

3. Соболев Д. Польско-Украинская перигляциальная эоловая формация // Изв. Укр. отд. Геол. комитета. -1925. -Вып 6. -С.51-78.
4. Горецкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. -1958. -№22. -С.3-23.
5. Горецкий Г.И. Генетические типы и разновидности отложений перигляциальной формации // Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. -Минск, 1961. -С.107-125.
6. Холмовой Г.В. Стадии перигляциального режима и их отражение в строении аллювиальных свит (на примере бассейна Дона) // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. -Кишинев, 1986. -С.105-106.
7. Холмовой Г.В. О влиянии на строение аллювия различных стадий перигляциального режима // Бюл. Комис. по изучение четвертичн.периода. -1988. -№57. -С.90-100.
8. Холмовой Г.В. Новейшие континентальные формации Среднерусской возвышенности и Окско-Донской низменности (типизация, геологическое строение, полезные ископаемые): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - М., 1988. -35с.
9. Холмовой Г.В. Неоген-четвертичный аллювий и полезные ископаемые бассейна Верхнего Дона. - Воронеж, 1993. -100с.
10. Холмовой Г.В., Глушков Б.В. О корреляции крупности и сортировки песков из различных фаций и типов аллювия в бассейне Верхнего Дона // Литология и полезные ископаемые Воронежской антеклизы. -Воронеж, 1982. -С.140-146.
11. Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона / Р.В.Красенков, Г.В.Холмовой, Б.В.Глушков и др. - Воронеж, 1984. -212с.
12. Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона / Г.В.Холмовой, Р.В.Красенков, Ю.И.Иосифова и др. -Воронеж, 1985. -144с.
13. Грищенко М.Н. Плейстоцен и голоцен бассейна Верхнего Дона. - М., 1976. -230с.
14. Палеолит Костенковско-Борщевского района на Дону, 1879-1979: Некоторые итоги полевых исследований. -Л., 1982. -286с.
15. Холмовой Г.В., Нестерова Е.В. Костенки 21 - голостратотип аллювия высокого уровня первой надпойменной террасы Дона // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. -1996. -№2. -С.57-63.

УДК 553.64 (470.3)

## **К ВОПРОСУ О БАКТЕРИАЛЬНО-ВОДОРОСЛЕВОЙ ПРИРОДЕ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ФОСФАТОВ В ЖЕЛВАКОВЫХ ФОСФОРИТАХ И ФОСФАТОНОСНЫХ РОССЫПЯХ**

**С.В.Мануковский, В.И.Беляев**

*Воронежский государственный университет*

Применение растровой электронной микроскопии, микрозондирования и других прецизионных методов исследования позволяет в фосфоритах различных генетических типов выявить признаки их бактериально-водорослевого происхождения. Фосфатное вещество различных модификаций в желваковых фосфоритах сеноманского возраста и зернистых фосфоритах (фосфатоносных россыпях) кампанского яруса в значительной степени сложено фосфатизированными остатками синезеленых, диатомовых водорослей, кокковидными бактериями.

Петрографическими исследованиями желваковых фосфоритов Восточно-Европейской платформы установлено присутствие в фосфатах различного морфологического облика многочисленных органических остатков, что позволило Г.И.Бушинскому сформулировать концепцию биохимического происхождения фосфоритов [1]. К наиболее распространенным видам органики в желваково-конкреционных фосфоритах относятся фораминиферы, радиолярии, копролиты, фрагменты скелетов и обломки органических остатков, зубы и позвонки рыб, псевдоморфозы по растительным остаткам, фосфатизированные скопления-участки илов колломорфного строения и так далее. Вся перечисленная органика сложена фосфатным минералом курскитом, представленным тремя модификациями: изотропным, микрокристаллическим и радиально-лучистым [2], отражающими различные генерации диагенетического фосфоритообразования.

В конце семидесятых годов, после значительных океанографических исследований и привлече-

ния к изучению фосфоритов растровой электронной микроскопии и микрозондирования, все большее признание получает теория Г.Н.Батурина [3]. Образование фосфоритов и формирование их месторождений происходит в пять стадий: 1-поступление фосфора в бассейн седиментации; 2-потребление и концентрация его биосом; 3- отмирание и выпадение в осадок богатой фосфором органики; 4- диагенетическое его перераспределение, фосфатизация осадков, образование конкреций и пеллет; 5- переувлажнение осадков и обогащение их фосфоритами различных петрографических типов.

Приповерхностные воды, обогащенные кислородом в зоне активной аэрации, обеспечивают большую концентрацию фитопланктона и активный фотосинтез. Это приводит к интенсивной биоаккумуляции фосфора из морской воды. На этой стадии фосфор из состояния истинных растворов морской воды переводится в фитогенную, отчасти в зоогенную форму.

На следующей стадии фосфатные соединения, потребленные фитопланктоном, переводятся в осадок. Причем фосфор оседает на дно не только в виде отмершего фитопланктона, но и в составе другого биогенного детрита - зоопланктона.

