осадочных пород на восточно-европейской платформе весьма разнообразно.

а) В ряде областей докембрийский фундамент или выходит на поверхность или покрыт очень тонким плащом позднейших осадочных пород — Балтийский и Азовско-Подольский щит, Воронежский гранитный массив.

б) По западной половине платформы, в основном между вышеуказанными докембрийскими выступами, расположено поле с относительно неглубоким залеганием докембрийского фундамента. Примером этого может служить Щигровский район,

¹ А. Д. Архангельский. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Фосфориты СССР. Изв. Геолог. Комитета, 1927.

где глубокие буровые скважины ОКМА встретили на глубине всего лишь 160—200 м докембрийские кристаллические сланцы, к которым и приурочена известная железорудная (магнитный железняк) кварцитовая свита.

в) В центральной и восточных частях этой платформы имеет место уже целый ряд структурных депрессий, заполненных уже мощными толщами осадочных пород.

Для обширной подмосковной котловины, по данным новых глубоких буровых скважин (Москва, Бобрики, Шацк), мощность одних девонских осадков должна быть здесь около 450—500 м (А. Д. Архангельский, 1934 г.).

Еще более мощная толща осадочных пород выполняет вторую структурную депрессию — Днепровско-Донецкую впадину. По данным Харьковской глубокой буровой (650 м), здесь мощность одних только верхнемеловых осадков достигает 550 м.

Наконец, еще более обширная, меридионально вытянутая, депрессия располагается к востоку от Волги, идущая к западным склонам Уральского хребта и постепенно переходящая здесь в Урало-Сибирскую геосинклиналь. Ряд новых глубоких нефтяных буровых скважин (Сызранская группа, Прикамская группа — Чусовские городки, Левшино, Краснокамск, Ишимбаевская группа) достаточно четко вскрыл здесь огромную толщу верхнепалеозойских осадков. Так, например, Сызранская буровая 401 на глубине 1416 м врезалась в евановские известняки верхнего девона. В Чусовская скважина на глубине 1794 м остановилась в толще известняков Московского яруса среднего карбона и т. д.

Весьма мощная толща молодых осадочных пород выполняет причерноморскую и прикаспийскую впадины и т. д.

Новейшие физические методы определения абсолютной геохронологии позволяют подойти к параметрам времени, в течение которого формировались осадочные толщи на интересующей нас восточно-европейской платформе. Так, формирование наиболее древней осадочной толщи на нашей платформе — кембрийской синей глины Ленинградской области — происходило 900 млн. лет тому назад; близко к этим параметрам стоит время формирования нижнесилурийских подольских коренных фосфоритов.

Если же учесть, что в основном восточно-европейская платформа начала покрываться морем и формировать морские осадки с начала верхнего девона, то эта дата относится ко времени около 400 млн. лет тому назад.

Обширные геологические исследования, выполненные по осадкам платформы, особенно за советский период русской геологии, и новые генетические представления о фосфоритах как определенных геологических фациях, позволяют в настоящее время разобраться в этом сложном комплексе осадков и протекших веков и дать первый опыт топологии фосфоритных фаций для всей толщи (и территории) восточно-европейской платформы. Потворяем, что это есть первый опыт.

В табл. 31 сведены все главнейшие осадочные циклы на восточно-европейской платформе и приуроченные к ним фосфоритные фации.

Из этих 11 последовательно сменявших друг друга в этот огромный промежуток времени главных осадочных циклов, за вычетом своеобразных циклов неогена (11) и конца верхней перми (5), остальные 9 осадочных циклов включают в той или иной степени наличие фосфоритных фаций. Во всех случаях начало и развитие формирования этих фосфоритных фаций приурочивается к 1-й половине осадочного цикла, к периоду углубления и расширения бассейна — трансгрессии.

Наиболее четкое и интенсивное формирование фосфоритных фаций приходится здесь на мезозой — циклы 6, 7, 8; к ним и приурочены все главнейшие фосфоритные месторождения платформы.

Анализ всех этих платформенных фосфоритных фаций показывает, что ни в одном случае мы не имеем достаточно мощных, устойчивых, высокосортных фосфатных концентраций. Повсюду это обычно кварцево-глауконитовые или глинисто-глауконитовые фосфориты, довольно железистые, с мощностью большей частью не выше 0,5—0,7 м и продуктивностью не выше 200—250 кг/м² Р₂О₅.

Явление это не случайное, а глубоко закономерное. В предыдущем мы подробно

ТАБЛИЦА 31

Главнейшие осадочные циклы на русской платформе и приуроченные к ним фосфоритные фации

(Схема)

Главнейшие осадочные циклы	Фосфоритные фации
11. Неоген	Фосфоритные фации не известны и теоретически мало вероятны—мелководный в значительной части опресненный бассейн, частичное заражение сероводородом. Характерно развитие бентогенных известняков и песчано-глинистых, богатых органическими остатками нефть-производящих свит, как отрицательных индикаторов.
10. Олигоцен-Эоцен	Pg_3^{Chr} Желвачный фосфоритный слой в основании Харьковского яруса (нижний олигоцен). Северная окраина Донецкого бассейна, южно-русская впадина. Шельф нижнеолигоценовой трансгрессии. Pg_2^{kw} Фосфоритный слой в основании мергелей Киевского яруса (верхний эоцен). Поволжье нижнее; басс. рр. Дона и Днепра; северная окраина Донбасса.
9. Палеоцен	Pg_1 Фосфоритный слой в кварцевоглауконитовых песках, главным образом основания нижнего палеогена; базальный конгломерат палеогеновой трансгрессии.
Верхнемеловой (и конец верхнепродовского) $Alb-Cm-T-Cn-Snt-Mst. i.$ от альб-сеномана до нижнего маастрихта 8.	Верхнемеловая фосфоритная фация охватывает огромную площадь средней, южной и юго-восточной частей русской платформы. К этой фосфоритной кварцево-глауконитово-песчанистой фации относится большое число фосфоритных месторождений (действующие фосфоритные рудники)—Щигры, Брянск, Сожь (БССР), Актюбинск и др. Разнообразие геологического возраста различных месторождений в основном объясняется закономерными миграциями фосфоритной фации (особенно четко выражена миграция от Волги в Чкалов-Актюбинский район в турон-сантон-кампан-маастрихтский века).
Нижнемеловой (и конец верхнеюрского) 7. $Km. s.-Vlg-Rz-Vln-(Ht-Brm)$ (от верхнего кимериджа до готерив-баррема)	Распространенная фосфоритная фация по средней и северной части русской платформы. Характерна миграция фации. К этой фосфоритной фации, содержащей наиболее высоко-сортные платформенные фосфориты, относятся многие промышленные месторождения—Верхне-Камское, Вурнарское, Кинешемское, Егорьевское и др.
Верхнеюрский 6. $Kl. i.-Km. i.$ (от нижнего келловая до нижнего кимериджа)	Верхнеюрская фосфоритная фация в основном развита к востоку от средней Волги—Общий Сырт, Чкалов-Илецкий район. Четко выраженная миграция фосфоритной фации с запада на восток. Литологический характер—переходный между нижнемеловой и верхнемеловой фосфоритными фациями (7 и 8).
5. $P_2^{kz}-P_2^{tat}$ (казанский и татарский ярусы верхней Перми)	Достоверных фосфоритных фаций—неизвестно.

Главнейшие осадочные циклы	Фосфоритные фации
<p>4.</p> <p>$C_2^{m.l} - P_1^{kg}$</p> <p>(основание московского яруса среднего карбона — кунгурский ярус нижней Перми)</p>	<p>а) Четко выраженная повышенная фосфатизация терригенных осадков (известково-глауконитовые песчаники) основания московского яруса (начало осадочного цикла).</p> <p>1) глубокие буровые прикамской группы до 0,25% P_2O_5</p> <p>2) буровые сызранские до 0,70% P_2O_5</p> <p>б) Собственно на платформе никаких данных по фосфатизации синхроничных осадков не имеется.</p> <p>Примечание. Верхнепалеозойские фосфориты басс. р. Селеук и Стерлитамакских гор-одиночек структурно относятся уже к Уральской геосинклинали и рассматриваются ниже.</p>
<p>3.</p> <p>$C_1^{v(Ok-tl)} - C_{1-2}^{n(vs)}$</p> <p>„Тульская толща“ низов визе — наюр („высоковская толща“)</p>	<p>а) В терригенной фации „тульского горизонта“ $C_1^{v(Ok-tl)}$ в темносиневатой, так называемой „хонетосовой глине“ А. П. Иванов (1936) и С. С. Швецов (1937) отмечают рассеянные желвачки фосфорита, с содержанием до 29,2% P_2O_5.</p> <p>б) Вероятным аналогом этой фации следует считать известково-глауконитовые песчаники, содержащие 0,41% P_2O_5, приуроченные в Сызранской бур. 401 к основанию нижнего карбона (несогласный контакт с упинскими малевко-муравнинскими известняками D_3) — глубина 1041,0 м.</p>
<p>2.</p> <p>$D_3^{l(vor)} - C_1^{t(ok.-h)}$</p> <p>Основание франкского яруса D_3 — угленосная толща верхов турне C_1</p>	<p>а) В доманиковой фации основания франкского яруса западного склона Урала (басс. р. Юрезань, Инзер и др. Г. И. Теодорович (1935 и 1936) и Н. М. Страхов (1936 и 1937) отмечают повышенную фосфатизацию известняков — до 3,9% P_2O_5, содержащих мелкие фосфатные сферонды.</p> <p>б) М. М. Васильевский (1913) и В. Н. Крестовников (1925) отмечают для одного и того же района — окрестности г. Воронежа — нахождение фосфоритных конкреций среди песчано-глинистой фации воронежского горизонта (низы франкского яруса среднего карбона). М. М. Васильевский по р. Ведуге отмечает даже верхнедевонский фосфоритный слой, мощн. 0,4—0,5 м, с сод. до 24,6% P_2O_5.</p>
<p>1.</p> <p>Кембро-силур</p>	<p>а) Для прибалтики четко выраженная фосфоритная фация приурочена к тремадокскому ярусу нижнего силура — оболовые фосфорито-глауконитовые песчаники. Фосфоритные обособления (желвачки) Ленинградской области, сод. до 16,0% P_2O_5 (Н. Архангельская, 1934). К ЮЗЮ — фосфоритная фация повидимому усиливается и в Эстонии имеют место промышленные слои, мощн. до 0,60 м с сод. до 22—25% P_2O_5 (Я. Самойлов, 1923).</p> <p>Фосфатизация заходит и в вышележащие ортоцератитовые известняки лландильского яруса (Sil. i.).</p> <p>б) Повидимому, к этой же нижнесилурийской фосфоритной фации относятся и известные подольские месторождения коренных фосфоритов Приднестровья.</p>

касались этой генетической проблемы. Малые потенциальные резервы растворенных фосфатов в этих мелководных эпиконтинентальных платформенных морских бассейнах и обычно их широкий шельф („окраины бассейна“) не давали никаких предпосылок для интенсивной концентрированной садки фосфатов из морской воды. Если процесс фосфатной хемоседиментации и шел, то фосфат обычно как бы „размазывался“ на обширном широком плоском шельфе, засыпаясь приносимыми с суши терригенными осадками.

Почти вся история геологического изучения фосфоритов СССР была связана с платформенными месторождениями. Отсутствие экспериментальных физико-химических исследований по генезису природных фосфатов, предвзятая и научно не обоснованная биолитная теория происхождения фосфоритов неизбежно направляла геологическую мысль к поискам мест „перерыва“ в осадконакоплении, к местам гипотетических кладбищ организмов, а таковых „перерывов“ на платформах как раз и имеется изобилие.

В настоящее время приходится резко менять вехи дальнейших путей поисковых работ на фосфаты.

Среди осадков платформенных бассейнов достаточно мощных и концентрированных скоплений фосфоритов не встречается. Малая вероятность таких концентраций обосновывается и теоретически, исходя из новой генетической концепции формирования геологических фосфоритных фаций.

С этой точки зрения приходится сделать вывод, что вся огромная территория восточно-европейской платформы, с которой теснейшим образом была связана почти вся история геологического изучения фосфоритов СССР, в отношении поисков устойчивых высоких концентраций фосфоритов ($> 250 \text{ кг/м}^2 \text{ P}_2\text{O}_5$ при содержании $> 25\% \text{ P}_2\text{O}_5$) является малоперспективной.

Однако, из этого отнюдь не следует делать вывод о ненужности дальнейших геологоразведочных работ на фосфориты среди осадков данной платформы, так как и такие фосфоритные месторождения платформенного типа, как Вятка, Егорьевск, Актюбинск, Шигры, Брянск и т. п., являются чрезвычайно важными точками местного фосфатного сырья.

Это утверждение должно относиться не только к восточно-европейской платформе, но и к другим аналогичным платформенным структурам — в частности к сибирской (Лена-Енисейской) платформе, хотя и несколько ограничительно, в силу известных отличий геологической структуры сибирской платформы от восточно-европейской.

В частности это подтверждает и характер глауконитово-песчанистых мезозойских фосфоритов с р. Мархе, басс. р. Вилюй (р. Лена) Якутской АССР (Г. Фришенфельд).

2. Геосинклинальные области

Как мы уже раньше указывали (стр. 10) максимального фосфатонакопления следует искать в геосинклинальных областях, где более вероятна ближайшая связь шельфа с глубинными водными массами — источником мобильных резервов фосфора. С этой точки зрения бассейны платформенного типа поставлены в худшие условия — большая ширина платформенного шельфа, дальняя связь с очагами глубинных резервов растворенного фосфора, что, конечно, уменьшает шансы массового фосфатонакопления (на единицу площади шельфа).

С этой точки зрения литолого-палеогеографические исследования фосфоритных фаций и соответствующий анализ должны быть направлены в первую очередь на основные геосинклинальные структуры СССР и их переходные зоны (предгорные впадины).

Урало-Сибирская орогеническая зона — осадки Sil. D₂, С и Р

а) Уральский хребет — южный и средний Урал; в первую очередь западный склон, как более перспективный и более геологически изученный.

Работами НИУИФ 1936 и 1937 гг. здесь (Стерлитамакско-Ишимбаевский район) выявлена четко выраженная верхнепалеозойская (швагериновый горизонт C_3) типичная геосинклинальная весьма интересная и мощно развитая фосфоритная фация (пластовые фосфориты), с продуктивностью до $1400 \text{ кг/м}^2 \text{ P}_2\text{O}_5$, что в 6 раз превышает продуктивность известных Верхне-Камских фосфоритных месторождений.

Нашими исследованиями 1937 г. (басс. р. Селеук)¹ дается теоретический прогноз направления дальнейшей концентрации фосфатов в этой колонке в сторону береговой линии — по направлению к востоку от меридиана дд. Уразбаево, Хажиново.

