

УДК 546.18(470.311)

## ФОСФОРИТЫ ПОДМОСКОВЬЯ (ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИИ)

*К. М. Седаева, Е. И. Чика, С. Ю. Николаев*

Установлено, что формирование фосфоритов обусловлено влиянием тектонического, климатического, палеогеоморфологического и биогенного факторов. Источник фосфата может быть разным (образования коры выветривания и (или) биогенное продуцирование, а способ его осаждения в основном бактериальный.

Фосфориты Подмосковья известны давно [1—3, 8—10]. Однако нет обобщающей работы, посвященной истории формирования и локализации полезного ископаемого в донеогеновых отложениях, начиная от мобилизации вещества в источниках сноса и кончая постдиагenezом сформированных пород, несмотря на то что накоплено огромное количество общегеологических и региональных данных по геологии и палеонтологии и материалов, полученных при исследовании Мирового океана. В связи с этим авторами предпринята попытка в свете новых данных и детальных литологических исследований фосфатсодержащих пород Подмосковья показать влияние каждого фактора на характер и масштабы локализации полезного компонента во времени. Реконструкция их сложной и длительной истории проводилась на основе стадийного анализа, ибо различные фосфатные компоненты формировались в результате интеграции и (или) дифференциации вещества на разных стадиях осадочного процесса под влиянием одного или нескольких факторов.

Фосфориты Подмосковья характеризуются гетерогенным морфокомпонентным составом. Фосфатное вещество собирается из различных источников и в разных формах. Его мобилизация происходит при процессах выветривания и биогенном продуцировании, а дальнейшие геологические процессы, обусловленные влиянием ряда факторов (тектонического, климатического, палеогеоморфологического, биогенного) способствуют формированию залежей фосфоритов. Однако для реконструкции эволюции образования фосфоритов необходим анализ каждого из них.

Еще академик А. Д. Архангельский подметил, тщательно изучив структуру и состав фосфоритовых слоев, а также отношение их к окружающим породам, что фосфориты Подмосковья приурочены к перерывам в серии осадков и связаны с последующими трансгрессиями [1—2]. Для подтверждения этого приводится стратиграфическая характеристика фосфатсодержащих пород Подмосковья.

Наиболее крупным месторождением фосфоритов в Подмосковье является Егорьевское месторождение [1, 3, 9, 16, 17], расположенное на юго-востоке (рис. 1). Фосфатсодержащие породы приурочены к определенным стратиграфическим уровням: к средне-верхнекаменноугольным и средне-верхнеюрским отложениям. Среднекаменноугольные отложения представлены биогенными (кораллово-фораминиферовыми) известняками с прослоями доломитов и песков (верейский горизонт), содержащих 30—60% полевых шпатов и 30—40% апатита [4]. Верхнекаменноугольные отложения наблюдаются локально в виде пестроцветных глин с редкими прослоями чистых известняков (гжельский

ярус). Видимая мощность не превышает 50—60 м [16, 17], выше по разрезу они трансгрессивно перекрываются юрской толщей.

Для более ясного представления об общей картине накопления морских осадков в юрское время рассмотрим характер рельефа в данном районе, сформировавшегося в раннем мезозое. Рельеф палеозойских отложений отличается значительными местными неровностями, обусловленными тектоникой и континентальной доюрской эрозией. Здесь на основании многочисленных отметок их поверхности (в метрах) четко выделяется доюрская ложбина, ориентированная на северо-запад [7], соединяющаяся с Главной московской доюрской ложбиной [6], глубина которой достигает более 90 м. Кроме этой ложбины также наблюдаются карстовые воронки диаметром 0,5—1,5 км в поле развития фосфоритовых пород (Лопатинский рудник вблизи г. Воскресенска и в 30 км северо-западнее от него, вблизи д. Воропаево) [17].

Средне-верхнеюрские отложения представлены тремя трансгрессивными комплексами. Нижний трансгрессивный комплекс сложен бат-келловейскими отложениями и развит локально, в наиболее пониженных участках рельефа. В основании залегают кварцевые песчаники с редкими фосфатными зернами гравийной размерности, изредка галечники кремней и окремнелых известняков. Выше залегают известковые глины с прослоями полифитного известняка и с редкими рассеянными конкрециями фосфорита, единичные из которых покрыты корками обрастания цианобионтов (сине-зеленых водорослей) и бактерий. Для всего комплекса характерно присутствие железисто-оолитовых зерен размером 0,5—1,2 мм и редких остатков аммонитов. Мощность комплекса 3—70 м.

Средний трансгрессивный комплекс представлен окфорд-кимериджскими отложениями и залегает либо непосредственно на каменноугольных отложениях, либо на породах нижнего трансгрессивного комплекса. В его нижней части развиты темно-серые глины, слабослюдистые и известковистые, с линзовидными прослоями желтовато-бурого глинистого известняка, содержащего типичные округлые конкреции фосфоритов со светлой коркой обрастания бактерий и цианобионтов. Выше залегают черные слюдистые глины кимериджского возраста с обилием макро- и микрофауны известкового состава и рассеянными конкрециями фосфоритов размером до 2—4 см. Венчает разрез горизонт конденсации — перлювий — прослой плотно сгруженных галек высокосортных фосфоритов, часто в той или иной степени пиритизированных, размером до 5 см, иногда с сохранившимся микрозернистым глинисто-фосфатным матриксом. Среди этих фосфоритных галек встречаются многочисленные ядра разновозрастных (но юрских!) аммонитов, незначительная часть которых относится к роду *Aspidoce-*