Впервые высказанное в 1965 году предположение Спандерашвили Г.И. о широком участии в образовании фосфоритов бактерий и водорослей [4] было неожиданно и такие образования долгое время считались уникальными. Однако, с середины 80-х г.г. эта теория получила значительное развитие. Использование сканирующей растровой микроскопии с разрешающей способностью до десятитысячных долей миллиметра позволило выявить бактериально-водорослевую природу не только желваковых и зернистых, но и афанитовых, микрозернистых фосфоритов. Речь идет о фосфатизированных остатках различного рода бактериальных сообществ и прежде всего цианобактерий [5]. Еще ранее на микробный фактор фосфатообразования и бактериоморфные постройки различных фосфоритов указывали Ю.Н.Занин и другие [6,7]. В подтверждение гипотезы о микробной природе некоторых фосфатов были опубликованы типы ультрамикроструктур фосфоритов [8,9].

Обстоятельная сводка с анализом всех представлений, касающихся морфологии, состава и генезиса так называемых «фосфатных пеллет» произведена В.Н.Холодовым и Р.К.Пауль [10]. Ими на примере фосфоритов Каратау путем тщательного петрографического изучения выявлены практически все встречающиеся морфологические типы фосфатных частиц, объединенных общим названием «пеллета» и имеющих бактериально-водорослевое происхождение.

С этих же позиций возможно уточнение генезиса некоторых типов желваковых фосфоритов и на Воронежской антеклизе. Речь идет о копролитах, колломорфно-сгустковых фосфатах в цементе, концентрических фосфатных оболочках на зернах терригенных и аутигенных (глауконит) минералов в фосфатоносных россыпях. Копролиты имеют широкое распространение во всех возрастных группах мезозойских фосфоритов Воронежской антеклизы. Наиболее широко они распространены в сеноманских и сантонских отложениях, нижнекампанских россыпях и петрографически представлены зоо- и фитогенными типами [2].

Аналогом копролитов по морфологии и составу среди выделенных В.Н.Холодовым и Р.К.Пауль являются «пеллеты, имеющие овальный, линзовидный или ромбовидный контур. Внутренние части такой пеллеты обычно сложены фосфатом, окрашенным в проходящем свете в темно-желтый цвет. Фосфат импрегнирован большим количеством точечных включений оксидов железа, пирита и органического вещества. Иногда, но далеко не всегда, фосфатное зерно окружено тонкой оторочкой раскристаллизованного фосфата» [10].

По мнению авторов, такого рода пеллеты (аналоги наших копролитов) представляют собой «совокупность форменных элементов синезеленых водорослей, а также бактериально-водорослевых микроколоний, процветавших ... в наиболее мелководной, прибрежной части палеоводоема». Многие из этих бактериально-растительных сообществ прижизненно концентрировали в себе фосфор так, как это имеет место среди современных водорослей и бактерий.

Не отрицая полностью природы копролитов как экскрементов роющих донных организмов, можно допустить, что часть их имеет бактериально-водорослевую природу, как это было показано выше. Однако, дать количественную оценку копролитов различного происхождения в настоящий момент не представляется возможным.

Следующая, достаточно широко распространенная модификация - колломорфно-сгустковый (изотропный и микроскопический) фосфат, образующий в фосфоритах цементы всех типов. По Г.И.Бушинскому [1] эти фосфаты отвечают «гроздевидным» разностям ранней генерации. Колломорфно-сгустковая модификация не имеет прямых аналогов в выделенных В.Н.Холодовым и Р.К.Пауль фосфатных пеллетах, но близко отвечает их округлошаровидным и изометрическим типам.

Механизм образования фосфатов такого типа может быть объяснен результатами получения в лабораторных условиях морфологически подобных форм. При постоянной повышенной активности динамики среды (кручение и вращение) на ранних стадиях опыта возникали отдельные округлые комочки, центр которых сложен фосфатным осадком, а периферия - нитями водорослей. В результате может быть сформирована глобулярная структура.

Третий морфологический тип фосфатов, также достаточно распространенный в желваковых фосфоритах - пленочный. Он либо обволакивает фосфаты более ранней генерации, копролиты, терригенные, аутигенные минералы, либо крустифицирует, выстилает поры и пустоты в фосфатно-зерновом пространстве (2-ая стадия выпадения фосфатов по Г.И.Бушинскому). По представлениям В.К.Орлеанского и других [11] пленочный тип фосфатов образуется при обволакивании нитями водорослей округлых, глобулярных фосфатных зерен, а также, вероятно, минералов и обломков фауны. При многократно повторяющемся процессе в условиях подвижной гидродинамики количество пленко-оболочек может достигать трех. Это отчетливо прослеживается при простом микроскопическом изучении фосфатоносных россыпей, где пленочный тип фосфатизации представлен очень широко [2].