Работы должны охватить также меридионально вытянутую полосу (предгорную впадину) верхнего карбона к северу от Уразбаево (басс. р. Инзер, Юрезань), а также к югу — басс. р. Белой, Ик, Сюрэн и др. Целесообразно систематическое литологическое изучение и более древних осадков Уральской геосинклинали — франкского яруса верхнего девона может быть в первую очередь (табл. 31).

Проводимые по западному склону ю. Урала (Башкирская АССР) широкие геологоразведочные работы нефтяных организаций г. Башгеолтреста должны быть максимально использованы для наших специальных целей.

Исходя из имеющихся реальных фактических предпосылок наличия на Урале мощно развитой швагериновой фосфоритной фации (Ишимбаевского района), полноты осадочного комплекса палеозойских пород и их хорошей обнаженности, центрального положения Урала среди территории СССР, нам представляется целесообразным уделить со стороны НИУИФ этим работам по Уралу особое внимание.

б) Тянь-Шань. Выявленные работами П. Л. Безрукова, 1937 г. (НИУИФ) высокосортные и мощноразвитые нижнесилурийские фосфориты Кара-тау предопределяют продолжение поисковых работ в области Каледонид Тянь-Шаньского орогена и осмотр силурийских отложений Мугоджар и южного Урала.

Древнепалеозойские осадки (Cmb—Sil)

Осадки геосинклинальной структуры Саян и Монголо-Охотского пояса, окаймляющие с Ю, ЮЗ и ЮВ Сибирскую платформу (анализ зоны шельфа).²

Орогенические зоны восточной части Якутской АССР и ДВК

а) Имеются теоретические предпосылки вероятной фосфатизации верхнепалеозойских осадков в системе Верхоянского хребта и смежных структур. Напрашивается аналогия с Кордильерским нижнепермским фосфатным бассейном.

б) Древнепалеозойские осадки восточной части Монголо-Охотского пояса.

в) Палеозой Владивосток-Хабаровского приморья.

Крымско-Кавказская орогеническая зона

Значительно менее ясна возможность формирования фосфоритных фаций в своеобразной молодой Крымско-Кавказской орогенической зоне (альпийская складчатость), с развитыми процессами флишевых осадков. Этим объясняется, что мы временно ставим изучение этой области в 3-ю очередь.

Донбасс

Аналогичную очередность мы пока отводим и изучению фосфатизации палеозойских осадков Донбасса — этой узкой вытянутой мезозойской геосинклинали. К этому нас косвенно приводят и изученные нами в сезоне 1937 г. мощные пермтриасовые осадки Мангышлака (близкой геотектонической структуры), показавшие полное

¹ А. В. Казаков. Литогенез пород швагериновой фосфоритной фации западного склона Урала (басс. р. Селеук). Фонд НИУИФ, 1938.

² Работами К. Андрианова (НИУИФ) в сезоне 1938 г. здесь обнаружена широко развитая фосфоритная фация.

отсутствие какого-либо намека на фосфоритные фации — грубые терригенные осадки массового быстрого накопления.

Заканчивая настоящую работу, носящую в основном сводный и обзорный характер разнообразных граней этой генетической проблемы, мы естественно не могли с достаточной полнотой остановиться на отдельных слагаемых этого комплекса, надеясь посвятить этому отдельные более узко специальные статьи.

Нашей задачей было обосновать с разных точек зрения и различных дисциплин новую генетическую концепцию автора, по которой фосфориты становятся в одну семью с целым рядом других химических осадков из морской воды, растворение и кристаллизация которых управляются общими физико-химическими законами. Мы особо оттенили и вторую сторону проблемы — формирование фосфоритных месторождений, как геологических фаций, со всеми вытекающими отсюда следствиями. Есть основания надеяться, что эти новые идеи выведут фосфоритную геологию из того теоретического „биолитно-генетического“ тупика, в котором она находилась, почти с самого момента открытия фосфоритов в земной коре.

Мы убеждены, что дальнейшее целеустремленное комплексное изучение геологических, океанографических, биохимических и физико-химических факторов фосфатобразования и формирования фосфоритных фаций, на базе вышеразобранной методологии, литолого-палеогеографического анализа, позволит в ближайшее время выяснить остающиеся детали этой генетической проблемы и даст возможность еще более смело давать научно-обоснованные теоретические прогнозы по топологии самих фосфоритных фаций в ряде новых областей и геологических систем и горизонтов.

Предложенная нами генетическая теория не претендует на свою полную законченность, необходимо еще уточнить целый ряд вопросов. С другой стороны, из предложенной генетической гипотезы не сделано пока еще с исчерпывающей полнотой и всех должных вытекающих из нее геологических выводов.

Тем не менее и в своем современном оформлении эта генетическая концепция „фосфоритных фаций“ заставляет резко менять исторически сложившиеся поисковые вехи, дает общее направление работ, отвечая в первом концентре на вопрос — как и где продолжать поиски фосфоритов и где эти продолжающиеся по инерции поиски являются уже бесперспективными.

В заключение приношу глубокую благодарность проф. Н. С. Шатскому за проявленный живой интерес к этой работе и ряд ценных критических замечаний.

УКАЗАТЕЛЬ ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕНЕЗИСУ ФОСФОРИТОВ И ФОСФОРИТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(Составлен в хронологическом порядке)

I. Физико-химические факторы генезиса фосфоритов. Химия, минералогия.

Основная литература (245 №№) приведена в нашей предыдущей работе,¹ здесь приводим лишь дополнительные №№ 1—22.

II. Океанографические факторы генезиса фосфоритов

А. Гидрохимия и общая океанография, №№ 23—97.

Б. Современные осадки. Седиментация.

- а) Общие вопросы №№ 98—166
- б) Руды Fe и Al №№ 167—181
- в) Руды Mn №№ 182—187
- г) Известняки №№ 188—211

¹ А. В. К а з а к о в. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. 1. Система $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$. Труды НИУИФ, вып. 139, стр. 55—71, 1937.

III. Геологические факторы образования фосфоритных месторождений, №№ 212—454.

Приведена лишь та литература, в которой затрагиваются вопросы генезиса. Остальная обширная литература по общей геологии фосфоритных месторождений, их геолого-разведочным показателям, по вопросам эксплуатации, обогащения и экономики здесь естественно не приводится.

I. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВ

Химия, минералогия

1. Н. С. Курнаков и В. В. Черных. Физико-химические исследования некоторых водных силикатов, окиси железа и глинозема. Зап. Всер. Минерал. общ., ч. 57, вып. 1 (1928).
2. Е. Н. Гапон. К теории пересыщенных растворов солей. Ж. Р. Ф.-Х. О., 41, вып. 9, стр. 1721—1727 (1929).
3. Е. Н. Гапон. О периоде индукции при выделении солей из пересыщенных растворов. Ж. Р. Ф.-Х. О. вып. 9, стр. 1729—1741 (1929).
4. P. Tschirwinsky. Beiträge zur Mineralogie Russlands, III. Teil. Calciumphosphate, Phosphorit. Ztschr. Krist., Bd. 70, S. 249—282 (1929).
5. E. S. Larsen and E. V. Schannon. Two phosphates from Dehorn—Dehornite and Cron-dollite. Am. Mineralogist, vol. 15, p. 303—306 (1930).
6. E. W. Galliher. Collophane from Miocen brown shales of California. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull. 15, N. 3, p. 257—269 (1931).
7. S. Biskupski. Analyses microscopiques et chimiques des phosphorites du Culm Swietz Krzyz. Bull. Ac. Pol. des Sc. et des Lettres. 85—91 (1935); Ref. — N. J. № 2, 144 (1936). (Фосфориты Польши. $\rho = 1,5514$. Изотропы. Состав. $3[\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3]$).
8. C. Burri, J. Jacob, R. Parker und H. Strunz. Hydroxylapatit von den Kemmliten bei Haspental. Schweiz. mineral u. petrogr. Mitteilungen, B. XV, H. 2 (1935).
9. L. Cayeux. Senonian phosphates of Syria. C. R. 200, 1553—1555 (1935); Ref. Chem. Abstr., vol. 29, N. 14, p. 4708 (1935). [Сенонские фосфориты Сирии.]
10. L. Cayeux. Senonian phosphate deposits of Palestine and Transjordan. C. R. 200, 1893—6 (1935).
11. L. Cayeux. La constitution de senonienne phosphates de l'Egypte. C. R. 200, 2134—7 (1935); Ref. — Chem. Abstr. 29, 5783 (1935).
12. D. Mc Connell. Spherulitic concretions of dahllite from Ishawoa, Wyoming. Am. Mineral., 20, 693—8 (1935). [$n_D (= \epsilon) = 1,627$; $\gamma (\omega) = 1,635$; $\omega - \epsilon = 0,008$].
13. Duncan, Mc. Connell. Spherulitic concretions of dahllite from Ishawoa, Wyoming. The Amer. Min. 20, 693—8 (1935); Ref. — N. J. № 2, 144 (1936). [Призматический габитус. Гексагональный базис. Из верхнемеловых отложений Thermopolis-формация.]
14. R. Klement. Der Fluorgehalt der Knochen und Zähne. Ber. deutsch. chem. Ges. 68, S. 2012—2019 (1935).
15. А. В. Казаков и К. С. Андрианов. Методика термического анализа. Сборник „Академику В. И. Вернадскому“. Изд. Акад. наук, 833—858 (1936).
16. A. J. Pugh and M. S. Toit. The composition and ionic exchange of ferric silicates and phosphates. Soil Sc. 41, N. 6, 417—31 (1936).
17. R. Stühler. Die Lagerung der anorganischen Kristallite im Knochen. Die Naturwiss. 24, S. 523 (1936); Ref. Neues Jahrb. Miner. Geol., Tl. I, H. 3, S. 242 (1937). [Спиральная ориентировка кристаллитов.]
18. I. Thewlis. X-ray examination of the tooth structure. Nature, London, 137, 828 (1936).
19. В. Я. Альтберг. Современное состояние знаний о зарождении и развитии ядер кристаллов. Природа, № 4, стр. 9—17 (1937).
20. А. В. Казаков. Химическая природа фосфатного вещества фосфатов и их генезис. 1. Система $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ в полях низких концентраций. Труды НИУИФ, вып. 139, стр. 74 (1937).
21. А. В. Казаков. Термика и растворимость минералов фосфоритных фаций. Сборник „Труды 2-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии“ Изд. Акад. наук, стр. 129—135 (1937).
22. B. Gossner. Strukturelle Beziehungen zwischen Sulfaten und Phosphaten u. s. w. Fortschr. Miner. Kristall. 21, N. 1, 34—36 (1937).

II. ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ГЕНЕЗИСА ФОСФОРИТОВ

А. Гидрохимия и общая океанография

23. O. Krummel. Handbuch der Ozeanographie (1907).
24. E. Ruppin. Die Alkalinität des Meerwassers. Z. anorg. Ch. 66, S. 122—156 (1910).
25. J. Jonston. The solubility product constant of calcium and magnesium carbonates. J. Am. chem. Soc. 37, p. 2001—2020 (1915).
26. J. Jonston. The determination of carbonic acid, combined and free, in solution, particularly in natural waters. J. Am. chem. Soc. 38, p. 947—975 (1916).

27. J. Jonston, H. E. Merwin and E. D. Williamson. The several forms of calcium carbonate. *Am. Journ. Sci.* 41, pp. 473—512 (1916).
28. J. Jonston and E. D. Williamson. The rôle of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. *Jour. Geol.*, 24, pp. 729—750 (1916).
29. D. Matthews. On the amount of phosphoric acid in the sea water of Plymouth Sound. *J. Mar. Biol. Assoc.* vol. XI, N. 1, and 2 (1916).
30. E. Raben. „Quantitative Bestimmung der im Meerwasser gelösten Phosphorsäure“ *Wiss. Meeresunters.*, Abt. Kiel., Bd. 18 (1916).
31. J. F. McCleendon. The standardisation of a new colorimetric method for the determination of the hydrogen ion concentration, CO_2 tension and CO_2 and O_2 content of sea water, of animal heat and of CO_2 of the air, with a summary of similar data on bicarbonate solutions in general. *Journ. Biol. Chem.*, 30, pp. 265—288 (1917).
32. T. W. Vaughan. Chemical and organic deposits of the sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 28, pp. 933—944 (1917).
33. G. Denigès. *C. R.*, 171 (1920).
34. H. Lohmann. Die Bevölkerung des Ozeans mit Plankton. *Arch. f. Biontologie*, Bd. 4, H. 3 (1920).
35. G. Denigès. Détermination quantitative des plus faibles quantités de phosphates dans les produits biologiques par la méthode céruléomolibdique. *C. R. Soc. Biol.*, Paris, 84, N° 17, pp. 875—877 (1921).
36. B. S. Neuhausen and E. K. Marshall. An electrochemical study of the condition of several electrolytes in the blood. *J. Biol. Chem.*, 53, pp. 365—372 (1922).
37. W. R. G. Atkins. The phosphate content of fresh and salt water. *J. Marine Biol. Assoc.*, 13, 119 (1923).
38. T. W. Vaughan. Oceanography in its relation to other earth sciences. *Jour. Wash. Acad. Sci.*, 14, p. 307—333 (1924).
39. W. Atkins. Seasonal changes in the phosphate content of sea water in relation to the growth of algal plankton during 1923 and 1924. *J. Mar. Biol. Assoc.*, vol. XIII, N. 3 (1925).
40. A. B. Hastings and I. Sendroy. The effect of variation in ionic strength on the apparent first and second dissociation contents of carbonic acid. *J. Biol. Chem.*, 65, p. 445—455 (1925).
41. L. E. Holt, V. K. La Mer and H. B. Iohn. Studies in calcification. I. The solubility product of secondary and tertiary calcium phosphate under various conditions. *J. Biol. Chem.*, 64, p. 509—565 (1925).
42. J. Jonston and A. C. Walker. Preparation and analysis of constant mixture of air and carbon dioxide. *J. Am. Chem. Soc.*, 47, p. 1807—1817 (1925).
43. A. B. Hastings, C. D. Murray and I. Sendroy. Studies of the solubility of calcium salts. I. The solubility of calcium carbonate in salt solutions and biological fluids. *J. Biol. Chem.* 71, p. 723—781 (1926).
44. L. Irving. The precipitation of calcium and magnesium from sea water. *J. Marine Biol. Assoc. U. K.*, 14, p. 441—446 (1926).
45. E. G. Moberg. The hydrogen-ion concentration of sea water of the coast of southern California. *Proc. Third Pac. Sci. Congress.*, Tokyo, p. 221—229 (1926).
46. E. Moberg. The Phosphate, silica and other. *Proc. 3-rd Pan-Pacific Science Congress*, Tokyo, p. 229—232 (1926).
47. I. Sendroy and A. B. Hastings. Studies of the solubility of calcium salts. III. The solubility of calcium carbonate and tertiary calcium phosphate under various conditions. *J. Biol. Chem.*, 71, p. 797—846 (1926).
48. H. Updegraff, D. M. Greenberg and G. W. Clark. A study of the distribution of the diffusible and non-diffusible calcium in the blood sera of normal animals. *J. Biol. Chem.*, 71, p. 87—117 (1926). [Тонкий микрохимический метод осаждения оксалата Ca, промывки на центрифуге, титрования 0,02 н. KMnO_4].
49. R. Gill. The Influence of Plankton on the Phosphate Content of Stored Sea-Water. *J. of the Marine Biological Association*, XIV, N. 4, p. 1057—1065 (1927).
50. E. Hentschel. Deutsche Atlantische Expedition „Meteor.“ *Biologische Mitteilung*, 3, *Internat. Revue d. Hydrobiologie*, Bd. 17, S. 362—370 (1927).
51. C. Juday, Birge, Kemmerer and Robinson. Phosphorus content of lake waters of northeastern Wisconsin. 1-й отчет: *Trans. Wisconsin Acad. of Sci. etc.* vol. 23, p. 233—248 (1927); 2-й отчет: vol. 26, 353—82 (1931).
52. E. B. Prowers and I. D. Broid. A simple colorimetric method for field determination of the carbon dioxide tension and free carbon dioxide, bicarbonates and carbonates in solution in natural waters. II. A critical mathematical analysis of theory and data. *Ecology*, 8, p. 471—479 (1927).
53. R. H. Rastall. *Physico-chemical Geology* (1927).
54. H. Wattenberg. Die Deutsche Atlantische Expedition „Meteor“. III. Bericht über die chemischen Arbeiten. *Z. Ges. f. Erdkunde*. Berlin, N. 3, p. 137—143 (1927).
55. G. Wüst. Dritter Bericht über die oceanographischen Untersuchungen. („Meteor“). *Z. der Ges. f. Erdkunde*, N. 3, p. 120—135 (1927).
56. W. Atkins. Seasonal variations in the phosphate and silicate content of sea water during 1926 and 1927 in relation to the phytoplankton crop. *J. Mar. Biol. Assoc.*, vol. XV, N° 1 (1928).