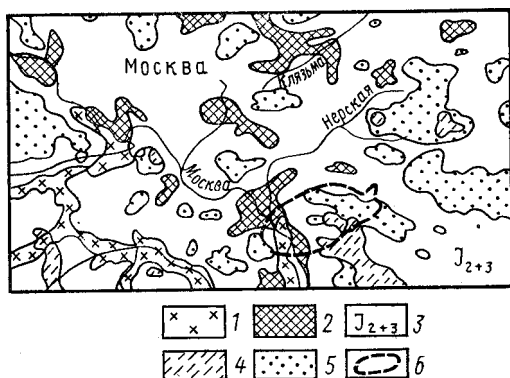


Рис. 1. Упрощенная схема геологического строения юго-восточной части Подмосковья: 1—5 — выходы отложений: 1 — среднекаменноугольных, 2 — верхнекаменноугольных, 3 — средне-верхнеюрских, 4 — нижнемеловых, 5 — неогеновых и четвертичных; 6 — месторождение фосфоритов

gas, характерному для верхнекимериджских отложений [17]. Мощность комплекса более 20 м.

Для выяснения деталей строения наиболее высокопродуктивного верхнего трансгрессивного комплекса необходимо сказать о рельефе его подошвы. Этот рельеф, с одной стороны, пассивно отражает вышеописанный доюрский рельеф, а с другой — является следствием абразионного процесса трансгрессировавшего волжского моря. В основном он повторяет доюрскую конфигурацию: четко вырисовывается та же самая ложбина, ориентированная с юго-востока на северо-запад, глубиной 15—20 м вместо 85—90 м. Кроме того, на дне этой ложбины отмечаются палеовыступы, на что указывает наличие в данном районе высоких абсолютных отметок залегания кимериджских и оксфордских фосфоритоносных глин с фосфоритовыми включениями, подвергшихся в дальнейшем процессам абразии [7].

Таким образом, верхний трансгрессивный комплекс залегает на разных горизонтах верхней и средней юры, характеризующихся различными абсолютными отметками. Он состоит из нижнего и верхнего подкомплексов. Нижний подкомплекс представлен отложениями средневолжского подъяруса верхней юры, в подошве которых наблюдается тонкий слой (5—10 см) глауконито-кварцевого слабоглинистого песка с рассеянными гальками фосфоритов с черной глянцево-поверхностью, выше залегают слабоизвестковистые глины (ихнитолиты) с обилием мелких ходов илоедов и роющих организмов (1—1,5 см). В них отмечаются мелкие желвачки фосфоритов, также испещренные с поверхности норками роющих организмов. Преобладают редкие костные остатки рыб и фосфатизированные радиолярии дискоидной группы *Lithocyelina ovalis* Khyd., изредка встречаются башенковидные и сферические формы [3]. Венчает разрез прослой плотно сгруженных фосфоритов с глауконито-силикатным заполнителем (горизонт конденсации), в котором наблюдается обилие разновозрастной макрофауны («свал»): аммониты (ядра), белемниты, редкие остатки рыб, двустворки, гастроподы и мелкие брахиоподы — и почти отсутствуют остатки иглокожих. Мощность нижнего подкомплекса 0,4—3,2 м.

Верхний подкомплекс представлен отложениями верхневолжского подъяруса верхней юры и наиболее насыщен полезным компонентом. Поэтому его стратиграфическая характеристика дается более подробно. Верхний подкомплекс содержит отложения нескольких стратиграфических зон, выделенных по аммонитам (снизу вверх).

Отложения зоны *Virgatites virgatus* залегают с размывом на разных горизонтах верхней юры (оксфордский-средневолжский). Вследствие этого его обогащение фосфатным компонентом связано с размывом нижележащих комплексов. В основании развиты зеленые кварцево-глауконитовые фосфатизированные пески мощностью до 0,3 м, содержащие мелкие (до 1—2 см) желвачки фосфоритов и изредка фосфатизированных микроструктурных известняков. Пески содержат около 5%  $P_2O_5$  и состоят из 30—40% глауконитовых зерен. Выше залегает горизонт конденсации, представленный желваками фосфоритов («фосплита») с примесью кварца и глауконита, мощностью до 0,05—0,6 м. В этом горизонте отмечается обилие ядер и отпечатков раковин двустворок. Помимо них наблюдаются копролиты, норки и ходы илоедов и роющих организмов, частично выполненные фосфатно-глауконитовым песком, реже темной фосфатной глиной. Мощность «фосплиты» 0,2—8 м. Завершают разрез кварц-глауконитовые пески, часто алевропелитовые или алевроитовые. Общая мощность зоны около 9 м.

Зона *Epirvgatites nikitini* представлена кварцево-фосфат-глауко-

нитовыми песками с обилием фосфатизированной макрофауны: аммонитов, белемнитов, двустворок (несколько видов), губок, копролитов, реже остатки рыб и зубы акул. Их мощность 1,0—1,5 м.

Отложения зоны *Kachpurites fulgens* трансгрессивно залегают на разных горизонтах верхней юры и представлены кварцево-фосфат-глауконитовыми песками с рассеянными конкрециями песчано-алевритовых фосфоритов размером до 2—3 см. По всему слою наблюдается обилие фосфатизированных остатков губок *Polygonatium globulus* в виде слабоудлиненных конкреций 1—5 см в поперечнике. Мощность около 2 м.