Природа радиально-лучистого фосфата, крустифицирующего порово-пустотное межзерновое пространство в конкрециях, может быть истолкована двояко. Во-первых, радиально-лучистый фосфат может быть более поздней генерацией и образован

ваться, вероятно, в результате раскристаллизации первоначально изотропно-микроскопического. С других позиций кристаллические фосфатные оболочки представляют собой результат метасоматического замещения оболочек спор, имеющих первичное строение отличное от строения основной массы.

Наши наблюдения не позволяют согласиться с последней позицией. Слишком очевиден процесс раскристаллизации, а радиально-игольчатое первичное строение оболочек спор представить слишком сложно.

Наконец, широким распространением в желваковых фосфоритах пользуются несертифицированные фосфаты, представляющие собой изотропно-микроструктурную (с фрагментами крустификационной) массу. Эта модификация фосфатов характерна для глинистых [1] или органогенно-литогенных фосфоритов [12] с базальным типом цементации. Подобный тип фосфатизации формировался на участках первоначально карбонатных илов, переполненных остатками микроорганики – фораминиферами, радиоляриями, сферами или полусферами, неподдающимися диагностике.

Отмеченные признаки бактериально-водорослевой природы различных типов фосфатов в желваковых фосфоритах и фосфоритоносных россыпях свидетельствуют о биогенном образовании указанной выше группы фосфатов. Совместное нахождение копролитов, колломорфно-сгустковых и пленочных фосфатов, а также особенности их строения, можно рассматривать как систему бактериально-водорослевых (бактериально-растительных) сообществ или колоний. Матрицей или скрепляющим материалом всей массы являлись единичные и подвижные нити водорослей, образующие своеобразную ткань.

Затухание или снижение активности гидродинамического режима в бассейне седиментации приводили к формированию общей биогенной оболочки для значительных участков фосфатно-нефосфатной, органогенно-обломочной массы ранней генерации. По мере активизации гидродинамики большие участки дробились, нити водорослей получали дополнительную возможность перемещаться, свободно двигаться. Расползаясь веерообразно, они покрывали 2-3 небольших участка более ранних генераций, образуя уже для них общую оболочку. При частых сменах активности гидрорежима возникшие участки с разными микроструктурами объединяются снова. Такое постоянное и характерное явление приводит к образованию так называемых «колец нарастания» [1], количество которых в желваке может достигать трех.

При изучении ультрамикроструктур, как желваковых, так и зернистых фосфоритов (Полпинское и Унечское месторождения Брянской области), в них с применением растровой электронной микроскопии установлено широкое развитие фосфатизированной микроорганики [2]. Наиболее распространены и в органогенно-литогенных фосфоритовых

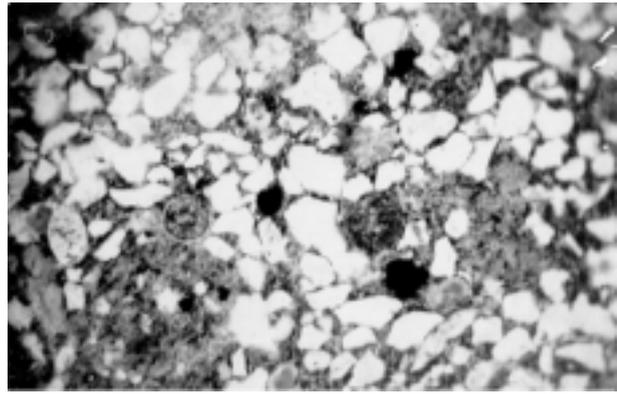


Рис.1. Фосфатизированные радиолярии в цементе песчанистого фосфорита. Ув. 160.

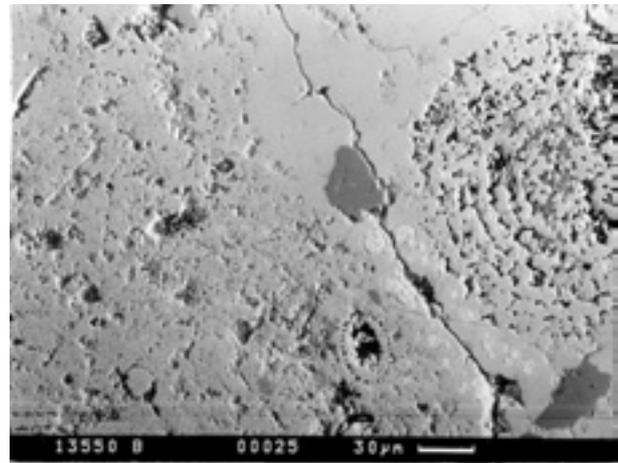


Рис.2. Фосфатизированная радиолярия в фосфорите органогенно-литогенного типа. Ув. 450.