57. W. Burkhart. Dissertation in Zürich (1928). [Метод определения малых количеств фтора.]
58. M. N. Corten and I. Estermann. Ueber die elektrometrische Bestimmung der Konzentration von Calciumionen mit Hilfe von Elektroden dritter Art. Ztschr. physikal. Chemie, 136, S. 228—230 (1928).
59. A. Defant. Die systematische Erforschung des Weltmeeres. Z. der Ges. f. Erdkunde zur 100-jähr. der Gesellschaft, p. 459—505 (1928). [Прекрасная сводка по всем глубоководным гидрологическим станциям до 1928 г. Есть хронологическая таблица и карты всех станций.]
60. F. G. Donnan. Concerning the applicability of thermodynamic to the phenomena of life. J. Gen. Physiol. VIII; 8 pp. 685—688 (1928).
61. E. Hentschel. (Hamburg). Die Grundzüge der Planktonverteilung im Südatlantischen Ozean. Int. Revue d. Ges. Hydrobiol. und Hydrographie, B. 21, H. 1/2 (1928).
62. E. Moberg. The interrelation between diatoms, their chemical environment. Proc. Mat. Acad. Sci., 14, pp. 511—518 (1928).
63. Pawelka. Mikrochemie, 6, 149 (1928). [Метод определения малых количеств фтора.]
64. T. G. Thompson. The standardisation of silver nitrate solutions used in chemical studies of sea water. J. Am. Chem. Soc., 50, pp. 681—685 (1928).
65. H. Wattenberg. Die Phosphat- und Nitratuntersuchungen der Deutschen Atlantischen Exped. auf dem „Meteor“. Rapp. et Proc. Verb. Cans. Intern., Bd. 53, S. 90—94 (1928).
66. G. Wüst. Der Ursprung der Atlantischen Tiefenwässer. Z. der Ges. f. Erdkunde Sonderband, S. 506—534 (1928). [По материалам „Meteor“. Приведена вся библиография. Главным образом исследовались глубокие течения. Дана новейшая карта изобат (стр. 508) по карте A. Defant (1927) и M. Groll (1912).]
67. C. B. Lipman. The chemical composition of sea-water. Carnegie Inst. of Wash. Publ., N. 391, p. 249—257 (1929).
68. W. Atkins. Seasonal Variation in the Phosphate and Silicate Content of Sea-Water in Relation to the Phytoplankton Crop. J. of the marine biological association., XVI, N. 3, p. 821—82 (1930). [Библиография — 20 №№.]
69. E. Hentschel and H. Wattenberg. Plankton und Phosphat in der Oberflächenschicht des Südatlantischen Ozeans. Annales d. Hydrogr. u. s. w., H. VIII, S. 273—277 (1930).
70. S. M. Marshall and A. P. Orr. A Study of the Spring Diatom Increase in Loch Striven. J. of the Marine Biological Ass., XVI, N. 3, 853—878 (1930).
71. Н. И. Чигирин. Фосфор в воде Черного моря. Труды Севастопольской Биологической станции, т. II, Изд. Акад. наук, стр. 143—163 (1930).
72. E. Hentschel. Das Leben des Weltmeeres (1931).
73. C. Inday and E. Birge. A second report on the phosphorus content of Wisconsin lakes waters. Trans. of the Wisconsin. Ac. of. Sc., 26 (1931); p. 23 (1928).
74. М. А. Галаджиев и Е. Н. Мальм. Влияние углекислоты на морские инфузории. Изв. Ак. наук СССР, № 1 (1932).
- 74а. В. Н. Никитин и Е. Н. Мальм. Влияние кислорода, концентрации водородных ионов и углекислоты на вертикальное распределение зоопланктона в Черном море. Тр. Севаст. биол. станции, т. III (1932).
- 74б. Seiwel. Observation on the Phosphate-Content and Hydrogen-Ion Concentration of the North Sea — South of Iceland. J. du Conseil, vol. VI, N. 2, p. 213—231 (1931).
75. H. Thomsen. Nitrate and Phosphate Contents of Mediterranean Water. Report on Danish Oceanographical Expeditions 1908 bis 1910 to the Mediterranean and Adjacent Seas, vol. III, 6 (1931); Ref. — Annalen der Hydrographie, V, S. 212 (1932).
76. W. Atkins. Nitrate in Sea-water and the Estimation by means of Diphenylbenzidine. J. of the Marine biol. assoc., XVIII, N. 1. 167—192 (1932).
77. G. Böckneke, B. Foyn und H. Wattenberg. Beiträge zur Oceanographie des Oberflächenwassers in der Dänemarkstrasse und Irminger Sec. II Teil. Ann. der Hydrographie. August, S. 314—326 (1932).
78. H. Gee. Calcium equilibrium in sea water. I. Theoretical considerations. Bulletin of the Scripps Inst. Oceanogr. of the University of California. Technical Series, vol. 3, N. 7, pp. 145—190 (1932).
79. H. Gee, D. M. Greenberg and E. G. Moberg. Calcium equilibrium in sea water. II. Sealed bottles shaken at constant temperature. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. of the University of California, Tech. Ser. 3, 158—164 (1932).
80. H. Gee and E. G. Moberg. Calcium equilibrium in sea water. III. Empirical variation of gas phase. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. of the University of California. Tech. Ser. 3, 165—173 (1932).
81. H. Gee. Calcium equilibrium in sea water. IV. Apparatus for eliminating bacterial activity in chemical studies. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. of the University California. Tech. Ser. 3, 174—179 (1932).
82. H. Gee. Calcium equilibrium in sea water. V. Preliminary experiments on precipitation by removal of carbon dioxide under aseptic conditions. Bull. Scripps Inst. Oceanogr. Tech. Ser. 3, 180—187 (1932).
83. D. M. Greenberg, E. G. Moberg, E. Allen. The determination of carbon dioxide and titratable base in sea water. Ms. (1932).

84. K. Kalle. Phosphatgehaltsuntersuchungen in der Nord- und Ostsee im Jahre 1931. *Annalen der Hydrographie*, N. 1, S. 6 (1932).
85. E. Kreps and N. Verjbinskaya. The Consumption of Nutrient Salts in the Barents Sea. *J. du Conseil*, vol. VII, N. 1, p. 25—46 (1932).
86. R. Revelle. Calcium equilibrium in sea water. VI, Report on precipitation obtained by removal of carbon dioxide from sea water. *Bull. Scripps Inst. Oceanog. of the University of California*. Tech. Ser. 3, 188—190 (1932).
87. I. Schädler. Der Phosphorsäure-Haushalt Europas. *Z. f. prakt. Geologie*, N. 1, S. 9—15, N. 2, S. 26—29 (1932).
88. N. Verjbinskaya. Observation on the Nitrite Changes in the Barents Sea. *J. du Conseil*, vol. VII, N. 1, p. 47—52 (1932).
89. H. Wattenberg. Die Beziehungen zwischen pH und freier CO_2 im Atlantischen Ozean. *Internat. Revue d. ges. Hydrobiol. u. s. w.* Bd. 26, H. 5/6 (1932).
90. Н. М. Книпович. Гидрологическое исследование в Черном море. *Тр. Азовско-Черноморской н.-пром. экспедиции*, вып. 10 (1933).
- 90a. F. Gessner. Phosphat-, Nitrat- und Planktongehalt im Arconabecken (Ostsee). *J. du Conseil*, vol. VIII, N. 2, p. 181—194 (1933). [Литература 13 №№.]
91. O. G. Ibanez. Preservation of Sea Water Samples with Fluoride for Phosphate Estimation by Denigès Method. *J. du Conseil*, VIII, N. 3 (1933).
92. L. H. N. Cooper. The rate of liberation of phosphate in sea water by the breakdown of plankton organisms. *J. Marine Biol. Assoc. United Kingdom*, 20, 197—200 (1935); Ref.—*Chem. Abstr.*, XXX, N. 2, 337 (1936).
93. W. J. Dakin and A. N. Colefax. Observation on the Seasonal Changes in Temperature Salinity, Phosphates... *Proc. Linn. Soc. N. S. Wales*, LX, 303—314. Sydney (1935).
94. H. R. Seiwel. Phosphate in the Western basin of the North Atlantic. *Nature*, 136, 206—208 (1935).
95. H. Wattenberg. Kalkauflösung und Wasserbewegung am Meeresboden. *Ann. der Hydrographie* p. 387—91 (1935).
96. H. Wattenberg. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. *Fortschr. der Mineralogie*, XX, T. 2, S. 168—195 (1936). [Литература — 42 назв.]
97. Г. Е. Ратманов. Распределение гидрохимических элементов в северо-западной части Баренцова моря и в Чукотском море. *Исследование дальневосточных морей*. Вып. 5. *Госуд. Гидролог. Институт*, стр. 137—174 (1937).
- 97a. Н. М. Книпович. Гидрология морей и солоноватых вод. *Изд. ВНИРО, М—Л*. стр. 513 (1938).

Б. Современные осадки. Седиментация

а) Общие вопросы

98. Walter. *Lithigenesis der Gegenwart*. Jena (1893).
99. O. B. Böggild. The deposits of the sea bottom. Copenhagen (1900).
100. J. Murray. On the deposits of the Black Sea. *The Scottish Geogr. Magazine*, XVI (1900).
101. O. B. Böggild. Samples of the sea-floor along the coast of East Greenland. Copenhagen (1903).
102. J. Murray and Philipp. *Wissensch. Ergeb. der „Deutschen Tiefsee Exped.“*, Bd. X (1905).
103. K. Andréе. Ueber stetige und unterbrochene Meeressedimentation etc. *Neues Jahrbuch. Beilage*. Bd. XXV, Heft 2 (1908).
104. L. Collet. Les dépôts marins. *Encycl. Sc.*, Paris (1908). [Сводка по современным морским осадкам; несколько устарела.]
105. J. Murray and Philipp. Die Grundproben der „Deutschen Tiefseen Expedition.“ Jena (1908).
106. J. Murray and J. Hjort. The depth of the Ocean. London, p. 1—131 (1912). [Есть русский перевод (1923).]
107. F. Hatch and R. Rastall. The petrology of the sedimentary rocks. London (1913). [Есть глава „Phosphatisation“ (221—226) и литература.]
108. L. Cayeux. Introduction à l'étude petrographique des roches sédimentaires. Paris (1916). [Методика петрографического изучения осадочных пород. Описание минералов. Прекрасный атлас пород и микрофауны.]
109. J. V. Samojloff. Palaeophysiology: the origin of some minerals occurring in sedimentary rocks. *Mineralog. Magazine*, XVIII, p. 87 (1917).
110. Th. Vaughan. Chemical and organic deposits of the sea. *Bull. Geol. Soc. USA*, XXVIII (1917).
111. K. Andréе. *Geologie des Meeresbodens*. Berlin, Band 2, S. 689 (1920). [Сводка. Есть полный список литературы.]
112. Holms. Petrographic methods and calculations. London (1920).
113. E. W. Vaughan. Researches of sedimentation. *Bull. Geol. Soc. of America*, XXXI, p. 601 (1920).