Отложения зоны *Graspedites subdites* наиболее насыщены фосфатом и представляют собой фосфорит с тем или иным количеством зерен кварца и глауконита, образующий в разрезе сплошной нетвердый слой («фосплита») мощностью до 0,5—1,0 м. В основании вышележащей зоны *Graspedites podiger* залегают глауконито-кварцевые песчаники мелко-среднезернистые с гравием, реже с мелкой галькой кварца и фосфорита, постепенно переходящие вверх по разрезу в более слюдистые разности. В кровле песчаники становятся белыми слюдистокварцевыми с редкими железистыми оолитами. Мощность отложений в зависимости от размыва до и после неогеновой эрозии колеблется от 2—3 до 10—15 м (на водоразделе). Перекрывается юрский комплекс отложениями берриасского яруса нижнего мела, представленными слабоцементированными песчаниками. Они резко разнозернистые глауконито-кварцевые, с мелкой и средней галькой фосфоритов, в которых наблюдаются ядра и отпечатки аммонитов, белемнитов, двустворок, губок — большей частью из нижележащих юрских комплексов.

На основании описанных комплексов пород, вмещающих полезное ископаемое, можно сделать вывод, что фосфоритообразование началось в конце среднеюрского времени (в самом начале формирования морского осадочного цикла) и далее происходило увеличение концентрации фосфатного компонента вверх по разрезу. Надо отметить, что мобилизация фосфатного материала началась еще раньше, в эпоху формирования раннемезозойской субаэральной коры выветривания. Наличие доюрского палеорельефа обусловило довольно резкие колебания мощностей юрских комплексов и распределение в них полезного компонента. В пониженных участках палеорельефа наблюдаются максимальная мощность отложений, но низкое содержание фосфата; на относительно приподнятых участках морского дна — минимальная мощность комплексов, но максимальная мощность продуктивного пласта и более высокая насыщенность его фосфатным материалом [16, 17]. В то же время максимальные мощности «фосфоритовой плиты» (панциря) соответствуют малым мощностям кварц-глауконитовых песков, а минимальные — наоборот. Последнее можно объяснить тем, что фосфатный панцирь образовался так же, как и глауконитовые пески, при подводном выветривании [19, 20] под влиянием наддонной воды и биоса, при низкой скорости осадконакопления.

### Тектонический фактор

Тектонический фактор не только влияет на образование кор выветривания, но и определяет их сохранность. Пассивный тектонический режим, господствовавший в раннем мезозое в Подмосковье, обусловил формирование бокситов и каолиновых глин на карбонатных породах верхнего — среднего карбона [12, 13]. Следовательно, в это время Подмосковье представляло собой сушу с мелко-среднехолмистым рельефом [13], в пределах которой происходили пенепленизация и развитие

различных форм эрозионно-денудационного рельефа. Важное значение имели амплитуда перемещений одних блоков (с формирующейся на ней корой) по отношению к другим и литологический состав исходных пород. Вследствие этого на юго-востоке Подмосковья формировались либо аллитные коры выветривания [12], либо каолиновые, либо фосфатно-глинистые (фосфорные земли) наподобие тех фосфатсодержащих пород, которые образуются в нынешнее время на коралловых островах в Океании [14]. Кроме того, тектонические движения предопределяли тип размыва, захоронение и переотложение продуктов субаэральных кор выветривания, а также характер и масштабы развития подводных кор выветривания на определенных этапах юрского времени, на что косвенно указывают строение и залегание верхнего трансгрессивного комплекса на различных горизонтах верхней и средней юры, имеющие разные абсолютные отметки залегания [7]. Помимо этого в строении разреза верхнего трансгрессивного юрского комплекса наблюдается неравномерное и разномасштабное по мощности чередование горизонтов подводного элювия: ихнитолитов (аналогов почв), глауконитовых песков с рассеянными мелкими желвачками фосфоритов, количество которых постепенно растёт по разрезу, и перлювия (горизонтов конденсации), сформировавшегося в результате сгущения при перемывании на месте желваков и одновременном вымывании из них волнением или течениями тонких легких частиц [19, 20].

Таким образом, существовал довольно строгий тектонический контроль при мобилизации полезного компонента и последующей его концентрации и локализации в юрских отложениях вплоть до формирования промышленных запасов.

### Палеогеоморфологический фактор

К началу бат-келловейского времени в Подмосковье были развиты эрозионно-денудационные и аккумулятивные формы рельефа. В относительно выровненном рельефе доюрской поверхности установлены

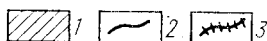
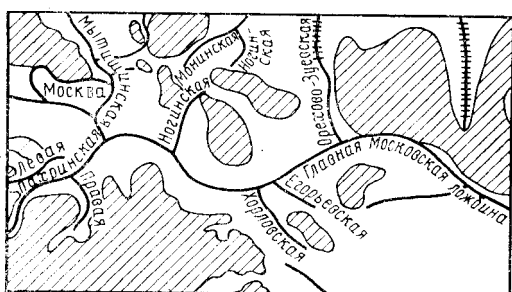


Рис. 2. Схема доюрского рельефа юго-восточной части Подмосковья, по [7]: 1 — водораздельные участки вне сферы влияния вод доюрской речной сети; 2 — основные ложбины южного доюрского бассейна; 3 — основные ложбины северного доюрского бассейна

речные долины, врезанные в каменноугольные отложения. К ним относится Главная московская ложбина, глубина вреза которой более 90 м, ширина долины 10—35 км. Она принимает значительное количество притоков как справа, так и слева (рис. 2). К правым ее притокам относятся Егорьевская ложбина общей протяженностью около 25 км [7, с. 445] и Хорловская, оконтуривающая Хорловский холм («бугор») — останец доюрского рельефа [7]. На правобережье Главной московской ложбины совсем не развиты пресноводно-континентальные отложения доюрского возраста.