желваках и в фосфатном цементе литогенных (песчанистых) фосфоритов радиолярии. Размер этого вида зоопланктона колеблется от 100 до 150 мкм (рис.1,2). Другим представителем зоопланктона, часто встречающимся в фосфоритах, особенно в органогенно-литогенных, являются фораминиферы. Отдельные участки цемента в фосфоритах глинистого типа насыщены этой микроорганикой, что может свидетельствовать об их образовании в карбонатно-фораминиферовых илах. Сохранность фораминифер различна: от обломков до раковин с четким строением. Среди них чаще встречаются однокамерные (рис.3), хотя в большом количестве отмечаются и двух- и многокамерные (до 7) (рис.4). Форма их округлая, овальная или башенкообразная, пирамидальная, размер колеблется от 10 до 65 мкм.

Степень замещения материнского субстрата курскитом (минералом группы фторкарбонатапатитов), определяемая микронзондовым анализом, различна. Раковины и фораминифер и радиолярий, как правило, фосфатизированы целиком. Иногда сохраняются участки с их реликтовым карбонатным или, соответственно, опаловым составом. Полное замещение опала курскитом в радиолярии демонстрируют рисунки 2 и 5. Здесь фосфор полностью заместил кремний и на рисунке распределения фосфора

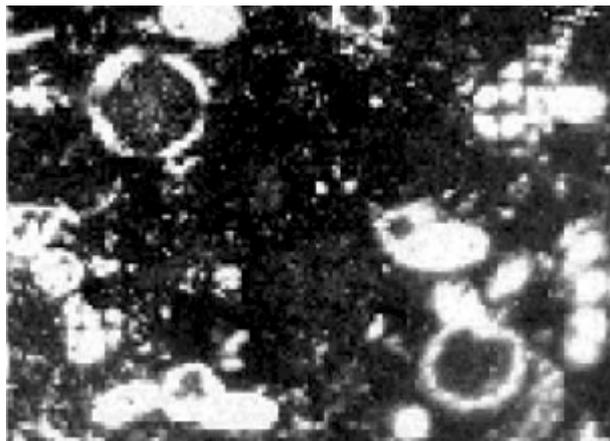


Рис.3. Однокамерные фораминиферы в базальном цементе органогенно-литогенного фосфорита. Ув. 800.



Рис.4. Двух- и многокамерные фораминиферы в базальном цементе органогенно-литогенного фосфорита. Ув. 1100.

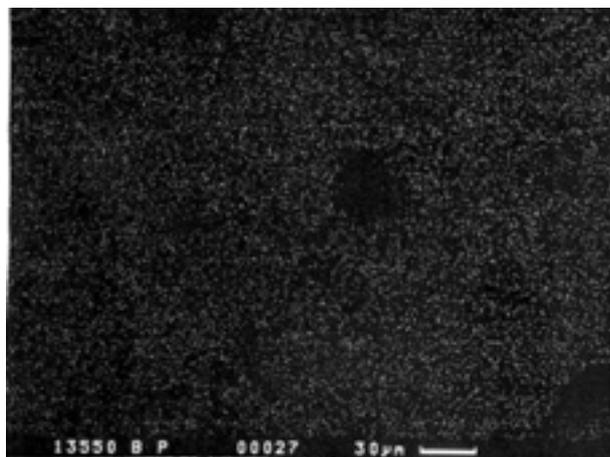


Рис.5. Микрозондовый снимок. Распределение фосфора в цементе органогенно-литогенного фосфорита с радиолярией. Ув. 450.

видно его одинаковое содержание и на участках с фосфатным цементом и на участке с раковинной.

Несмотря на то, что первые сведения о бактериоморфных ультрамикроструктурах желваковых фосфоритов Воронежской антеклизы нами были получены в середине 80-х годов, вопрос о масштабе микробиальности фосфоритов остается до конца

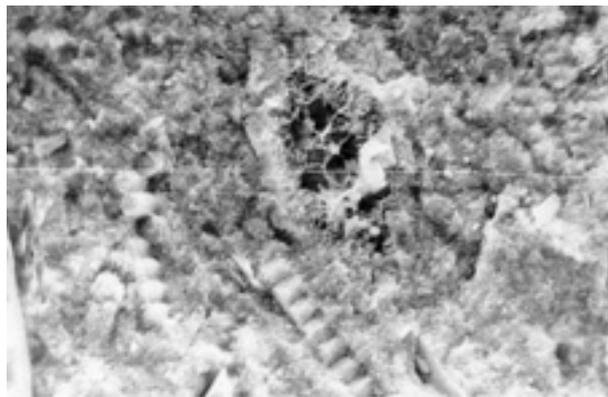


Рис.6. Ленточные обрывки синезеленых водорослей в органогенно-литогенном фосфорите. Ув. 1300.