114. Я. В. Самойлов. Задачи изучения современных осадков морского дна. Почвоведение (1923).
115. Я. В. Самойлов. Эволюция минерального состава скелетов организмов. Доклад на торжественном заседании в честь 75-летия акад. А. П. Карпинского в 1922 г. Труды ВИМСа, вып. 4, стр. 11 (1923).
116. Я. В. Самойлов. Очередные работы в области изучения осадочных пород. Труды ВИМСа, вып. 3, стр. 1—19 (1923).
117. Я. В. Самойлов и Т. И. Горшкова. Осадки Карского и Баренцова морей. Труды Пловучего морского научного ин-та (1923).
118. Я. В. Самойлов и К. Ф. Терентьева. Минеральный состав скелетов животных организмов Баренцова и Карского морей. Труды Пловучего морского научного ин-та (1923).
119. K. Andrée. Geologie des Meeresbodens. Berlin, 2 B. 1923.
120. F. Hatch and R. Rastall. Textbook of petrology. London, 2 ed. (1923).
121. T. W. Vaughan. Oceanography in its relations to other earth Sciences. J. Washington Ac. Sci., v. 14 (1924).
122. J. Johnston. A study of the oceans. London (1926). [Ср. издан. 1930 г.]
123. J. Schmidt. Report on the Danish Oceanographical Expedition 1908—1910 to the Mediterranean. Copenhagen, p. 325 (1926).
124. G. Schott. Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg, S. 368 (1926).
125. W. H. Twenhofel. A treatise on Sedimentation. Baltimore, p. 661 (1926). [Ср. 2-е изд. 1932. Сводка по литогенезу, Библиография.]
126. А. Д. Архангельский. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных пород. БМОИП, т. V, 3—4 (1927).
127. Я. В. Самойлов и М. В. Кленова. К литологии Баренцова моря. Труды Пловучего морского научного ин-та, т. II, вып. 3 (1927).
128. F. Behrend und G. Berg. Chemische Geologie. Stuttgart, S. 595 (1927).
129. C. W. Correns. Bericht über die sediment-petrographischen Arbeiten auf den Profilen IX—XI. Die Deutsche Atl. Expedition „Meteor“ (1927).
130. H. Yehring. Die Geschichte des Atlantischen Ozeans. Jena, S. 237 (1927). [Геологические и палеогеографические очерки].
131. O. Pratje. Bericht über die Geologischen Arbeiten auf den Profilen VI bis VIII. Z. d. Ges. f. Erdkunde, N. 3, S. 149—151 (1927).
132. А. В. Архангельский. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. БМОИП, т. VI, I, стр. 77—108 (1928).
133. Cushman. Foraminifera, their classification and economic use. Sh. Massachusetts (1928).
134. J. Dovalina. Existencias de minerales fosfatados en Méjico. (XIV Congrès Geologique intern. Spain, 1926), Madrid (1928).
135. E. Hentschel. Die Grundzüge der Planktonverteilung im Südatlantischen Ozean. Internat. Revue der ges. Hydrobiol. u. Hydrographie. Bd. 21, H. 1/2 (1928).
136. L. Cayeux. Les Roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris (1929). [Пески, песчаники, альфититы и кремнистые породы. Атлас.]
137. I. Marr. Deposition of the sedimentary rock's. Macmillan (1929).
138. H. Milner. Sedimentary petrography, N. Y. 2 ed. p. 514 (1929).
139. А. Д. Архангельский и Э. С. Залманзон. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. Доклады Акад. наук, № 18, Серия А, (1930).
140. М. В. Кленова. Пески Чешской губы. Труды Морского научного ин-та, т. IV, вып. 4 (1930).
141. E. Hentschel und H. Wattenberg. Plankton und Phosphat in der Oberflächenschicht des Südatlantischen Ozeans. Ann. d. Hydrogr. H. 18, S. 273—277 (1930).
142. H. B. Moore. The Muds of the Clyde Sea Area. I. Phosphate and Nitrogen Contents. J. Mar. Biol. Assoc. XVI, 595—608 (1930).
143. F. Naumann. Einführung in die Bodenkunde der Seen. Stuttgart (1930).
144. G. W. Tyrrel. The principles of petrology, (1930). [Есть русский перевод 1930.]
145. Т. И. Горшкова. Химико-минералогическое исследование Баренцова и Белого морей. Труды ГОИН, т. I, вып. 2—3 (1931).
146. H. B. Bigelow. Oceanography. London, p. 263 (1931).
147. S. H. Marschall and A. Orr. Sedimentation on Low Isles Reef and its Relation to Coral Growth. Scient. Rep. 1, 93—133 London (1931).
148. H. B. Moore. The Muds of the Clyde Sea Area. III. Chemical and Physiol. Conditions. J. of the Marine Biolog. Ass., N. 2 (1931).
149. O. Pratje. Die Sedimente der Deutschen Bucht. Leipzig (1931).
150. P. Raymond and H. Stetson. A new factor in the Transportation and distribution of marine sediments. Science, LXXIII, 105—106 (1931).
151. E. M. Thorp. Descriptions of deep-sea bottom samples from the western North Atlantic and the Caribbean Sea. Scripps Inst. Oceanography. Bull. Tech. Ser., vol. 3, N. 1, p. 1—31 (1931).
152. P. D. Trask. Sedimentation in the Channel Island Region California. Econ. Geology, XXVI, N. 1 (1931).

153. W. H. Twenhofel. Report of the Committee on Sedimentation for 1929—30. National Research Council, Div. Geol. and Geogr., N. 98, Wash. (1931).
154. G. Castens. Tiefenstrom-Geschwindigkeit im Nordatlantischen Ozean. Ann. d. Hydrogr. LX, 39—41 (1932).
155. P. Schepard. Sediments of the continental Schelves. Bull. Geol. Society, 43, Dec. (1932).
156. G. A. Thiel. Recent studies with reference to the rôle of microorganisms in sediments. Nat. Research. Council Bul., 89, pp. 138—42 (1932).
157. W. H. Twenhofel. Treatise of Sedimentation. Baltimore (1932).
158. W. I. Vernadsky. Ozeanographie und Geochemie. Tschem. min. u. petr. Mitt. N. F. 44, S. 168—192 (1933).
159. Ю. П. Деньгин. Сокращенный курс петрологии (1934).
160. А. Заварицкий. Литология и петрология. Пробл. Сов. Геол., 9, стр. 72—77 (1934).
161. D. G. Runner. The origin and composition of sedimentary rocks. Roads and Streets, 77 (2), p. 55—58 (1934).
162. C. W. Correns. Die Verfahren der Gewinnung und Untersuchung der Sedimente. Wiss. Ergebn. deutsch. Atl. Exped. „Meteor“ 1925—1927. Bd. III, Teil III, 1—42, Berlin (1935).
163. R. Stumper. Physico-chemische Untersuchungen über die Calciumcarbonat-Abscheidungen des Wassers. Angew. Chemie, 48. N. 7, S. 117—132 (1935); Реф. — „Новое в почвоведении“, вып. 5, стр. 114—119 (1937).
164. H. Winkler. Sedimentbildung an der deutschen Nordseeküste. Cbl. f. Min. u. s. w. Abt. A., S. 174—189 (1936).
165. А. П. Виноградов. Химический элементарный состав организмов моря. Часть I. Труды БИОГЕЛ, Акад. наук СССР, т. III, 1—278 (1936).
166. А. П. Виноградов. Химический элементарный состав организмов моря. Часть II. Труды БИОГЕЛ, Акад. наук СССР, 5—225 (1937).

б) Руды Fe и Al

167. I. W. Gruner. The origin of sedimentary iron formation. Ec. Geol. 17 (1922).
168. А. Д. Архангельский и Д. Перкин. Заметка о происхождении железных руд Липецкого района ЦЧО. ДАН, № 24 (1930).
169. А. Д. Архангельский. Геологические предпосылки к изучению бокситов СССР. Журнал „Легкие металлы“, № 6 (1932).
170. Л. В. Пустовалов. Новые данные о происхождении липецких и тульских железных руд. Труды ВГРО, вып. 202 (1932).
171. А. Д. Архангельский. К вопросу об образовании бокситов СССР. БМОИП, т. XI, 4 (1933).
172. А. Д. Архангельский. К вопросу об условиях образования хоперских руд. БМОИП, 1 (1933).
173. Л. В. Пустовалов. Генезис липецких и тульских железных руд. Труды ВГРО вып. 285, стр. 1—440 (1933).
174. А. Д. Архангельский. Сернистое железо в отложениях Черного моря. БМОИП, XII, 3, 431—440 (1934).
175. А. Д. Архангельский и Е. В. Копченова. О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. БМОИП, XII, 2, 262—277 (1934).
176. Н. Е. Ефремов. Ферри-галлазит из рудных пластов Таманского полуострова. БМОИП, XIV, 3, 277—282 (1936).
177. Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев. Экспериментальное изучение условий образования бобовых железо-алюминиевых руд. Сборник „Бокситы“, т. I, 2. Труды ВИМС, стр. 205—216 (1936).
178. Е. В. Рожкова и М. В. Соболева. Минералогия и условия образования бобовых железо-алюминиевых руд. Сборник „Бокситы“, т. I, 2. Труды ВИМС, вып. III, стр. 145—204 (1936).
179. К. С. Андрианов и А. И. Смирнов. К вопросу о генезисе вивианита. Доклады А. н. СССР, XVI, № 1, стр. 59—62 (1937). [Литература 25 №№.]
180. Г. И. Бушинский. Петрография и некоторые вопросы генезиса Актюбинских фосфоритов. БМОИП, XVI (4), 328—344 (1938).
181. Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. БМОИП, XV, 4, стр. 348—362 (1937).

в) Руды Mn

182. J. Murray and K. Irvine. On manganese oxide in marine deposits, v. 38 (1894).
183. N. C. Dale. Cambrian manganese deposits of Newfoundland. Am. Phil. Soc. Proc. 54 (1915). [Полная библиография.]
184. Я. В. Самойлов и А. Г. Титов. Железомарганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей. Труды Геол. Музея Акад. наук, III, стр. 27 (1922).

185. В. С. Буткевич. Образование морских железо-марганцовых отложений и участвующие в нем микроорганизмы. Труды Морского научного института, т. III, вып. 3 (1928).
186. C. Zarff. Deposition of Manganese. Econ. Geol. XXVI, N. 8, p. 799—832 (1931). [Полная библиография.]
187. W. S. Savage. Solution, transportation and precipitation of Manganese. Econ. Geol., XXXI, N. 3, p. 278—97 (1936).

г) Известняки

188. C. A. Davis. Natural history of marl. Geol. Surv. Michig., v. 8, p. 3 (1903).
189. G. H. Drew. On the precipitation of calcium carbonate in the sea by marine bacteria, and on the action of denitrifying bacteria in tropical and temperate sea. Carnegie Inst. Washington Pub. 182, vol. 5, p. 9—53 (1914).
190. T. W. Vaughan. Preliminary remarks on the geology of the Bahamas, with special reference to the origin of the Bahaman and Floridan oolites. Carnegie Inst. Pub. 182, vol. 5, p. 47—54 (1914).
191. W. Saloman. Ueber die Bildung dichter Kalke. Geol. Rundschau, V, S. 418 (1915). [Бактериальный генезис плотных известняков.]
192. J. Johnston and E. D. Williamson. The role of inorganic agencies in the deposition of calcium carbonate. J. Geol., v. 24 (1916).
193. Y. F. Mc Glendon. On the chemical precipitation of CaCO_3 in sea water. Carnegie Inst. Wash., Publ. N. 252, p. 252—258 (1918).
194. T. W. Vaughan. Corals and the formation of coral reefs. Smithsonian Rept. for 1917, pl. 32, fig. 3 (1919).
195. H. L. I. Bäckstrom. Ueber die Affinität der Aragonit-Calcit-Umwandlung. Z. physikal. Chemie, 97, S. 179—228 (1921).
196. E. M. Kindle. Nomenclature and relation of certain calcareous rocks. Pan-American Geol., v. 39 (1923).
197. C. B. Lipman. A critical and experimental study of Drew's bacterial hypothesis of CaCO_3 precipitation in the sea. Pap. Marine Dept. Biology, Carnegie Inst., Pub. 340, v. 19 (1924).
198. Я. В. Самойлов и Л. В. Пустовалов. К литологии карбонатных осадочных пород. Известия и мергеля Поволжья Тверской губернии. Труды ВИМС, вып. 26 (1926).
199. M. Rozsa. Karbonatgesteine als chemische Sedimente u. s. w. Ztschr. Kali, Bd. 20 (1926).
200. В. А. Зильберминц и В. П. Маслов. К литологии каменноугольных известняков Донецкого бассейна. Труды ВИМС, вып. 35, стр. 213 (1928).
201. R. C. Emmons. Notes on the precipitation of calcium carbonate. J. Geol., v. 36 (1928).
202. E. Hildebrand. Ueber die chemisch-physikalischen Bedingungen der Knollenkalkbildung. Ztschr. d. Deut. Geol. Ges., B. 80 (1928).
203. Н. Н. Смирнов. Петрографические исследования в подмосковном карбоне. Изд. Асс. научно-иссл. инст. МГУ. Труды Ин-та минералогии, вып. 9, стр. 239 (1930).
204. M. Black. Great Bahamabank—a modern Schellflagoon. Bull. Soc. Am. v. 41 (1930). [Химические известняки в современной лагуне.]
205. W. Bavendamm. Die Frage der bakteriologischen Kalkfällung in der tropischen See. Ber. deutsch. Bot. Ges., 49, S. 282—288 (1931).
206. В. Маслов. Карбонатные водоросли как геологический фактор. БМОИП, V, № 5, стр. 475—489 (1935). [Литература 39 №№.]
207. М. С. Швецов и Л. М. Бирнина. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов-Алексин. Труды МГТ, вып. 10, стр. 86 (1935).
208. И. В. Пауре. Строение и состав некоторых образцов тихвинских бокситов по результатам микроскопического анализа. Труды ЛГТ, вып. 12, стр. 53 (1936).
209. W. A. Tarr. Concretions in the Champlan formation of the connection River Valley. Bull. Geol. Soc. Survey, 46, 1493—1534 (1935).
210. H. Wattenberg. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. Fortschritte der Mineralogie, B. 20, S. 168—195 (1936). [Литература 42 №№.]
211. В. П. Маслов. Атлас карбонатных пород. Часть I. Породообразующие организмы. Труды ВИМС (1937).

III. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

212. Berthier. Annales des mines, IV (1819).
213. Bonnard. Annales des mines, X (1825).
214. W. Buckland. On the discovery of coprolites or fossil faeces in the Lias at Lime Regis, and in other formations. Trans. Geol. Soc. London. III, p. 223—235 (1830).
215. J. Eights. Origin of guano. The Cultivator, p. 379—380 (1844).
216. A. Meugy. Phosphate de chaux en nodules dans la craie de Rethel (Ardenne). Bull. Soc. Geol. France, 2 sér., p. 604—605 (1855—1856).
217. G. W. Gumbel. Ueber ein neuentdecktes Vorkommen von phosphorsaurem Kalk. Sitz. Ber. d. Kgl. Bay. Akad. d. W., S. 325—346 (1864).