Этому, по-видимому, способствовали также значительная крутизна берегового уступа и отсутствие речных террас [7, с. 449]. Помимо Хорловского холма в это же время существовали Кудиновский и Гжель-

ский, где происходило накопление элювиальных образований (каолиновые глины, бокситы, фосфорные земли).

Для поздней юры характерно формирование прибрежно-морских и морских аккумулятивных равнин. С ними связана концентрация и локализация полезного компонента, образовавшегося при размыве, переносе, седиментации вещества кор выветривания под влиянием морской воды и биоса. Благодаря пространственно сближенному расположению эрозионно-денудационных и аккумулятивных форм рельефа относительно друг друга образовалась геоморфологическая «ловушка», перехватывающая (в нашем случае) фосфатный материал на разных отрезках его пути: от начальной его мобилизации и продуцирования веществ для осадков и осадочных пород в карстовых полостях эрозионно-денудационного рельефа до захоронения и последующей его локализации в западинах морского дна, приуроченных к аккумулятивным его формам. Последующие морские трансгрессии и быстрая трансформация климата в сторону его аридности препятствовали образованию и выносу аллохтонного, терригенного материала, что вело к образованию продуктов подводного выветривания [19, 20] и вторичной мобилизации и концентрации полезного компонента.

Таким образом, палеогеоморфологический фактор, с одной стороны, обусловил формирование конкретной геоморфологической «ловушки», а с другой — контролировал формирование фосфатсодержащих пород, их минерально- и морфокомпонентный состав и качество фосфоритов.

### Климатический фактор

Образование раннемезозойской коры выветривания Подмосковья происходило при господстве субтропического и тропического климата. В это время шло формирование в них небольших залежей бокситов [12, 13, 19, 20] и каолиновых глин и изредка, возможно, фосфоритовой муки наподобие образования фосфатсодержащих и фосфоритовых месторождений на коралловых островах Океании или в верхнеюрских карстовых известняках на юге Франции [14]. Источником фосфора в нашем случае послужили карбонатные породы карбона (кораллово-фораминиферовые известняки), в нерастворимом остатке которых содержится до 10—20%  $P_2O_5$  [15], и песчаные отложения, содержащие большое количество полевых шпатов и апатита (30—40%) [15]. Все это способствовало первичной мобилизации полезного компонента в субаэральной коре выветривания и дальнейшему его поступлению в бассейн седиментации в виде аллохтонных терригипергенных минеральных образований. Неоднократные последующие трансгрессии, происходившие также на фоне гумидного теплого климата, способствовали более широкому плоскостному смыву продуктов субаэрального выветривания, образовавшихся на карбонатных породах палеозоя. В западных участках морского дна шли биогенное осаждение, первичная концентрация и локализация полезного компонента.

В конце кимериджа в Северной Европе произошла быстрая трансформация климата от гумидного к семиаридному [22], что отразилось на уменьшении привноса терригипергенного материала с суши и снижении скорости седиментации. Вследствие этого в позднемеловское время (время накопления наиболее высокосортных фосфоритов) происходит довольно интенсивное субаквальное выветривание, о чем свидетельствует присутствие в разрезе данного интервала автохтонных гипергенных образований — фосфатно-глауконитовых песков с галькой или (и) желвачками фосфоритов [1—3, 8, 9, 16, 17].

Таким образом, климатический фактор сначала способствовал мобилизации полезного компонента в источниках сноса, а затем в результате быстрой трансформации климата в сторону его аридности — вторичной концентрации и локализации фосфата вплоть до формирования промышленных запасов.

### Морфокомпонентный состав фосфатсодержащих пород

В результате изучения фосфоритовых включений и вмещающих их пород по разрезу выяснилось, что в каменноугольном и нижнемезозойском комплексах фосфат находится в нано- и микроагрегатном рассеянном состоянии, выявленном ранее при химических и минеральных исследованиях [5, 15]. Отложения этих комплексов были исходными для мобилизации фосфата в эпоху развития раннемезозойских субаэральных кор выветривания Подмосковья.

Макроскопически заметные фосфатные включения наблюдаются в юрских морских комплексах пород. В нижнем трансгрессивном комплексе изредка отмечаются глинистые фосфориты в виде гравия и мелкой гальки, состоящие из глинисто-фосфатной аморфной массы. В шлифе эта масса неоднородна, состоит из едва заметных микросгустков (0,01—0,5 мм) более темного фосфата округлой или овальной формы. Такие микросгустки, по-видимому, имеют органическое происхождение и связаны, по мнению авторов, с жизнедеятельностью бактерий. Аналогичные образования, встречающиеся в полостных органах и выводных протоках организмов [4, 21], микробиологи и врачи называют бактериальными сгустками, или конкрементами (от лат. — скопление, срастание). Они состоят из слизи или белковой основы с более или менее обильной примесью бактерий. Их химический состав зависит от места образования и состава жидкости, в которой они формируются [4, 21].