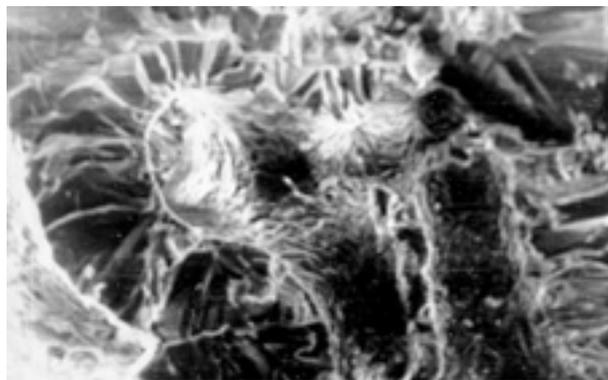


Рис.7. Кокколитофориды с фосфатизированными панцирями. Ув. 1100.

неопределенным. В желваковых фосфоритах сеноманского возраста и в зернистых фосфоритах кампана с помощью растрового сканирующего микроскопа установлено присутствие кокковидных бактерий, синезеленых, диатомовых, одноклеточных жгутиковых водорослей, бактериальных матов и их фрагментов.

Синезеленые водоросли, широкое развитие которых в микрозернистых фосфоритах Каратау и Хубсугула отмечали многие авторы [7,10,13,14], распространены и в желваковых фосфоритах северо-западной части антеклизы. В фосфоритах (преимущественно органогенно-литогенного петрографического типа) при 1500 – кратном увеличении наблюдаются обрывки цепочечных, ленточных водорослей, длиной 30-40 и шириной 4-5 мкм (рис.6).

Кроме цианобактерий, характерных, прежде всего, для протерозойско-кембрийских фосфоритов, в познемеловую эпоху значительное развитие получили кокковидные образования. Кокколитофориды имеют размер 50-55 мкм (рис.7). Изначально известковый материал пластинок, из которых состоят панцири этих жгутиковых водорослей, замещен курситом.

Кокковидные бактерии в фосфоритах встречаются как в виде разрозненных индивидов, так и в виде скоплений и сплошных масс. Размер единичных бактерий колеблется от 1,5-2 до 6-7 мкм

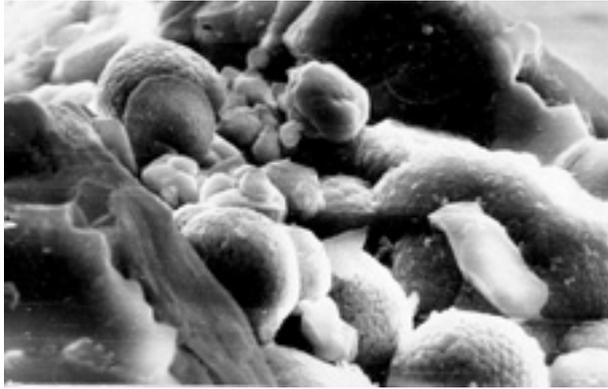


Рис.8. Кокковидные фосфатизированные бактерии в цементе песчанистого фосфорита. Ув. 3150.

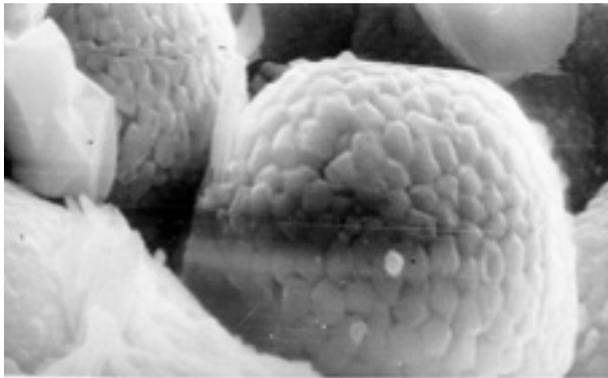


Рис.9. Поверхность кокковидной бактерии, сложенной курскиковыми гексагональными короткопризматическими призмами. Ув. 11900.

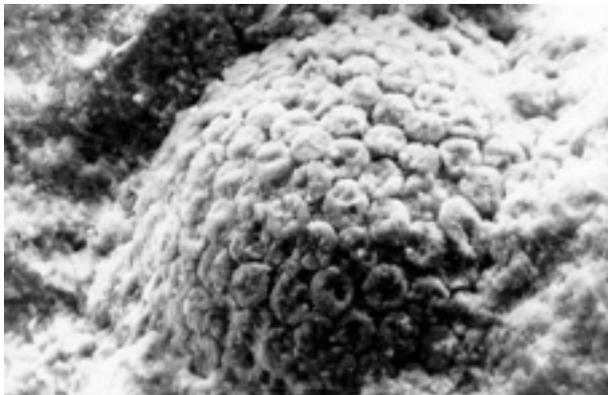


Рис.10. Фосфатизированная колония микрококков, собранных в кластер. Ув.1000.

(рис.8,9). В других случаях микрококки собраны в колонии сферической формы – кластеры (рис.10). Подобная организация колоний характерна, как видно, не только для современных цианобактерий, но и для ископаемых мелового периода.