218. A. Daubrée. Notice sur la découverte et la mise en exploitation de nouveaux gisements de chaux phosphatée. Ann. Mines, p. 67—95 (1868).
219. D. S. Davies. The deposits of phosphate of lime recently discovered in Nassau. North Germany. Geol. Mag., p. 262—266 (1868).
220. N. S. Shaler. Boston Soc. Nat. Hist., vol. 13, 222 (1869—1870). [Фосфоритовые желваки-конкреции из растворов на дне бассейна. Вторичная сгруженность — в результате эрозии.]
221. N. S. Shaler. Boston Soc. Nat. Hist., vol. 13, p. 222 (1871). [Генезис поверхностных залежей фосфоритов — элювиально-карстовый.]
222. F. S. Holmes. Phosphate Rocks of South Carolina. Charleston (1872).
223. A. Briart. Notice sur les gisements de phosphate de chaux dans le terrain crétacé de la province de Hainaut. Bull. Acad. roy. Belg., XXXVII, p. 838—841 (1874).
224. F. Cailloux. Origine de phosphates des chaux. J. agric. prat., p. 310—314 (1874).
225. C. U. Shepard. Foreign phosphates. Charleston (1879).
226. C. U. Shepard. South Caroline Phosphates. Charleston (1880); Ref. — Penrose, 60—70 (1888).
227. F. L. Cornet. On the upper Cretaceous series and the phosphatic beds in the neighbourhood of Mons (Belgium). Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 42, p. 325—340 (1886).
228. Fuchs. C. R. 15-me session (1886).
229. S. Meunier. C. R. t. CIII, II oct. (1886).
230. M. Breton. Bull. de la Soc. de l'ind. minérale, I (1887).
231. F. Cornet. Annales de la Soc. géol. de Belgique XIV (1887).
232. M. P. Levy. Mémoires de la Soc. des ingén. civils (1887).
233. M. Mercey. Bull. de la Soc. géol. de France, XV (1887). C. R. CV, 28 nov. et 5 dec. (1887).
234. N. S. Chaler. Nature and Origin of Deposits of phosphate of lime. Introduction. Bull. U. S. geol. Survey, N. 46, p. 9—20 (1888).
235. S. Meunier. C. R. t. CVI, 16 janv. (1888).
236. R. Penrose. Nature and origin of deposits of phosphate of lime. Bull. U. S. Geol. Survey N. 46, p. 21—143 (1888). [Сводка; полная библиография — 228 №№.]
237. A. Olry. La Phosphate de chaux et les Etablissements Paul Desailly. Paris, p. 1—234 (1889).
238. H. Lasne. Sur les terrains phosphatés des environs de Doullens etc. Bull. Soc. Géol. France, XVIII, 441 (1890).
239. J. Murray and Renard. Deep-Sea Deposits. Report of the Scientific Results of the Voyage of „Challenger“ 1873—1876. London, 1—391 (1891); Реф. и ссылки: А. Д. Архангельский, 1, 61 (1909).
240. A. F. Renard et J. Cornet. Recherches micrographiques sur la nature et l'origine des roches phosphatées. Bull. de l'Académie roy. d. sc. Bruxelles, p. 126—153 (1891).
241. A. Cornet. Recherches sur la composition générale et la teneur en fluor des os modernes et des os fossiles des différents âges. Annales des Mines. III, p. 155, Ref.—C. R. 115, 243 (1892).
242. Munier-Chalmas. Origine des phosphates de la Somme. Bull. Soc. Geol. France, XX, p. XLVII (1892).
243. Reese. On the influence of swamp water in the formation of the phosphate nodules of South Carolina. Amer. Journ. of Sc., p. 402 (1892).
244. A. Deckers. Etude complète sur les phosphates. Paris, p. 1—495 (1894). [Очерк мировых месторождений.]
245. A. Gautier. Sur un gisement de phosphates de chaux et d'alumine etc. Annales de mines v. V, p. 1—53 (1894); Реф.—Изв. Общ. Горных инж., №№ 2—3, 117—119 (1884). [Генезис фосфоритов департамента Герault во Франции.]
246. H. Credner. Die Phosphoritknollen des Leipziger Mitteloligocäns und die Nord-deutschen Phosphoritzone. Abhandl. d. Math.-phys. Cl. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. XXII, Leipzig (1895).
247. M. D. Levat. Etude sur l'industrie des phosphates et superphosphates. Paris, p. 253 (1895). [Тунис, Флорида.]
248. A. Carnot. Ann. d. mines X, 137—231 (1896); Реф.—Я. В. Самойлов (см. № 278).
249. L. Cayeux. Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. II. Craie du Bassin de Paris. Mémoires d. 1. Soc. Géol. du Nord, IV, 2 (1897).
250. L. Chateau. Mém. Soc. ingén. civils. August, p. 193 (1897). [Генезис Алжирских фосфоритов.]
251. L. Pervinquer. Sur l'éocène de Tunisie et d'Algérie. C. R. CXXXI, 563—565 (1900). Реф.—Я. В. Самойлов (см. № 278). [Биолитный генезис африканских фосфоритов.]
252. H. Lasne. Origine des phosphates de chaux de la Somme (1901).
253. L. Kruft. Die Phosphoritführung des vogtländischen Obersilurs. N. Jahrb. f. Miner. 15, 1—65 (1902). [Метасоматоз карбонатных раковин (фосфатизация).]
254. L. De-Launay. Les richesses minérales de l'Afrique, Paris, 206—234 (1903).
255. Ph. E. Chazal. A Sketch of the South Carolina Phosphate Industrie. Charleston, pp. 1—76 (1904).
256. L. Cayeux. Genèse des gisements de phosphates de chaux sédimentaires. Bull. Soc.

- Géol. France, V, N. 6, p. 750—753 (1905); Реф. и ссылки — А. Д. Архангельский, III, 184—6 (1911).
257. L. W. Collet et W. G. Lee. Les concrétions phosphatées de l'Agulhas Bank (Cap of Good Hope). Proc. of the Royal Soc. of Edinbourg, XXV, p. 682—893 (1905).
258. L. P. Jumeau. Le Phosphate de chaux et les exploitations aux Etats-Unis en 1905. Paris, p. 1—198 (1905).
259. P. Chalon. Les richesses minérales de l'Algérie et de la Tunisie. Paris. 57—65 (1907).
260. E. Lepiaë. Extraction, traitement industriel et emploi du Guano du Pérou. Louvain, p. 1—43 (1907).
261. F. B. Weeks and W. E. Ferrier. Phosphate deposits in the western U. S. U. S. Geol. Survey Bull. 315, p. 449—62 (1907).
262. E. Philippi. Ueber das Problem der Schichtung und über Schichtbildung am Boden der heutigen Meere. Z. d. D. Geol. Ges., Bd. 60 (1908).
263. А. Д. Архангельский. Геологическое описание фосфоритных отложений Костромской губ. по р. Волге к западу от г. Кинешмы и по р. Мере. Отчет по геол. иссл. фосф. зал. I, 41—61 (1909).
264. А. Д. Архангельский. Исследования залежей фосфоритов по побережью Волги в Симбирской и северной части Саратовской губ. Отчет Ком. МСХИ и т. д., т. II, 125—130 (1910) и т. III, 251—253 (1911).
265. E. Blackwelder. Phosphate deposits east of Ogden, Utah. U. S. Geol. Survey Bull., 430, p. 536—551 (1910).
266. H. S. Gale and R. W. Richards. Preliminary report on the phosphate deposits in southeastern Idaho and adjacent parts Wyoming and Utah. U. S. Geol. Survey Bull., 430, p. 457—535 (1910).
267. G. H. Girty. The fauna of the phosphate beds of the Park City formation in Idaho, Wyoming and Utah. U. S. Geol. Survey Bull., p. 82, 436 (1910).
268. I. Roussel. Sur l'existence de trois horizons de phosphate tricalcique en Algérie et en Tunisie. C. R. CLI, 556—557 (1910).
269. А. Д. Архангельский. Труды Ком. МСХИ по геолог. иссл. фосфоритов, т. III, 184—186 (1911).
270. E. Blackwelder. A reconnaissance of the phosphate deposits in western Wyoming. U. S. Geol. Survey Bull., 470, p. 452—81 (1911).
271. C. L. Breger. Origin of Lander oil and western phosphate. Min. and Eng. World, vol. 35, p. 631—3 (1911).
272. H. S. Gale. Rock phosphate near Melrose, Mont. U. S. Geol. Survey Bull. 470, p. 440—51 (1911).
273. R. W. Richards and G. R. Mansfield. Preliminary Report on a Portion of the Idaho Phosphate Reserve. a) Bull U. S. Geol. Survey, N. 470, p. 371—439 (1911). b) The Am. Fertil. XXXV, N. 12, p. 22—28 (1911).
274. A. Richter. Western phosphate discovery. Mines and Methods, vol. 2, N. 9, p. 207 (1911).
275. E. H. Sellards. The Florida Phosphate Deposits. The Amer. Fertilizer, XXXV. N. 10, p. 37—47 (1911). [Генезис Hard. rock: континентальный метасоматоз по подстилающему известняку. Образование in situ. Время образования — от нижнего олигоцена до плиоцена (среди фосфоритов кости мастодонта).]
276. W. H. Waggaman. A review of the phosphate fields of Florida. Bureau of soils. Bull. N. 76, pp. 1—23 (1911).
277. Р. А. Н. О зонах подмосковного портланда и вероятном происхождении портландских фосфоритовых слоев под Москвою. М., стр. 103 (1912).
278. Я. Самойлов. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса. М. стр. 1—55 (1912). [Библиография — 81 №№.]
279. R. W. Richards and G. R. Mansfield. The Bannock overthrust, J. Geology. vol. 20, p. 681—709 (1912).
280. C. Elschner. Cofallogene Phosphat-Inseln Austral-Oceaniens und ihre Produkte (1913).
281. C. C. Jones. The discovery and opening of a new phosphate field in the U. S. Am. Inst. Min. Eng. Bull. 82, p. 2411—2435 (1913).
282. J. T. Pardee. Some Further Discoveries of Rock Phosphate in Montana. Bull. U. S. Geol. Survey, 530, p. 285—291 (1913); Amer. Fertil. XXXVIII, N. 4, 42—44 (1913).
283. A. R. Schultze and R. W. Richards. Phosphates in Idaho and Montana. The Amer. Fertil., XXXVIII, N. 4, p. 37—41 (1913). Реф. статьи, помещенной в Bull. U. S. Geol. Survey, N. 530—H (1913).
284. A. R. Schultze and R. W. Richards. A geologic reconnaissance in south-eastern Idaho. U. S. Geol. Survey Bull. 530, p. 267—81 (1913).
285. E. H. Sellards. (Florida). Geol. Survey, 5th Ann. Report (1913). Реф.—Blackwelder (см. № 299). [Разбирается элювиально-карстовый генезис фосфоритов Флориды.]
286. Я. В. Самойлов. Из поездки в Северную Америку в 1913 г. М. стр. 31 (1914).
287. W. Heberle. Vorkommen und Entstehen von Phosphoriten der subherzynen Kreidemulde. Z. f. prakt. Geol. S. 323—340 (1914).
288. R. W. Richards and G. R. Mansfield. Geology of the phosphate deposits north-

- east of Georgetown, Idaho. U. S. Geol. Survey Bull. 577, p. 76 (1914). [Есть перевод П. К. Мурашкина — Фонд НИИУИФ, № 1033 и № 1687.]
289. R. W. Richards and G. R. Mansfield. Phosphate Deposits Northeast of Georgetown Idaho. Bull. N. 577, U. S. Geol. Survey (1914). Amer. Fertil., XLI, N. 9, p. 37—44 (1914), [Биолитная гипотеза. Источником Р являются микроорганизмы (фосфатизированные скелеты).]
290. I. Samojloff. Phosphorite, Handbuch der Mineralchemie, herausg. v. Doelter., III. 352 (1914).
291. A. R. Schultz. Geology and geography of a portion of Lincoln Country, Wyo. U. S. Geol. Survey Bull. 543, p. 31, 132—135 (1914).
292. R. W. Stone and C. A. Bonine. The Elliston phosphate field, Mont. U. S. Geol. Survey Bull. N. 580, p. 373—383 (1914).
293. G. W. Stose. Phosphate Deposits in Southwestern Virginia. The Amer. Fertil. XL, N. 2, p. 54—60 (1914). [Фосфориты Тенесси. Источник фосфора — организмы (например, раковинки остракод). Их растворение в морской воде и переотложение вокруг органических центров в форме конкреций (донный диагенез).]
294. W. H. Waggoner. Phosphate fields of South Carolina. The Amer. Fertil. XL, N. 1, p. 39—45 (1914).
295. Из поездки в С. Америку в 1913 г. М. (1914).
296. E. Blackwelder. Origin of the Rocky Mountain phosphate deposits. Geol. Soc. America Bull., vol. 26, p. 100—101 (1915).
297. G. C. Matson. The phosphate deposits of Florida. U. S. Geol. Survey, Bull. 604 (1915).
298. M. Pirkin. Origin of the Florida Pebble Phosphate Deposits. Am. Fertil. XLIII, N. 7, p. 21—25 (1915). [Главным образом метасоматоз (фосфатизация) CaCO_3 . Частично — фосфатизированные скелеты морских организмов.]
299. E. Blackwelder. The geologic rôle of phosphorus, Amer. J. of Sciences, 42, p. 285 (1916); Proceed. of the Nat. Acad. of Sciences, Wash. 11, p. 490—495 (1916).
300. D. D. Condit. Relation of the Embar and Chugwater formations in central Wyoming. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 98, p. 263—70 (1916).
301. G. R. Mansfield. A reconnaissance for phosphate in the Salt River Range, Wyo. U. S. Geol. Survey Bull. 620—0, p. 331—49 (1916).
302. H. S. De Schmid. Investigation of a reported discovery of phosphate in Alberta. Canada Dept. Mines. Branch. Bull. 12 (1916).
303. I. T. Pardee. The Garrison and Philipsburg phosphate fields, Mont. U. S. Geol. Survey. Bull. 640—K, p. 195—223 (1917).
304. H. S. De Schmid. A reconnaissance for phosphate in the Rocky Mountains. Canada Dept. Mines. Mines Branch. Summary Rept. for 1916, p. 22—34 (1917).
305. W. H. Twelvetrees. Phosphate deposits in Tasmania. Geol. Survey — Mineral resources. Tasmania, N. 3, 1—7 (1917).
306. C. F. Bowen. Phosphatic oil shales near Dell and Dillon, Beaverhead County, Mont. U. S. Geol. Survey Bull. 661, p. 315—320 (1918).
307. D. D. Condit. Relation of late Paleozoic and early Mesozoic formation of southwestern Montana and adjacent parts of Wyoming. U. S. Geol. Survey Prof. Paper 126—F, p. 111—121 (1918).
308. G. R. Mansfield. Origin of the western phosphates of U. S. Am. J. Sci. 4-th ser., vol. 46, p. 591—598 (1918).
309. A. R. Schultz. A geologic reconnaissance of the Unita Mountains northern Utah, with special reference to phosphate. U. S. Geol. Survey Bull. 690—C, p. 31—94 (1918).
310. A. R. Schultz. A geologic reconnaissance for phosphate and coal in southeastern Idaho and Western Wyoming. U. S. Geol. Survey Bull. 680, p. 84 (1918).
311. Fr. Slavik. Der Phosphorgehalt der Eisenerze im böhmischen Untersilur. Bergbau u. Hütte, N. 5, S. 2 (1918). [Фосфор в железных рудах считается органогенным (фосфатизированные лингулиты).]
312. D. D. Condit. Oil Schale in western Montana southeastern Idaho and adjacent parts of Wyoming and Utah. U. S. Geol. Survey Bull. 111, p. 15—40 (1919).
313. F. W. Clarke. The Data of Geochemistry, 4 ed., 1920. Chapter XII. Phosphate Rock, p. 515—526 (1920).
314. G. Denigé. C. R. 171 (1920).
315. G. R. Mansfield. Geography, Geology and mineral resources of the Fort Hall Indian Reservation, Idaho. U. S. Geol. Survey. Bull. 713, p. 28—30. 61—66, 105—114 (1920).
316. I. Weigelt. Die mitteldeutschen Phosphatlager. Jahrbuch des Halleschen Verbandes für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze. Bd. 3, S. 139 (1921). [Гидротермальные процессы генезиса испанских и ланских (Германия) фосфоритов, а также алюмофосфатов „Редонда“ (Антильские острова).]
317. Я. В. Самойлов. Биолиты, как орудие постижения жизни прежних геологических эпох. Природа, стр. 25 (1922).
318. G. Berg. Die Rolle des Phosphors im Mineralreich. Berlin, S. 76 (1922); Arch. Lagerstättenforsch. H. 28, S. 20—21 (1922).
319. V. R. D. Kirkham. Idaho phosphate industry. Am. Fertilizer, 57, N. 13, p. 76—78 (1922).