Из медицинской практики известно, что бактериальные камни (конкременты) состоят из холестерина, желчных пигментов, фосфорно-кислого и углекислого кальция и делятся на ураты, оксалаты, фосфаты и карбонаты. Конкременты гладкие, плоские или миндалевидной формы слоистой, концентрической структуры или бесструктурные [4]. Бактериальные камни возникают на кровяных сгустках, свернувшейся массе белка и участках скопления бактерий [4, 21]: В нашем случае в фосфатсодержащих комплексах бактериальные конкременты встречаются в виде бесструктурных сгустков и концентрических оолитоподобных образований, внешне и по внутреннему строению похожих на железистые и известковистые оолиты, а также на камни, встречающиеся в полостных органах и выводных протоках человека и млекопитающих. В нижнем трансгрессивном комплексе бактериальные конкременты имеют одинаковое внутреннее строение: бесструктурное, аконцентрическое — вследствие относительно быстрого их захоронения, о чем свидетельствует его большая мощность (более 50 м). Среди известковых биоостатков встречаются редкие корки обрастания цианобионтов (сине-зеленых водорослей) и бактерий либо вокруг зерен фосфоритов, либо вокруг галек кремне-известняков. Помимо них наблюдаются единичные остатки аммонитов размером до 3—5 см и редкие костные остатки рыб. Из вторично фосфатизированных остатков отмечаются мелкие обломки древесины и другие фитокласты и разрозненные микровключения бактериальных конкрементов, образовавшихся по фекальным комочкам животных (рис. 3). В последних часто наблюдается скопление микрококков, су-

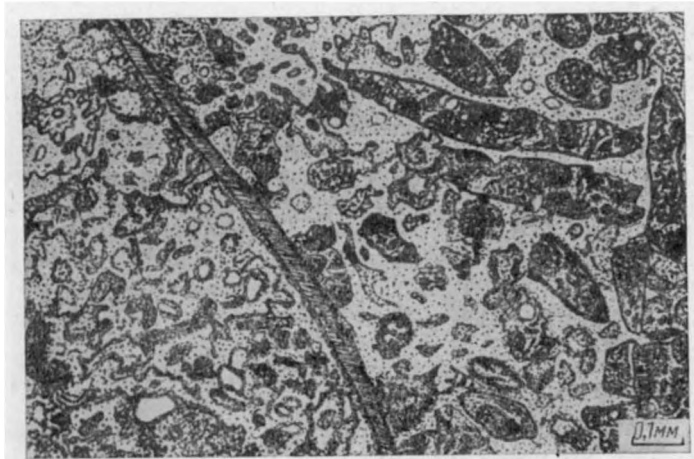


Рис. 3. Бактериальные конкременты (микрогустки более темного фосфата) в основной массе и по фекальным комочкам животных. Фосфоритовая галька из нижнего трансгрессивного комплекса ( $J_2$  bt—c)

ществование которых доказал еще в конце прошлого столетия Рено на шлифах окаменелых растений и копролитов из отложений верхнего карбона Южной Франции [11, с. 124, рис. 95]. Общее количество фосфатных включений в данном комплексе не превышает 1—5% при мощности самого комплекса 3—70 м.

Средний трансгрессивный комплекс более насыщен фосфатными компонентами, чем нижележащий. Здесь среди известняково-глинистых пород, содержащих обилие макро- и микрофауны известкового и силицитового состава, наблюдаются редкие фосфатные конкреции размером 2—4 см, равномерно рассеянные по разрезу. Петрографически конкреции сложены глинисто- или (и) песчано-микрозернистым фосфатом с отдельными густками бактериальных конкрементов, частично пиритизированных, зернами фосфата (по фекальным комочкам), кварца тонкомелкопесчаной размерности, листочками слюды и хлоритов, микроагрегатными скоплениями пирита и неясных известковых остатков макрофауны. Биоостатки известкового состава представлены только роострами белемнитов и раковинками бентосных фораминифер, микрожелвачками полифитных известняков, состоящими из скоплений бактерий или (и) цианобактерий. Из первично фосфатных компонентов присутствуют редкие костные остатки рыб и зубов акул, их фекальные комочки в виде пеллет и копролитов, бактериальные конкременты в виде бесструктурных густков и концентрических образований (рис. 4, а). Последние возникают при отмирании бактериальных клеток, покрытых слизью [4, 21], находящихся в осадке в виде слизистых колоний. Их содержимое разделяется на фосфатное неорганическое ядро и концентрически построенное слоевище, состоящее из чередующихся фосфатных слоев, менее или более насыщенных органическими соединениями. Из вторичных фосфатизированных биоостатков наблюдаются радиолярии, многочисленные разновозрастные (но юрские) ядра и отпечатки аммонитов двустворок, сконцентрированных в горизонте конденсации, что венчает средний трансгрессивный комплекс. Из характеристики этого комплекса видно, что увеличилось качественное и количественное содержание фосфатного компонента. Оно стало более полибиогетерогенным при значительно меньшей мощности (более 20 м) по сравнению с нижним трансгрессивным комплексом.