Некоторые кокковидные бактерии тонкими нитевидными отростками связаны с поверхностью субстрата. На отдельных участках в фосфоритах отчетливо выделяются также сетчатые тяжи (рис.11), образующие вместе с бактериями бактериально-водорослевые маты.

Часто отдельные бактерии, сливаясь друг с другом, образуют более крупные глобулы или

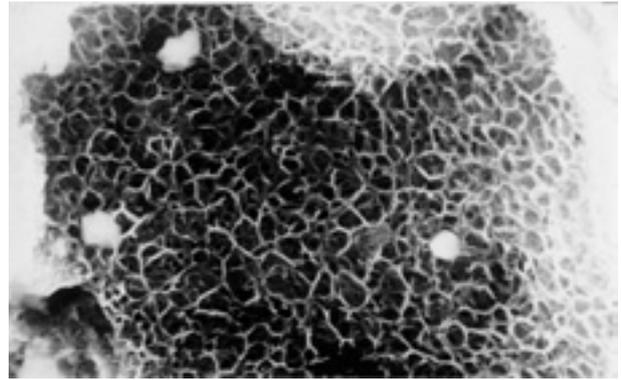


Рис.11. Фрагмент бактериально-водорослевого мата в фосфатном цементе песчанистого фосфорита. Ув. 3030.

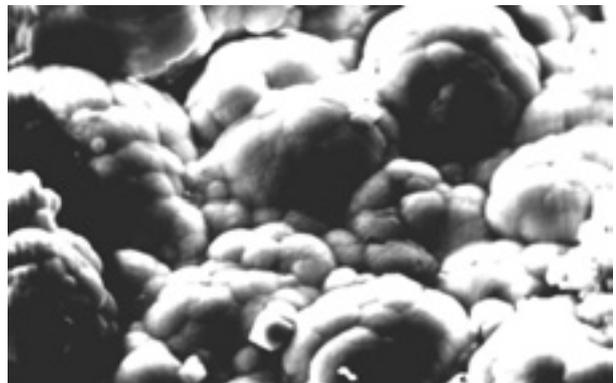


Рис.12. Глобулярная ультрамикроструктура фосфатного цемента. Ув. 1200.

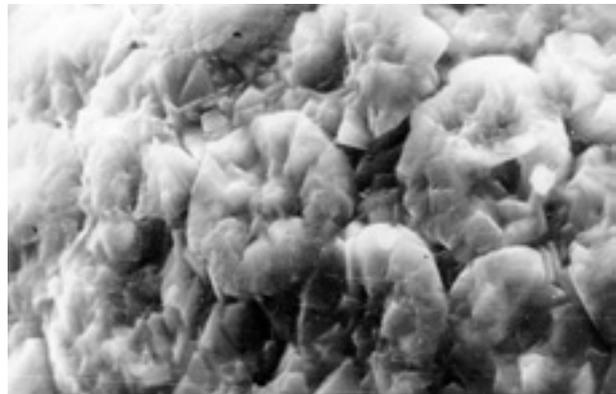
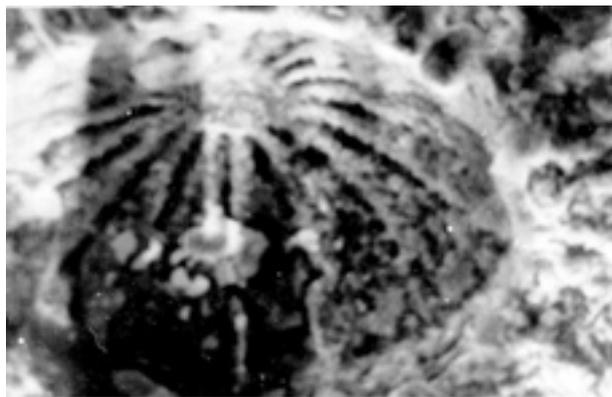


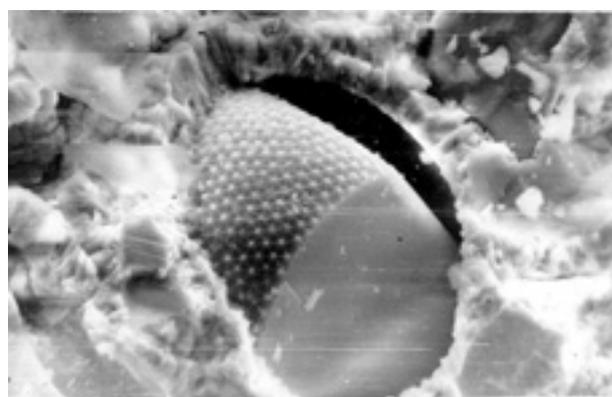
Рис.13. Радиально-лучистая ультрамикроструктура фосфатизированных бактерий. Ув. 4250.