320. В. И. Лучицкий. Фосфориты, их происхождение, распространение, добыча и использование. М., стр. 1—39 (1923).
321. Я. В. Самойлов. Месторождение фосфоритов в Эстонии. Труды НИУ, вып. 21, стр. 22 (1923).
322. R. M. Johnson and F. Cole. The phosphate plant at Anaconda, Mont. The Anode, vol. 9, N. 10, p. 1—4 (1923).
323. L. Joleand. Le Phosphates du Maroc. Bull. Soc. Geol. de France, Bd. 23, S. 172—184 (1923).
324. C. E. Nighman. Phosphate mines at Conda, Idaho. The Anode, vol. 9, No. 9, p. 1—6, Butte, Mont., Anaconda Copper Mining Co (1923).
325. Anaconda Copper Mining Co. Report for 1923, New-York (1924).
326. F. W. Clarke. Data of Geochemistry. U. S. Geol. Survey, 5 ed. (1924).
327. D. D. Condit. Phosphate deposits in the Wind River Mountains near Lander, Wyo. U. S. Geol. Survey Bull. 764, p. 39 (1924).
328. Grabau. Principles of Stratigraphy. N. Y., 2 ed. (1924).
329. K. Hummel. Die Phosphorsäureanreicherung in Phosphatlagerstätten. Glückauf, N. 6, S. 87—93 (1924).
330. W. A. Graham. Experiments on the origin of phosphate deposits. Ec. Geol., v. 20 (1925).
331. V. R. D. Kirkham. Phosphate deposits of Idaho and their relation to the world supply. Transactions of the Amer. Inst. of Mining and Metallurgical Engineers, vol. 71, p. 308—338 (1925). [Общий мировой обзор. Геология фосфоритов Айдаго.]
332. R. W. Richards and I. T. Pardee. The Melrose phosphate field, Montana. U. S. Geol. Survey Bull. 780—A, p. 1—32 (1925).
333. Б. Перфильев. Новые данные о роли микробов в рудообразовании. Изв. Геол. Ком. XIV, № 7 (1926).
334. K. Keilhack. Der geologische Bau und die Phosphatlager des östlichen Curacao. Z. geol. Ges. 78, 337—356 (1926).
335. F. I. Pettijohn. Intraformational phosphate pebbles of the Twin City Ordovician. The Journal of Geology, v. 34, No. 4, p. 361—373 (1926). [Генезис фосфоритных зерен и конкреций в известняках. Анализ.]
336. А. Д. Архангельский. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Сборник „Фосфориты“, Изд. Геолкома (1927).
337. А. В. Казаков. Фосфор. Нерудные ископаемые, т. III, 415—491 (1927).
338. Н. Потулова. Оболевые песчаники и диктионемовый сланец Ленинградской губ. Изд. Геолкома, Л. (1927).
339. М. П. Фивег. Месторождения фосфоритов на Урале. „Фосфориты СССР“, Изд. Геолкома, 217—221 (1927).
340. E. H. Sellards. The Florida phosphate deposits (p. 297—305). Congrès géologique international. XIV session, Madrid, 1. S. 322 (1927); Ref. — Geol.-Zbl. 36, N. 8, 381 (1928).
341. R. W. Smith. Geology and Utilisation of Tennessee Phosphate Rock. Transactions of the Amer. Inst. of Mining and Metallurgical Engineers, v. 74, p. 127—146 (1927). [Геология, использование, перспективы. Карта].
342. Н. Г. Кассин. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 107. Труды Геолкома, вып. 158 (1928). [Описание верхнекамских фосфоритов. Анализ, Бактериальный генезис.]
343. R. Chiappelli. Koseir phosphorite. — Giorn. risicoltura, v. 18, pp. 156—60 (1928).
344. D. D. Condit, E. H. Finch and J. T. Pardee. Phosphate rock in the Three Forks-Yellowstone Park region, Montana. — U. S. Geol. S. Bull. 795—G, 147—209 (1928). Bibl. p. 151—66 [38 №№ с аннотацией.]
345. V. Elicano. Phosphate resources of the Philippine Slands. Third Pan-Pacific Sci. Cong. Tokyo 1926, Proc. 1740—3 (1928).
346. H. Hedström. A phosphoric conglomerate at Gotland. Geol. Fören Förk., v. 50, pp. 429—35 (1928).
347. W. Lindgren. Mineral deposits, 3 ed. (1928). [Есть русский перевод изд. 1934.]
348. G. R. Mansfield. Phosphate in the United States. XIV Congrès géolog. intern. Madrid (1928).
349. G. R. Mansfield. The Idaho phosphate field. — Min. and Met., v. 9, p. 19—20 (1928). [Геология, запасы, генезис.]
350. A. Marchet. Phosphaterden der Drachenhöle bei mixmtz. Miner. u. Petrog. Mitt., v. 39 (1—2), p. 28—34 (1928). [Фосфориты Австрии.]
351. Ch. A. Matley. Phosphate in the Coyman Island. XIV Congrès géologique international. Madrid, 777—779 (1928).
352. A. Morawiecki. Les couches cénomaniennes à phosphorites des environs de Mizniow sur le Dniestr. — Archiwum. Mineralogiczne. Warsaw. v. 3, p. 70—93 (1928). [Сеноманские фосфориты Австрии.]
353. A. E. Rogers. Nature and origin of the “brown-rock” phosphorites of Tennessee. Geol. Soc. America, Bull., v. 39, p. 279—280 (1928).

354. E. N. Maids. Florida phosphate deposits. Pan-Am. Geol., v. 49, p. 183—94 (1928). [Геология, запасы, генезис, карта.]
355. H. S. Spence. Phosphate resources of Canada. Congrès géologique international, Spain, 1926, p. 669—716, Madrid (1928).
356. Z. Sujkowski. Note sur les phosphorites du bassin du Haut Niemen. Arch. de min. de la Soc. des Sci. de Varsovie, t. 4, p. 108—22 (1928). [Фосфориты Польши.]
- 356a. М. И. Кантор. Уральские фосфоритные месторождения. Труды Индустриального педагогического института. Сер. физ.-мат., вып. 3 (1929).
357. Е. Павловский и Б. Рожков. К вопросу об условиях фосфоритообразования. БМОИП, т. VII, вып. 4 (1929).
358. L. Beckmann. Die wirtschaftliche Bedeutung des Phosphors. Kunstdünger u. Leim-Industrie. Bd. 26, S. 15—90 (1929); Ref. — Ch. Zbl. 1, N. 17, 2225 (1929).
359. M. E. Bruet. Sur les phosphates pulvérulents de la Tunisie Centrale. L'Echo des Mines. Paris, N. 2985, p. 150—151 (1929).
360. J. Brusset. Rich mineral deposits await development in Algeria. Explosive Engr., v. 7, N. 6, p. 217—24 (1929).
361. R. Chiappelli. Kossier phosphorite. Giorn. risicoltura, v. 19, p. 171—3 (1929).
362. T. R. Cudworth. Deposits and practices in the Land-Pebble Phosphate district of Florida. — Pit. and Quarry, v. 19, N. 5, p. 77—9 and 82 (1929).
363. de J. Gorostizaga. Yacimiento de fosfato de la Sierra de Espuna. Inst. Géol. y Min. Espana. Bol., N. 51, p. 133—152 (1929).
364. J. Gorostizaga. Yacimiento de fosfato de la Sierra de Espuna. Ingeniería y Construcción, v. 7, N. 74, p. 57—62 (1929).
365. G. R. Mansfield. Geography, geology and mineral resources of the Portneuf Quadrangle, Idaho. — Bull. U. S. Geol. Survey, N. 803, p. 107 (1929).
366. G. S. Blake. The mineral resources of Palestine and Transjordan — Yerusalem. Publ. Works Dept. p. 41 (1930).
367. P. Despujols. Note sur l'industrie minière au Maroc. Rev. Indust. minérale, N. 232, p. 373—94 (1930).
368. A. Pawlowski. Les phosphates du Nord de la France et la metallurgie. Mines, Carrières, v. 9, N. 98, p. 133—136 (1930).
369. E. B. Townsend. Phosphate in North Africa. Eng. Min. J., v. 129, p. 465—466 (1930).
370. И. Е. Худяев. О радиолариях в фосфоритах Сысольского района, Труды ГПРУ, вып. 46, стр. 1—48 (1931).
371. C. C. Branson. The paleontology and stratigraphy of the Phosphoric formation. Chicago, Univ. Abstracts of Theses Science Ser., vol. 1, 211—17 (1931).
372. R. Brinkmann (Göttingen). Ueber die Verteilung der nutzbaren Elemente auf die Hauptlagerstättengruppen. Z. f. prakt. Geol., H. 7, S. 97—105 (1931).
373. R. Kozłowski. Fosfority w utworach kambryjskich Sandomierza. — Poland, service. Géol. Bull. (Sprawozdania) t. 6, N. 4, p. 752—6 (1931). [Фосфориты Польши.]
374. G. R. Mansfield. Some problems of the Rocky Mountain phosphate fields. Econ. Geol., v. 26, N. 4, p. 353—374 (1931).
375. A. Martelli. The phosphates from near Lecce. Bull. Soc. geol. ital. 50, 171—188. (1931); Ref. — Chem. Abstr., 29, N. 14, p. 4704 (1935).
376. M. A. Pawlowski. Sur les phosphates de la France méridionale. — Mines, Carrières, v. 10, N. 102, p. 5—6 (1931).
377. L. R. Rao. On the phosphatic nodules from Utatur. Quart. J. Geol. Min. and Metall. Soc. Ind. vol. 111, p. 49—51 (1931).
378. R. W. Smith. Geology and origin of the phosphate deposits of Tennessee Eng. Min. J., v. 132, N. 2, p. 58—62 (1931).
379. F. G. Tickel. The examination of fragmental rocks, p. 127 (1931).
380. J. Tokarski. Zagadnienie fosforytow niezviskich. — Kosmos. (Polskiego Tow. Przyrodników im. Kopernika), t. 56, N. 1—2, p. 1—224 (1931). [Фосфориты Польши.]
381. Г. И. Бушинский. Фосфориты. М. стр. 1—32 (1932). [Популярный очерк.]
382. А. Н. Заварицкий. Введение в петрографию осадочных горных пород. Стр. 79 (1932).
383. Д. В. Наливкин. Учение о фациях. Стр. 208 (1932). [Библиография — 278 №№.]
384. C. B. Branson. Origin of Phosphate in the Phosphoria formation. Geol. Soc. America, Bull., vol. 43, N. 1, p. 284 (1932); Ref. — Ch. Zbl., N. 960 (1933).
385. V. Charrin. Discussion sur l'origine des phosphates des causes du Quercy, Phosph. et engrais chim., N. 1609, p. 181 (1933).
386. E. S. Geigov. Mines, carrières, 11, 17—22 (1932); Ref.—N. J. Minéral Géol. 11, 275, (1934). [С. Африканские фосфориты.]
387. S. H. Haughton. The phosphate deposits near Lange bean road, Cape Province, Trans. Geol. Soc. S. Africa. vol. 35, p. 119—24 (1932); Proc. Geol. Soc. S. Africa, vol. 35, XLIX (1932).
388. A. Hure. Formation de la craie phosphatée du Sénonais. Bull. Soc. Sci. Ionne, p. 189—192 (1932); Revue géol. XV, N. 11, 587 (1935).
389. L. Krumbeck. Ueber den Lias von Kalchreuth. Cbl. f. Min., Abt. B., N. 1, S. 43—65 und N. 2, S. 73—90 (1932).

390. J. N. C. Martens. Detrital colophane. *Am. Mineralogist*, vol. IX, N. 4, p. 153—155 (1932).
391. Ch. Schuchert. Gondwana land bridges. *Geol. Soc. America, Bull.*, vol. 43, N. 4, p. 875—915 (1932).
392. O. Stutzer and W. Wetzel. Phosphat-Nitrat (Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht Erze“). Berlin, S. 390 (1932) [Сводка.]
393. K. A. Sutherland. Quarrying and handling of phosphate on Christmas Island, Indian Ocean. *Chem. Eng. and Min. Rev.*, v. 24, n. 288, p. 18—20 (1932).
394. Fr. Tucan. The phosphorite of Ervenik in Dalmatia. — *Jugosl. Akad. Rad.* N. 244, кр. 1—12 (1932); Ref. — *Abs. Neues Jahrb. Mineral.*, 1, H. 3, S. 301—2 (1933).
395. И. М. Курман и А. В. Пейве. К вопросу о методике поисков метасоматических фосфоритов. *Труды НИУ, вып. 113*, стр. 95 (1933).
396. П. К. Мурашкин. Материалы по геологии фосфоритов США. Фонд НИУИФ, № 2094, стр. 30—52 (1933).
397. П. К. Мурашкин. Геология месторождений фосфоритов пограничных слоев мела и палеогена сев.-зап. Африки. Фонд НИУИФ, № 2094 [Библиография 132 №№.]
398. Д. В. Наливкин. Учение о фациях. 2-е изд. стр. 283 (1933). [Библиография 394 №№.]
399. Л. Пустовалов. Геохимические фации. *Проблемы Сов. геол.*, 1, 57—73 (1933).
400. G. Castelli. Sui giacimenti di fosfati della Libia. *L'Ind. Miner.*, N. 1, p. 17—21 (1933).
401. L. Cayeux. Hypothèse de l'origine végétale des phosphates de chaux paléozoïques. *C. R.* 196, 1564 (1933); *Z. prakt. geol.* H. 8 (1934).
402. L. Cayeux. *C. R.* 197, 1076—78 (1933). [Образование альбских фосфоритных конкреций из окрестностей Парижа.]
403. J. Sermet. Les phosphorites de Quercy et leur signification morphologique. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, IV, N. 2, p. 200—15 (1933).
404. А. В. Казаков. Фосфориты. Статья в сборнике: *Химическая промышленность в борьбе за урожай. Работы НИУИФ 1919—1934 гг.* М., стр. 30—37 (1934).
405. Л. В. Пустовалов. Сынтульское месторождение железных руд и фосфатов. *Труды МГТ*, вып. 5, стр. 75 (1934).
406. L. Cayeux. The phosphatic nodules of the Agulhas Bank (A study of submarine geology). — *Annals. S. Africa Mus.*, vol. 32—35 (1934); Ref. — *Мин. сырье*, № 3: стр. 54 (1936).
407. A. Heim. Stratigraphische Kondensation. *Eclogae Geol. Helv.*, XXVII, N. 2, S. 372—383 (1934); Ref. — *Revue Geol.*, XV, 92 (1935). [Концентрация глауконита и железосодержащего фосфата.]
408. G. Kyrle. Die Lagerstätten der neuentdeckten Phosphorite in Oberösterreich. — *Landeskultur*. I. 187 (1934); Ref. — *Z. Pflanz. Düng.* 41, H. 3/4, 252 (1935).
409. I. Schädler. Phosphoritvorkommen in Oberösterreich. — *Tscherm. min. u. petr. Mitt.* N. F., 45, S. 466—469 (1934).
410. E. Schmidtl. Die Dogger-Phosphorite der Auerbacher Bucht. — *Jahrbuch. d. Hall. Verb. f. d. Erforschung d. mitteldeutschen Bodenschätze*, 13, S. 5—56 (1934).
411. B. Waeser. Phosphat, Superphosphat und Thomamehl. *Chemiker - Ztg.* 58, 939—41 (1934). [Фосфориты Германии.]
412. П. К. Мурашкин. Месторождения фосфоритов Западной Европы и Азии. Фонд НИУИФ, № 2493.
413. I. Angelis D'Ossat. Phosphate rock deposits found in Tripolitania. — *Partifolia Acad. Sci. Novi Lyncae Sci. Nuncius Radiophonicus*, N. 36, 14—15 (1935); Ref. — *Chem. Abstr.* 29, N. 16, 5388 (1935). [Фосфоритные залежи Триполи; синхроничные фосфориты Египта и Туниса.]
414. G. I. Bushinsky. Structure and origin of the phosphorites of the USSR. *J. Sedim. Petrol.*, v. 5, N. 2, p. 81—92 (1935).
415. L. Cayeux. Les Roches sédimentaires de France: Roches carbonatées. (Calcaires et dolomies). Paris, 463, p. (1935); Ref. — *Zbl. Geol.*, 56, 678 (1936).
416. P. Dolch. Die wirtschaftliche Bedeutung der Phosphoritlagerstätten an der Lahn. *Z. f. prakt. Geol.*, S. 49—54 (1935). [Фосфориты Германии.]
417. G. Heublum. Deutsche Phosphate. *Chemiker. Ztg.*, 59, 12—13 (1935).
418. S. Klein. Paragenetische Verhältnisse und Bildungsweise der Mineralien und Pseudomorphosen des Wendelsteiner Höhenzuges bei Nürnberg. *Zbl. Mineral. u. s. w. Abt. A.*, N. 8, 231—242; N. 9, 257—268 (1935). [Парагенез и генезис флюорита, барита, фосфорита и др.]
419. Les Ressources Minérales de la France d'outremer. IV. Le Phosphate. Paris. 1935, Société d'Éditions Géographiques, Maritimes et Coloniales, 207 p., 20 fig., 3 tab., (1935); (A. Baegé). Ref. — *Geol. Z.* 56, 278 (1935). [Фосфориты Марокко.]
420. G. Linck und K. Jung. Grundriss der Mineralogie und Petrographie. Jena, VIII, S. 290 (1935).
421. M. Moldenauer. Das Phosphoritproblem an der Lahn. (*Chem. Ztg.* 59, 225—7 (1935). [Фосфориты Германии.]
422. H. R. Seiwel. Phosphate in the Western Basin of the North Atlantic. *Nature*, 136, 206—8 (1935).
423. Г. И. Бушинский. Методы петрохимического исследования и картирования фаций осадочных пород для составления карт фосфоритных бассейнов и прогноза новых месторождений. Фонд НИУИФ, № 2977, стр. 49 (1936).