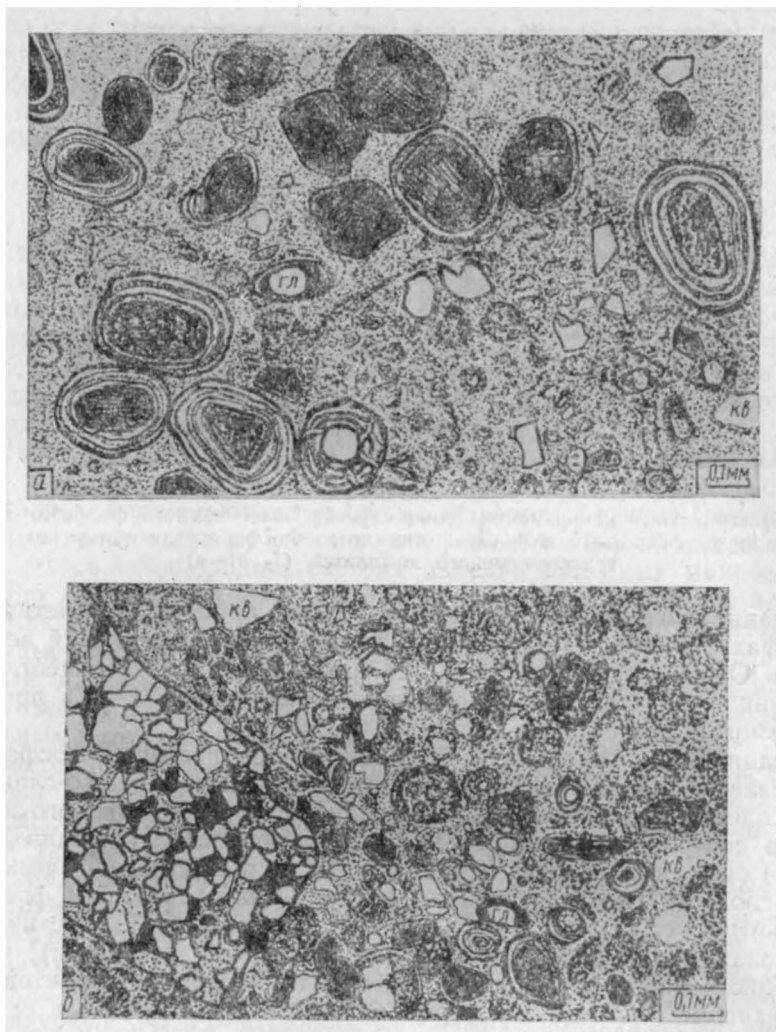


Рис. 4. Бактериальные конкременты в виде бесструктурных сгустков и более темного фосфата и концентрических образований: а — в глауконито-кварцевых разностях (фосфоритовая конкреция из среднего трансгрессивного комплекса ( $J_30-km$ ): гл — глауконит, кв — кварц, б — в фосфоритах с незначительной примесью кварца (кв) и глауконита (гл) и с ходами илоедов (фосфоритовый желвак из верхнего трансгрессивного комплекса,  $J_3VL_2-3$ )

Литологически верхний трансгрессивный комплекс — это фосфатно-глауконитовые породы песчаной размерности с тем или иным содержанием кварц-силикатной примеси и биоостатков. Содержание фосфатного компонента здесь составляет до 20%  $P_2O_5$ . Основная масса заключена в зернистом материале мелко-среднепесчаной размерности (0,1—0,5 мм), содержащем незначительное количество дисперсной органики. В их составе выявляются фосфатные бактериальные конкременты, бесструктурные (копролитоподобные) и концентрические (оолитоподобные) пеллеты, копролиты и микрокопролиты по фекальным остаткам животных (рис. 4, б), костный детрит ихтиофауны, а также фосфатизированные фрагменты полифитных известняков, сплук губок, редких мшанок, обломков древесины и других фитокластов. Также присутствуют фосфоритовые желвачки, часто состоящие

из литокластов, представляющих собой вторично измененные (фосфатизированные) обломки полифитных, ацеловых (пелелиподовых) известняков, спонголитов и конкрементно-копролитовых фосфоритов, в той или иной степени опесчаненных. Их размер не превышает размера мелкой гальки или гравия. Много встречается псевдоморфоз по раковинкам аммонитов, двустворок, губок и изредка брахиопод и гастропод.

Таким образом, самый высокопродуктивный верхний трансгрессивный комплекс наиболее насыщен разнообразными по составу и условиям обитания органическими остатками. Кроме этого в нем наблюдаются литокласты фосфоритов различного состава из нижележащих отложений.

### Биогенный фактор

Фосфатное вещество, встречающееся в разрезах морских комплексов Подмосквья, является в основном продуктом жизнедеятельности авто- и гетеротрофных бактерий. Первоначально (как это можно предположить исходя из геологических данных) оно мобилизуется и частично концентрируется в виде остаточных продуктов вместе с различными силициатами и окремнелыми известняками в образованиях субаэральных кор выветривания пород верхнего и среднего карбона. Этому способствуют биологическое и химическое выветривание этих пород в теплом гумидном климате и медленная эрозия в раннемезозойскую эпоху, что было отмечено выше.