сплошные массы с глобулярной поверхностью на сколе фосфорита (см. рис.10, рис.12). При дальнейшей перекристаллизации в глобулах выявляется четкая радиально-лучистая ультрамикроструктура фосфатного вещества (рис.13). Образование глобул (широко распространенных в желваковых фосфоритах) в результате агрегации бактериальных форм, позволяет говорить о ведущей роли бактериально-водорослевой деятельности в формировании этих фосфоритов.

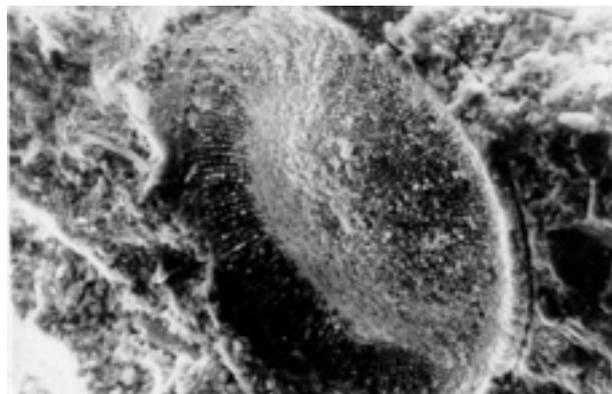
Кроме синезеленых и жгутиковых водорослей, в фосфоритах познемеловой эпохи имеют значительное развитие и диатомовые водоросли



**Рис.14. Фосфатизированный панцирь диатомовых водорослей в органогенно-литогенном фосфорите. Ув. 1570.**



**Рис.15. Диатомея в органогенно-литогенном фосфорите, в полости от выщелоченной спиккулы. Ув. 1150.**



**Рис.16. Панцирь *Coscinodiscus* Ehr. класса центральных диатомовых водорослей в органогенно-литогенном фосфорите. Ув. 1060.**

(рис.14,15,16). Фосфатизация их опаловых панцирей способствовала хорошей консервации, благодаря чему некоторые водоросли можно отнести к роду *Coscinodiscus* Ehr. класса центральных (см. рис.15). Характерно, что температурные условия обитания диатомовых более жесткие (18-21°C), чем синезеленых водорослей (21-23°C). Этот факт подтверждает палеогеографические реконструкции [15]: исследуемый регион Полпинского и Унечского фосфори-

товых месторождений в познемеловую эпоху находился в умеренных широтах (40-45°С.Ш.), намного севернее оптимальных для фосфоритонакопления.

Подводя итоги выше сказанному можно сделать следующие выводы.

1. Определяющим фактором образования как желваковых, так и зернистых фосфоритов является биогенный фактор. Концентрация фосфора в бактериально-водорослевых микроколониях происходила как в прижизненном состоянии, так и в отмершем, в результате замещения органического углерода фосфором.

2. Гидродинамический режим влияет на особенность фосфоритообразования на всех его стадиях. На начальном этапе он определяет формирование гранулометрического и минералогического состава илов – арены последующего диагенеза, образования желваковых и зернистых фосфоритов. На последующем этапе гидродинамика играет рудообразующую роль: в пределах положительных форм подводного рельефа происходит ее активизация и, как следствие, сгущение и концентрация желваков в фослои, шлихование фосфатных зерен и тяжелых минералов, то есть образование россыпей.

3. Гидродинамический режим в сочетании с биогенным и, как установлено, бактериально-растительным фактором предопределяет формирование всего разнообразия петрографических типов фосфоритов и фосфатносыльных россыпей, меняя подчас установившееся представления об условиях образования некоторых из них. Речь идет о глинистых, органогенно-литогенных, органогенных и других петрографических типах. Ранее считалось [1,11], что указанные разности, где фосфатный цемент и фосфат вообще являются преобладающими, формировались в условиях ослабленного гидрорежима, в отрицательных формах подводного рельефа (депрессии, впадины). С других позиций подобные участки характеризуются как раз активной средой осадконакопления в условиях побережья или морского мелководья, то есть, «в условиях полного господства кислородосодержащих вод, в непосредственной близости к кислородносероводородной границе» [12,13].

4. Биолитная гипотеза возрождается на новом уровне.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины // Тр. ГИН АН СССР. Геол. сер. -1954. -Вып. 156. -№67. -307с.
2. Савко А.Д., Беляев В.И., Мануковский С.В. Фосфориты Центрально-Черноземного района. -Воронеж, 1994. -180 с.
3. Батулин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. -М., 1978. -232 с.
4. Спандерашвили Г.И. Фосфориты Горной Шории // Фосфориты Западной Сибири. -М., 1965. -С.14-65.
5. Проблемы фосфатной геологии. Тез. докл. Междунар. симпозиума. -М., 1995. -40с.