424. Г. И. Бушинский. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов. БМОИП, XIV, 2, стр. 159—180 (1936).
425. П. П. Дрождева. Условия фосфоритообразования на основе изучения фауны фосфоритных и бесфосфоритных фаций сантона Восточно-европейской плиты. Фонд НИУИФ, № 2973, стр. 115 (1936).
426. В. П. Кротов. К вопросу о методике полевых петрологических исследований в областях развития осадочных пород. Зап. Всер. Минер. О-ва, LXV, вып. I, стр. 129—143 (1936).
427. И. М. Курман. О распределении фосфора в нижнемеловых породах. Фонд НИУИФ, № 2969, стр. 68 (1936).
428. И. М. Курман. К петрографической характеристике артинских фосфоритов Стерлитамакского района. Фонд НИУИФ, № 3004 (1936).
429. Б. А. Петрушевский и Н. С. Зайцев. Палеогеновые отложения южного склона Гиссарского хребта. Сборник „Карагазские фосфориты“. Изд. Акад. наук СССР, стр. 7—101 (по генезису — 60—97) (1936).
430. C. N. Becker. Drying and processing of pebble phosphate in the Florida field. A. I. N. E. Techn. Publ. 677, p. 13 (1936).
431. L. Cayeux. Existence de nombreuses bactéries dans les phosphates sédimentaires de tout âge. C. R., t. 203, N. 23; p. 1198—1200 (1936); Chim. et Ind., v. 37, N. 6, p. 1101 (1937).
432. G. Constantini. Oesterreichs Phosphatlager. Z. für praktische Geologie, B. 44, N. 5, S. 81—82 (1936). [Желваковые олигоценые фосфориты Австрии. 350—360 кг/м² при сод. 25% P₂O₅. С июля 1935 г. начата добыча ежедневно по 2 вагона.]
433. C. A. Fulton. Mining practice in the Florida pebble phosphate field. A. I. N. E. Techn. Publ. 662, p. 19 (1936).
434. F. Jacket. Phosphate beds of Senegal. C. R. 202, 334—7 (1936).
435. „Neuere Arbeiten über die Bildung von Phosphatlager und die chemische Natur der Rohphosphate“. Superphosphate IX, 41—46, 61—70, 81—83 (1936). [Краткая компилятивная сводка.]
436. I. T. Pardee. Phosphate rock near Maxville Philipsburg and Avon, Montana. U. S. Geol. Survey, Bull. 847, p. 175—188 (1936).
437. P. Ramdohr. Klockmanns Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, S. 625 (1936).
438. J. Samsonowicz. Sur les phosphorites apatitiques, probablement ordoviciens sur le Horyn en Volhynie. — C. R. de Séances du Service Géol. de Pologne, N. 44, 29—30 (1936); Ref. — N. Jahrb. Miner., 1, N. 1, 78—79 (1937).
439. А. Д. Архангельский и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. Акад. наук, стр. 299 (1937).
440. В. П. Батурин. Палеогеография по терригенным компонентам. М., стр. 292 (1937). [Литература — русская 124 №№, иностр. 54 №№.]
441. А. Г. Бетехтин. Влияние орогенических движений на состав рудоносных фаций Чиатурского марганцевого месторождения (в Закавказье). Международный XVII геологический Конгресс. Тезисы доклада стр. 252 (1937).
442. А. Дубянский. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. БМОИП, XV, 74, стр. 297—323 (1937). [Элювиально-карстовый тип образования „хоперских фосфоритов“ Сталинградской и Воронежской областей СССР.]
443. А. В. Казаков. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов. Труды НИУИФ, вып. 142, 100—119 (1937).
444. А. Н. Мазарович. Историческая геология. Изд. 2, стр. 1—463 (1937).
445. Б. В. Перфильев. Абсолютная геохронология и биогенное рудообразование. Международный XVII Геологический Конгресс. Тезисы докладов, стр. 241 (1937).
446. Ю. А. Петракович. О фосфоритоносном горизонте Мангышлакского триаса. ДАН, XV, № 2, стр. 91—93 (1937).
447. Н. М. Страхов. К геохимии Р, V и С в морских битуминозных породах. Труды МГРИ, VII, стр. 3—20 (1937).
448. Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия (геологическая группа). Под ред. акад. А. Д. Архангельского и проф. Н. А. Смольянинова. Изд. Акад. наук, стр. 648 (1937).
449. А. В. Хабаров. О неравномерности накопления и об основных периодах развития органогенных фаций. Международный XVII Геол. Конгресс. Тезисы докладов, стр. 241—242 (1937).
450. C. R. Longwell. Sedimentation in relation to faulting. Bull. Geol. Soc. America, v. 48, N. 4, p. 433—441 (1937).
451. К. С. Андрианов. Нижнесилурийские фосфориты сибирской платформы. Фонд НИУИФ, (1938).
452. П. Л. Безруков. Нижнесилурийские геосинклинальные фосфориты в северо-восточной ветви хребта Кара-тау. ДАН, т. XVIII, № 7 (1938).
453. П. Л. Безруков. Месторождения высококачественных пластовых фосфоритов хребта Кара-тау. Труды НИУИФ, вып. 149 (1939).
454. П. Л. Безруков. Пластовые фосфориты Кара-тау. Изв. Каз. филиала Акад. наук, № 1 (1939).

The Phosphate Facies¹

(The Origin of Phosphorites and Geological Factors of Deposits Formation)

By A. V. Kazakov

Summary

I. Evolution of ideas concerning the genesis of phosphorites

Nearly at the same time with the discoveries and geological investigations of phosphorite deposits, various conceptions of their genesis originated.

The first hypotheses on the origin of phosphorites belong to French and Belgian geologists (1855—1890), who proposed the organogenous ("biolithic") hypothesis of the formation of phosphorites directly from organic remains (Lyell in 1855, Daubrée in 1868, Cornet in 1886, and others).

This biolithic hypothesis was subsequently developed and rendered considerably preciser in a number of works on oceanography, chemistry and mineralogy by Murray, Renard, Philippi (1891—1908), Cayeux, Carnot, Collet (1893—1897, 1905), André (1908), Richards (1910), Mansfield (1918), and others.

This classical biolithic hypothesis of phosphorite formation was shared by most of the Russian geologists.

Somewhat later (since 1887), chiefly for a number of phosphorite deposits of the carbonate type, the hypothesis of continental superficial enrichment was advanced (eluvium—sink holes and metasomatism after the underlying limestones and chalk)—the deposits of the Somme Department of France, Monce in Belgium; the phosphorites of Tennessee and Florida; those of the "Khoher horizon" of the USSR (A. Dubiansky, 1937).

Standing apart are the new hypotheses of phosphorite formation as chemical sediments from sea water under definite oceanographic conditions:

a) The hypothesis of D. Condit, E. Finch and Pardee (1928)—the salt type of sedimentation from drying regressive basins with an increasing salt concentration.

b) The hypothesis of A. Kazakov (1934—1937)—the precipitation of calcium phosphate from sea water of the deep-water (bottom) currents, with their ascent to the region of continental (or island) shelves. This new genetic hypothesis was formed and deployed in a complex manner, on the basis of studies in the field of the physico-chemistry of natural phosphates, oceanography and geological and tectonic factors.

The variety of the hypotheses suggested concerning the origin of the phosphate matter of phosphorites may be reduced to three genetic groups and eight types:

Genetic group	Type of origin
I. Biolithic (marine)	<ol style="list-style-type: none"> 1. Direct remains of phosphatized skeletons and other hard parts of macroorganism (teeth, bones, skeletons, valves of shells, corpolites). 2. Biolithic diagenesis (bottom marine metasomatism) of the remains of plankton, nection and benthos.
II. Continental formation	<ol style="list-style-type: none"> 3. Bacterial phosphate accumulation. 4. Eluvium—sink holes ("residual deposits"). 5. Metasomatism after CaCO_3 in the process of gravitationa infiltration of solutions (of ground waters) to the underlying layers of carbonate rocks. 6. Hydrothermal.
III. Chemical sediments from sea water (phosphate facies)	<ol style="list-style-type: none"> 7. Drying relict basins. The usual salt type of precipitation from supersaturated solutions. 8. Precipitation of phosphates from sea water of deep-water currents with their approach to the region of continental or island shelves.

¹ Перевод А. С. Брашнинной.

Further on, in analyzing the principal factors of origin the author considers the latter genetic type, suggested by him, to be one of decisive importance; to this type refers the overwhelming majority of phosphorite deposits.

II. Physico-chemical factors of the origin of phosphorites

A. The phase structure of the phosphate matter of phosphorites

X-ray studies made in the recent years by a number of foreign investigators as well as by the X-ray laboratory of the Institute of Fertilizers and, Insecto-fungicides; special investigations of the structural bands of CO_2 in phosphorites; thermal methods and crystal optics, all are in agreement and have led to the following conclusions:

a) the phosphate matter of all phosphorites crystallizes in a lattice of the apatite structure;

b) for all of the platform and geosynclinal sedimentary phosphorites this apatite lattice essentially belongs to highly disperse fluor-apatite, and the CO_2 of these phosphorites practically belongs entirely to finely disperse calcite (phosphate-calcite co-agel, chemical syngenetic sediment from sea water);

c) only in very rare, genetically specific cases the CO_2 of phosphorite belongs to carbonapatite (the Silurian phosphorite concretions of Podolia, the Antonov-Lipovka phosphorites of the hydrothermal type, and possibly others).

The former ideas of the structure of the phosphate matter of phosphorites and the proposed formulas of "kurskite", "staffelite", "francolite", "collophane", etc. should be rejected. The phase structure of the phosphate matter of all the sedimentary phosphorites has been found to be identical.

B. Parameters of crystallization (stability) of minerals of the apatite group (geological environment)

From the experimental works of A. V. Kazakov (1936—1937) concerned with the $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{HF}-\text{H}_2\text{O}$ system in the fields of low concentration, the crystallization fields of 6 solid phases found have been determined.

The crystallization fields of phosphate phases and fluorite in the 25° isotherm of the system $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{HF}-\text{H}_2\text{O}$. (A. Kazakov, 1936 and 1937).

Solid phase	Composition of the equilibrium liquid phase			
	CaO mg/l	P_2O_5 mg/l	F mg/l	pH
$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 0.5\text{H}_2\text{O}$ $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$	≥ 80 from 80 to 6.0 from 6.0 to 140 and higher	≥ 150 from 150 to 3 from 3 to 0.005	0 0 0	6.40 6.4—7.0 from 7.0 to 9.2 and higher
Preliminary data (for $\text{pH} = 8 \pm 0.5$)				
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{F}, \text{OH})_2$ $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 + \text{CaF}_2$	$\left\{ \begin{array}{l} 20-30 \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} 0.10-0.05 \end{array} \right.$	$\begin{array}{l} 0-8 \\ 8-15 \\ \geq 15 \end{array}$	$\begin{array}{l} - \\ - \\ - \end{array}$

It is very interesting that these parameters of the crystallization fields of phosphate minerals of the apatite lattice coincide with the analogous parameters characteristic of the oceanic waters in the region of the upper and middle portions of the shelf (P_2O_5 , F, pH). The superficial oceanic waters (zones of phytoplankton), containing less than 5 mg of P_2O_5 in 1 m^3 , are already a "solvent" for phosphates, and under these conditions their crystallization naturally cannot occur (precipitation in the form of a chemical sediment).

III. Oceanographic factors of phosphate genesis (migration and sedimentation of phosphates)

The genetic environment of the migration of phosphates in the hydrosphere and the conditions of their sedimentation are considerably elucidated by an analysis of the oceanographic factors.

Vertical range of P_2O_5 in sea basins.

Seasonal variations in the P_2O_5 and CO_2 contents in the photosynthesis zone.

Relations between the values of P_2O_5 , CO_2 , pH and temperature of sea water.

Near bottom waters. Aggressivity of sea water, index of "alkalinity".