В бат-келловейское время наступает первый этап обширной юрской трансгрессии, в результате которой в бассейн седиментации поступает аллохтонный терригипергенный материал в виде истинных и коллоидных растворов и взвесей кремния, кальция и фосфора, относящихся к наиболее важным биогенным элементам. Первичное органическое вещество производится вблизи поверхности моря автотрофными фосфатными бактериями, извлекающими питательные вещества из неорганических соединений химическим путем за счет энергии, освобождающейся при их окислении. С появлением фосфатных бактерий происходило наращивание кормовой базы в начале растительного, а затем животного мира (биоса) данного морского бассейна в результате превращения неорганических солей фосфора в органические с образованием фосфопротеинов (белков), нуклеиновых кислот, фосфолипидов, различных фосфорных эфиров и полисахарид, входящих, с одной стороны, в кормовую комплекс растений и животных, а с другой — не только в состав бактериальных конкрементов, но и в состав их клеток и тканей [21]. Надо отметить, что фосфорная кислота, входящая в состав фосфопротеинов (белков), легко освобождается в щелочной среде и гораздо труднее в кислой [21]. Вследствие этого на некоторых стадиях развития капсульных бактерий, к которым помимо фосфатных относятся железобактерии, марганцевые, серо- и азотобактерии [21], происходят выпадение фосфатов и минерализация их сгустков либо с образованием фосфатной корочки-футляра в слизи окружающей их клетки или (и) нити, либо с заполнением промежутков между ними тонкозернистыми фосфатными зернами. При этом цементация агрегатов фосфатного вещества и их стабильность обеспечиваются бактериальными полисахаридами [21]. Поэтому микроскопически фосфориты состоят из аморфного или (и) тонкозернистого изотропного фосфата, по-разному реагирующего на поляризованный свет с проявлением слабой едва заметной или отчетливой микросгустковой текстуры. Первоначальная продукция этих бактерий невелика, о чем свиде-

тельствует присутствие редких глинистых фосфоритов в виде мелкой гальки и гравия вместе с фосфатизированными фитокластами в нижнем трансгрессивном комплексе.

По мере расширения масштабов морского бассейна в результате последующей трансгрессии на фоне теплого и влажного гумидного климата и наращивания кормовой базы за счет автотрофных фосфатных бактерий происходило постепенное развитие осадков и биоты биомических зон шельфа. Все это способствовало развитию неритово-пелагиально-бентосного либо бентосно-пелагиального палеобионтов. В неритово-пелагиальной зоне господствовали радиолярии, аммониты, часто белемниты, рыбы, на дне — двустворки, брахиоподы, гастроподы, губки. Вследствие этого средний трансгрессивный комплекс содержит обилие известковой макро- и микрофауны и рассеянные конкреции фосфоритов, представленные преимущественно скоплением бактериальных конкрементов в виде бесструктурных сгустков и (или) концентрических оолитоподобных образований (рис. 4, а).

В конце кимериджа происходит быстрая трансформация климата в сторону его аридности на фоне последующей обширной трансгрессии. Вследствие этого резко уменьшается привнос аллохтонного терригипергенного материала и питательных веществ с суши, что явилось причиной постепенного, но массового вымирания отдельных групп живых организмов: от прибрежно-морских обитателей до неритово-пелагических. В результате этой крупной палеоэкологической катастрофы происходит накопление органического вещества организмов, обитающих на данном участке морского бассейна. Наступило время появления и развития гетеротрофных фосфатных бактерий, утилизирующих избыток органических соединений в присутствии кислорода (!). Эти бактерии, с одной стороны, требуют для своего развития в достаточном количестве (и избыток) органических соединений некромассы, а с другой — создают восстановительные условия среды, в которых фосфорная кислота, входящая в состав фосфопротеинов (белков), липидов и других органических соединений, трудно растворяется. В связи с этим гетеротрофные фосфатные бактерии продуцируют ферменты — фосфоамидазы, приводящие к минерализации органических соединений в широком диапазоне рН с наибольшим максимумом при рН 7,5. При этом их активность увеличивается лишь в присутствии ионов магния [21]. Возможно, именно поэтому фосфориты Подмосковья, так же как и другие фосфориты фанерозоя, в качестве постоянной примеси всегда содержат то или иное количество магния.

С появлением гетеротрофных бактерий происходят фосфатизация организмов и возникновение псевдоморфоз по ним, связанных с посмертным разложением органического вещества (некромассы) и продуктов жизнедеятельности живых организмов (фекальные комочки зоопланктона—микрокопролиты, бентосной, неритовой и ихтиофауны—копролиты и пеллеты) с образованием труднорастворимой ортофосфорной кислоты ( $H_3PO_4$ ) [21]. Все это происходит на дне, на поверхности и внутри осадка. Вблизи поверхности живут, помимо автотрофных, гетеротрофные бактерии на живых и мертвых планктонных организмах. С этого момента увеличивается содержание фосфатного вещества и морфокомпонентное разнообразие: помимо бактериальных конкрементов они содержат в достаточном количестве псевдоморфозы по различным остаткам отмершей фауны (из разных групп и классов) и по продуктам жизнедеятельности живых организмов (фосфатизированные фекалии разных размеров и форм). Состав фосфоритов становится более полибиоморфокомпонентным, и постепенно происходит локали-

зация полезного компонента вплоть до образования промышленных пластов. Очевидно, при этом фосфориты образуются преимущественно одним путем — бактериальным, несмотря на то что исходный органический материал полигенный (бактерии и водоросли, радиолярии, двусторки, моллюски, губки). Однако при отмирании и массовой гибели организмов и последующей их фосфатизации накапливаются фосфатные или (и) фосфатистые биоконпоненты, образующие первичный пласт. В этих типах накопление чаще всего не обходится без их последующей конденсации: переывом, волнением или течением, которые вымывают незатвердевший глинистый, в меньшей степени известковый или песчаный осадок, а крупные фрагменты остаются на месте без существенных перемещений благодаря присутствию клейких оболочек (бактериальных полисахарид) вокруг отдельных зерен и эластичных студенистых покровов, стабилизирующих придонный осадок. Это позволяет относить наиболее высокопродуктивные пласты к механическому элювию — перлювию. Существование палеотечений и волнений косвенно подтверждается присутствием в верхнем трансгрессивном комплексе в горизонте конденсации редких литокластов фосфатизированных микросгустковых и ауцеловых (пелциподовых) известняков, спонголитов и конкрементно-копролитовых фосфоритов.