6. Занин Ю.Н. и др. Бактериоморфные образования в желваковых и зернистых фосфоритах // Геология и геофизика. -1987. -№2. -С.43-49.
7. Занин Ю.Н. и др. Микробиаальный фактор фосфоритообразования // Проблемы геологии фосфоритов (Тез. докл. и путеводитель VI Всесоюзного совещания). -Таллин, 1998. -С.21-22.
8. Батурын Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры океанских фосфоритов. -М., 1979. -202с.
9. Миртов Ю.В. и др. Ультромикроструктуры фосфоритов. -М., 1987. -223с.
10. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Фосфатные пеллеты фосфоритов Каратау как показатель их генезиса // Литология и полезные ископаемые. -1995. -№1. -С.61-75.
11. Орлеанский В.К. и др. Лабораторное моделирование онколитоподобных фосфатных образований // Литология и полезные ископаемые. -1994. -С.127-130.
12. Полянин В.А. Фосфориты Среднего Поволжья. -Казань, 1969. -192 с.
13. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Новая гипотеза происхождения фосфоритов // Природа. -1993. -№2. -С.28-30.
14. Холодов В.Н., Пауль Р.К. Проблемы генезиса фосфоритов // Литология и полезные ископаемые. -1993. -№3. -С.110-125.
15. Брагин Ю.Н. Новый тип фосфоритов в глауконитовых формациях Восточно-Европейской платформы // Сов. геология. -1991. -№1. -С.41-50.

УДК. 551.24.053:549.324.61 (470.324)

## ОСОБЕННОСТИ ИЗОТОПИИ СЕРЫ, ПОВЕДЕНИЯ ЛАНТАНОИДОВ И МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПИРИТАХ И МАРКАЗИТАХ ВОРОНЕЖСКОЙ АНТЕКЛИЗЫ

В.И.Сиротин<sup>\*</sup>, Ю.Ю.Бугельский<sup>\*\*</sup>, В.М.Новиков<sup>\*\*</sup>, А.Д.Слукин<sup>\*\*</sup>

*\*Воронежский государственный университет*

*\*\*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г.Москва*

Впервые рассматриваются типоморфные особенности пирита и марказита (по содержанию лантаноидов, урана, тория и микроэлементов), приуроченных к разновозрастным осадочно-метаморфическим и осадочным комплексам Воронежского кристаллического массива и антеклизы. Типоморфные особенности этих минералов позволяют рассматривать их в качестве индикаторов перерывов в осадконакоплении, этапности осадочного породообразования и смены геодинамического режима.

Перерывы в осадконакоплении являются важнейшими вехами рубежей геологических событий, фиксируя этапы континентального развития регионов. В осадочном чехле платформенных образований перерывы "маркируются" несогласиями, разделяющими его на структурные этажи и отражающими цикличность в геодинамическом развитии тектонической структуры. К поверхностям несогласия обычно приурочены коры выветривания, а также коррелятные им континентальные отложения [1,2].

Ранее нами [2 и др.] выделено 6 рангов перерывов по продолжительности, отвечающей данным геоморфологической стратиграфии, этапности осадочного породообразования и тектонического развития, а также принципам структурирования и иерархичности стратисферы. В настоящее время целесообразно выделить 7 рангов перерывов, разделив глобальные перерывы 3-го ранга на два самостоятельных – 3-го и 4-го ранга, возможность такого разделения нами допускалась и ранее [1]. Итак, по продолжительности выделяются:

1) глобальные 1-го ранга, гигацикловые, соответствующие циклам Уилсона, продолжительностью до 3-х галактических лет (180-540 млн. лет); 2) глобальные 2-го ранга, мегацикловые, соответствующие циклам Бертрана, продолжительностью до 1-го галактического года (90-180 млн. лет.); 3) гло-

бальные 3-го ранга, гиперцикловые, соответствующие удвоенным циклам Штилле, продолжительностью догалактического полугодия или до одного драконического периода (45-90 млн. лет); 4) глобальные 4-го ранга, межформационные, соответствующие циклам Штилле, продолжительностью до четверти (квартала) галактического года (22.50-45.00 млн. лет); 5) региональные 5-го ранга, межформационные, соответствующие одной восьмой галактического года (8-10 –22.50 млн.лет.); 6) региональные и местные 6-го ранга, внутрiformационные (1-2 –8-10 млн.лет); 7) 7-го ранга, местные, локальные, малоплощадные (менее 1 млн. лет). Предложенная классификация хорошо увязана с современными представлениями об общей направленности геодинамического развития Земли – от становления Пангей до их последующего распада с образованием новых океанов и материков, с циклами Уилсона, Бертрана, Штилле [3]. Кроме того, как нами ранее указывалось [1], классификация имеет и методическое обоснование. Так, перерывы 1-го ранга фиксируются в осадочно-метаморфических комплексах в фундаменте древних платформ метаморфизованными корами выветривания; перерывы 2-го и 3-го ранга потенциально могут содержать коры выветривания широкого (латерального) межрегионального развития с интегрированием нескольких эпох выветривания; перерывы 4-го и 5-го рангов