Regional distribution of P and CO_2 of oceanic waters.

Relation to plankton and deep-water currents. These relationships are reflected in the genetic hypothesis of the author (see V).

IV. Geological (geotectonical) factors of the genesis of phosphorite facies and deposits

The typical genetic complex of the conditions of phosphorite origin and formation of phosphorite deposits induces us to single them out to an independent geological "phosphorite facies", reflecting the characteristic paleogeographical and geochemical environment. The results of geological observations of phosphorite deposits enable a number of general geological relationships of phosphorite facies to be established.

1. Phosphorites—typical sediments and products of sea basins with a normal salinity.

2. Phosphorite sediments—layers confined to a strictly definite zone of the sea bottom—to the shelf.

3. Phosphorite facies characterized by a strictly definite paragenesis with relation to the synchronous sediments, both towards the shore line, and towards the deeper parts of the basin.

4. Characteristic of the phosphorite facies is also their internal mineral paragenesis ("indicators"):

Positive indicators	Calcite of high dispersity coagel with phosphate, glauconite (not always) $SiO_2 \cdot aq$ (gel).
Negative indicators	<p>a) Homogenous products of shallow-water, salt basins—gypsum, anhydrite, magnesite, primary dolomite, chlorides and sulphates of alkalies and magnesium, fluorite, barates.</p> <p>b) Organogenous-clastic limestones (and dolomites) of shallow-water basins.</p> <p>c) Products of a reducing medium of stagnant basins—siderites, FeS, probably chamosite.</p> <p>d) Caustobiolites, bauxites, kaolinites (as mass accumulations).</p>
Neutral-massive indicators	"Insoluble residues" (terrigenous component), pyrite, limonite, amorphous SiO_2 , organic matter, etc.

5. Structural types of phosphate columns of the platform types are usually characterized by one feature in common, that is, by consisting of four members:

- Basal conglomerate—the lower member of the phosphate column;
- Sands preceding the phosphates (arenaceous clays), slightly phosphatized;
- Main phosphorite layer;
- Sediments overlying the phosphorites with a decreasing P_2O_5 content.

6. Geological factors of the petrographical structure and quality of phosphorites:

a) Basal conglomerate—a passive phosphorite facies, reflecting the nature of the abraded rocks.

b) The upper structural elements of the phosphate columns are to a great extent

connected with the nature of the terrigenous, syngenetically sedimented, material brought from the land.

c) The total P_2O_5 content in the column of the phosphorite facies is a function of the ratio between the terrigenous (x), halmirolys (y) and chomogenous (z) components

$$P = f(x, y, z)$$

High-grade phosphorites are always confined to the series of carbonate sediments.

7. Geological factors of thickness (productivity) and quality of phosphorite layers. Relation between thickness and quality. Within a given phosphorite facies the productivity and quality of phosphorites are directly dependent on each other. As a rule, an increase in productivity is accompanied by an improvement of quality and vice versa.

Quantity passes to quality.

The change of productivity (and quality) of phosphorites usually follows strict laws and, other conditions being equal, is a function of the distance from the shore line. Examples;

a) Lower Permian phosphorite facies of the Cordilleric geosyncline of the Western states of USA.

b) Santonian phosphorites of the Aktiubinsk region of the USSR.

c) Lower Cretaceous (Cr. 1) phosphorites of the Upper Kama region of the European part of the USSR.

8. Migration of phosphorite facies. Phosphorite facies, like any other geological facies, are not synchronous throughout the whole area of their development, but are in general continuously forming, migrating specially according to definite laws, under the influence of geotectonical factors, together with the migration of the shelf of phosphate accumulation.

Examples of migration of phosphorite facies:

a) Upper Jurassic (Kl. i—Km) and Upper Cretaceous (Cm—Mst) sedimentary cycles within the area of Kuibyshev—Tchkalov—a transgressive migration from west to east.

b) Upper Paleozoic phosphorite facies of the western slope of the Southern Urals—a transgressive migration from east (Schwagerina age) to west (Upper Artinskian age), etc.

9. Relation to transgressions. The migration of the shelf of phosphate accumulation for platform phosphorite deposits is usually the result of transgressions of sea basins, and the lower structural element of phosphate columns—basal conglomerate—reflects this process.

For phosphorites of the geosynclinal type this relation to transgressions, with the initial stages of sedimentary cycles, is not so distinctly pronounced, and it is not unfrequent that phosphate accumulation is confined to the middle and even final stages (regressions) of the main sedimentary cycle.

10. Configuration of the sea "phosphate" basins. In analyzing the paleogeographical configuration of sea basins, depositing phosphorites within the region of their shelf, a number of common features and genetic relationships may be established:

a) The basins were sufficiently deep-water ones (no less than 200 m) and usually had deep-water communications with oceanic regions, which made possible the approach of ascending deep (bottom) currents, rich in phosphorus, to the shelf.

b) In closed or half-closed small epicontinental sea basins, in narrow sea firths projecting far into the continent, no indisputable cases of phosphate formation are known.

c) Neither does phosphate concentration occur in sediments of flysch nature (the type of the present sediments of the Black Sea coast of the Caucasus).

11. Geosynclinal and platform type of phosphorite facies. At present it may be considered as firmly established that the most intensive phosphate accumulation is confined to the shelves of large geosynclinal sufficiently deep-water sea basins connected with the world ocean:

a) "Tethys" for North African deposits confined to the boundary of the Upper Cretaceous and Tertiary sediments.

b) Upper Paleozoic basin (P_1)—for the Cordilleric geosyncline of the western states of USA.

c) Ural Paleozoic geosyncline—the newly discovered Artinskian (P_1^{Art}) phosphorite facies on the western slope of the Southern (and probably also Middle) Urals.

d) Old Paleozoic geosyncline of Kara-Tau (north-western range of Tian-Shan)—Sil. i.

As to the platform type of phosphorite facies, to which refer all of the Jurassic, Cretaceous and Tertiary phosphorite deposits known in the European part of the USSR, neither in the USSR nor in other countries of Europe and America do they attain the same thickness and concentration as those observed in the case of the above phosphorite facies of the geosynclinal type.

12. **Asymmetry of phosphorite facies.** In the topography of the greater part of the phosphorite facies known, especially those of the geosynclinal type, a topological asymmetry of the corresponding synchronous sea basins is distinctly observed with respect to the configuration of the shore line.

The geological and genetical sense of the "asymmetry" is usually explained by the opposite directions of the bottom (compensation) currents, bringing the dissolved phosphates to the shelf of phosphate accumulation, and of the superficial currents, poorer in phosphate, moving towards the opposite shore and unable to precipitate phosphates in the region of the shelf of this opposite shore.

13. **Geological age of phosphorite deposits.** The geological age proper of some individual phosphorite deposits has no direct genetic significance, since phosphorites under definite oceanographic conditions were formed and deposited during all of the geological periods, epochs and ages upon the corresponding oceanic shelves.

In the world ocean the processes of solution, migration and precipitation of calcium carbonates and phosphates are going on continuously. The attempts of a number of geologists to find a basis for the relation of phosphate accumulation with particular (catastrophic) epochs of a change (destruction) or "flourishing" of the fauna *en masse* not yet abandoned even at present, bear a certain resemblance from the standpoint of method to the views of Elie de Beaumont and Stille, which are now being rejected, as to particular periodically occurring epochs of orogenesis, manifested at the same time throughout the whole of the earth.

V. The author's hypothesis of the genesis of phosphorites and phosphorite deposits

1. The deep waters of sea basins (beginning from 200 m) are the chief reserves of the mobile dissolved phosphorus (phosphate), which enters into the cycle of a further migration and conversions through the agency of deep currents.

2. The principal sources of P, F, Ca and CO_2 of the sea water are:

a) Supply from the continents in river waters—solutions and mineral suspensions (P, F, Ca).

b) Mineralization of dead sea animal and vegetable organisms (plankton, necton, benthos),—chiefly for P and CO_2 .

c) Bottom sediments (agressivity of near-bottom waters).

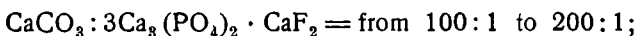
3. The main agent with the aid of which phosphates (and carbonates) of calcium pass into solution, is CO_2 , an increased content of which in the layers below the phytoplankton zone (deeper than 50 m) is due to oxidation processes of organic substances—mineralization of the remains of organisms falling to the bottom, processes of life activity of pelagic animal organisms, etc.

4. Since a considerable part of the dead microorganisms (plankton) falling to the bottom has time to decompose (mineralize), before reaching the depths of 500—1500 m, those layers are the richest in CO_2 and P_2O_5 . This maximum of the CO_2 and P_2O_5 contents for the waters of the Southern Atlantic Ocean lies at the depth of about 500 m.

5. In the case when these deep, cold waters, saturated with CO_2 and P_2O_5 (to 300—600 mg/m^3 of P_2O_5), are brought by deep-water currents to the continental shelf (shallow water) region, a decrease of the partial pressure of CO_2 inevitably takes place. This is favoured by a decrease of the hydrostatic pressure, a diffusion of the excess of CO_2 to the superficial layers of the phytoplankton zone, poorer in carbon dioxide, and the heating of ascending waters.

6. Due to the decrease of the partial pressure of CO_2 in these ascending layers of sea water the system of equilibrium established is disturbed, and the waters become supersaturated, in the first place with regard to CaCO_3 , which must be precipitated first (in the lower half of the shelf) forming calcareous sediments; somewhat later, in the upper half of the shelf, chiefly the crystallization of calcium phosphate must occur, with a residual precipitation of CaCO_3 .¹

The ratio of the masses thus precipitated should be approximately:



or in absolute values, the order of figures is: 50—80 g CaCO_3 and about 0.5 g calcium phosphate from 1 m^3 . These figures should be established more precisely by experiment. Still nearer the shore, in the photosynthesis zone, chiefly terrigenous material is deposited.

7. The chemical sedimentation of phosphate cannot take place in the photosynthesis zone where the phosphorus dissolved in sea water is energetically consumed by the phytoplankton; neither does it occur in the deep portions of the sea (approximately over 200 m—the continental slope), where the high CO_2 content prevents the formation of conditions of “supersaturation” with phosphate. From this standpoint the chemical sedimentation of phosphates takes place in the upper and middle parts of the shelf, that is, at a depth of about 100 ± 50 m.

8. In this way become clear and comprehensible the genetical sense of the “phosphorite facies” themselves, usually of a wide regional scale; the phenomena of their migration; the absence of phosphorite formation in continental fresh-water basins and closed shallow-water sea basins, as well as in drying basins with an increasing salt content, usually also shallow-water ones. The absence of phosphorites, on the one hand in the littoral facies of the strand, and on the other, in the deep-water facies, and their being everywhere confined to the characteristic intermediate facial fields—i. e. to the shelf, is also explained, as well as the absence of a direct genetic relation with organic matter.

¹ In most phosphorites, usually no less than 10 per cent of CaCO_3 are contained.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Эволюция представлений о генезисе фосфоритов	3
Физико-химические факторы генезиса	10
I. Фазовая структура фосфатного вещества фосфоритов	10
II. Система равновесий $\text{CaO}-\text{P}_2\text{O}_5-\text{HF}-\text{H}_2\text{O}$ Поля кристаллизации фосфатных минералов и флюорита	12
Океанографические факторы генезиса (миграция и осаждение фосфатов, карбонатов, кремнезема)	15
I. Сезонные изменения в распределении P_2O_5 , CO_2 , O_2 , Si, N в поверхностных слоях океанических вод	16
II. Вертикальное распределение P_2O_5 , CO_2 , O_2 , Si, N в морских бассейнах	18
III. Величины pH морской воды и их связь с концентрацией CO_2 , P_2O_5 , температурой и давлением (глубиной)	20
IV. Растворяющее действие морской воды (агрессивность). Показатель „щелочности“	21
V. Региональное распределение P, CO_2 , O_2 и Si морских вод. Связь с планктоном и течениями	25
Геологические (геотектонические) факторы формирования фосфатных фаций и месторождений	31
I. Основные понятия о геологических фациях	31
II. Фосфатные фации	33
1. Фосфориты — типичные осадки и образования морских бассейнов нормальной солёности	34
2. Фосфоритные осадки приурочены к шельфу	34
3. Структурные типы фосфоритных колонок	34
4. Геологические факторы петрографической структуры и качества фосфоритов	35
А. Анализ общих закономерностей	35
Б. Базальный конгломерат	36
В. Верхние структурные элементы типовых фосфоритных и платформенных колонок	37
Г. Валовое содержание P_2O_5	37
Д. Примеры закономерностей	37
5. Геологические факторы мощности (продуктивности) фосфоритных слоев. Связь мощности и качества	41
А. Общий обзор	41
Б. Пермская фосфатная формация Кордильерской геосинклинали зап. штатов США	41
В. Сантонские фосфоритные поля Актюбинского района	52
Г. Нижнемеловые фосфориты Верхне-Камского района	55
6. Биогенез фосфоритных и бесфосфоритных фаций	55
А. Фации платформенного типа	55
Б. Фации геосинклинальных бассейнов	57
В. Организмы и фосфаты	60
Г. Биогенный и минеральный парагенез фосфоритных фаций	61
А. Фациальный парагенез	61
Б. Минеральный парагенез	62
8. Миграция фосфоритных фаций	65
9. Связь с трансгрессиями	67
10. Конфигурация морских „фосфатных“ бассейнов и асимметричность фосфоритных фаций	68
11. Геосинклинальный и платформенный типы фосфоритных фаций	70
12. Геологический возраст фосфоритных месторождений	72
13. Геотектонические факторы	72
Гипотеза автора о генезисе фосфоритов и фосфоритных месторождений	72

Методология даьнейших исследовательских работ по изучению образования фосфоритов и тополдгии фосфоритных фаций	
I. Очередные исследования по физико-химии и биохимии природных фосфатов.	
II. Очередные исследования океанографического типа	
III. Геологические исследования	
IV. Региональная тематика. Элементы прогноза	
1. Восточно-европейская платформа	
2. Геосинклинальные области	
Указатель литературы по генезису фосфоритов и фосфоритных месторождений . . .	
Summary	

Ответств. редактор *Е. И. Шур.*

Технич. редактор *Е. А. Хвиливицц.*

Корректор *О. Л. Лещенко.*

Леноблгорлит № 3560. Сдано в набор 2/IV 1939 г. Подписано к печати 14/VII 1939 г.
Колич. учетно-авт. листов 13,92. Печ. листов $6\frac{3}{4}$. Колич. бум. листов $3\frac{3}{8}$. Колич. печат.
в бум. л. 165,000. Форм. бум. $70 \times 105\frac{1}{16}$. Индекс ХЛ-20-5-4 Заказ № 862. Тираж 1000 !

2-я типо-литография Гидрометеониздата, Ленинград, набережная 9 Января, 32.

A. V. KAZAKOV

THE PHOSPHATE FACIES

I

THE ORIGIN OF PHOSPHORITES AND GEOLOGICAL FACTORS OF DEPOSITS FORMATION