Таким образом, на основании рассмотренного материала можно сделать вывод, что формирование фосфоритов Подмосковья связано с жизнедеятельностью бактерий (авто- и гетеротрофными), с перерывами в осадконакоплении, с субаэральными и субаквальными корами выветривания (часто пространственно сближенными), морскими трансгрессиями и быстрой трансформацией климата от гумидного к аридному. Последнее препятствует выносу аллохтонного терригипергенного материала и питательных веществ с суши, что ведет к образованию субаквальной коры выветривания и вызывает массовую гибель отдельных групп организмов в результате палеоэкологической катастрофы. Осаждение фосфата, его локализация в период массовой гибели организмов и скопление большого количества их некромы происходят в основном за счет утилизации гетеротрофными фосфатными бактериями избытка органических соединений в присутствии кислорода (!). Вследствие палеоэкологической катастрофы происходит вторичное концентрирование фосфора и в связи с этим образование высокопродуктивных пластов фосфоритов. При этом источник фосфата может быть разный (образование коры выветривания или (и) биогенное продуцирование), а способ его осаждения — преимущественно бактериальный.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов//Фосфориты СССР. М., 1927. С. 5—18.
2. Архангельский А. Д. Петрографические и химические типы русских фосфоритов//Фосфориты СССР. М., 1927. С. 19—43.
3. Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса Егорьевских фосфоритов Московской области//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1937. Т. 15, вып. 5. С. 438—472.
4. Виленский Б. Ф. Диагностика белковых камней//Урология. 1940. № 1. С. 1—15.
5. Вишняков С. Г. Литология среднекаменноугольных отложений северо-западной окраины Подмосковного бассейна//Тр. Воронеж. ун-та. 1954. Вып. 31. С. 28—53.
6. Даньшин Б. М. Дюжский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в центральной и юго-восточной части Московской губернии//Вестн. Геол. комитета. 1927. № 1. С. 4—7.

7. Жуков В. А., Константинович А. Э. Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины//Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., 1951. С. 438—474.
8. Зонов Н. Т. Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые южной части Егорьевского у. Московской обл.//Тр. Моск. район. геол. упр. 1932. Сер. 1. Вып. 11. 41 с.
9. Иванов А. П. Геологическое исследование фосфоритных отложений в Клинском, Московском и Дмитровском уездах Московской губернии и Егорьевского у. Рязанской губернии//Ответ по геол. исслед. фосфоритных залежей. М., 1912. Т. 5. С. 453—524.
10. Казаков А. В. Фосфоритные руды СССР, Егорьевское фосфоритное месторождение//Тр. Науч. ин-та по удобрениям. 1925. Вып. 24. 66 с.
11. Кречетович Л. М. Вопросы эволюции растительного мира//М., 1952. С. 121—136.
12. Михайлов Е. В. Зона бокситопрооявлений на южной окраине Подмосковного бассейна//Мат-лы по геол. и полез. ископ. центр. р-нов европ. части СССР. М., 1958. Вып. 2. С. 215—227.
13. Михайлов В. М., Клель Л. В. Фациальный анализ кор выветривания. Л., 1977. 159 с.
14. Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., 1951. 180 с.
15. Пояснительная записка к Обзорной карте месторождений строительных материалов и карбонатных пород для известкования кислых почв Нечерноземной зоны РСФСР м-ба 1:1 000 000. М., 1978. 556 с.
16. Уфлянд Ц. И. Фосфориты Московской обл.//Справ. по удобрениям. Л., 1933. С. 41—48.
17. Уфлянд Ц. И. Геологическое строение егорьевской группы фосфоритных месторождений Московской обл.//Тр. Науч. ин-та по удобрениям и инсектофунгицидам. М.; Л., 1937. Вып. 142. С. 46—53.
18. Фосфориты и фосфогенез//Тез. докл. совещ. Черкассы, 1992. 65 с.
19. Фролов В. Т. Литология. Кн. 1. М., 1992. 332 с.
20. Фролов В. Т. Литология. Кн. 2. М., 1993. 430 с.
21. Шлегель Г. Основы микробиологии. М., 1987. 566 с.
22. Wignall P. V., Ruffell A. H. The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of Northwest Europe//J. Geol. Soc. 1990. Vol. 147, N 2. P. 365—371.

Московский  
государственный университет

Поступила в редакцию  
11.10.93

## PHOSPHORITES IN VICINITY OF MOSCOW (FACTORS OF FORMATION AND LOCALIZATION)

*K. M. Sedaeva, E. I. Chika, S. Yu. Nikolaeo*

Phosphorites in Moscow Basin mainly confined to Upper Jurassic (Volgian). Their formation is related with activity of bacteria (autotrophic and heterotrophic), depositional hiatus, crust of weathering (subaeral and subaquatic) and marine transgression which coincides with epoch of sudden change from humid climate to arid one. The source of phosphate are diverse (formation of crust of weathering, biogenic production and others), but the way of precipitation is mostly bacteriogenic.