



PROJECT 156

**ГЕОЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ФОСФОРИТОВ
И ПРОБЛЕМЫ
ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ**

**GEOLOGY
OF PHOSPHORITE DEPOSITS
AND PROBLEMS
OF PHOSPHORITEGENESIS**

НОВОСИБИРСК – 1982

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ФОСФОРИТОВ
И ПРОБЛЕМЫ
ФОСФОРИТООБРАЗОВАНИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК-1982

Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования: Сб. научн. трудов.- Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1982 .- 172 с.

Сборник содержит статьи советских и зарубежных авторов, касающиеся широкого круга вопросов фосфатной геологии. Большая часть его посвящена характеристике докембрийских и кембрийских фосфатоносных отложений и месторождений фосфоритов СССР, МНР, Австралии, Индии, Непала, а также кайнозойских фосфоритов Северной и Южной Америки.

В статьях, касающихся условий образования фосфоритов, рассматриваются физико-химические, палеогеографические, структурные, климатические аспекты этой проблемы.

Сборник представляет интерес для специалистов в области осадочных полезных ископаемых.

Редакционная коллегия:

А.В.Ильин (отв. редактор), А.Л.Яншин, Ю.Н.Занин

Geology of phosphorite deposits and problems of phosphoritegenesis: collected scientific works. - Novosibirsk, 1982. - 172 p.

The book contains articles of Soviet and foreign authors, touching upon a wide range of questions of phosphate geology. Its larger part is dedicated to the characteristic of Precambrian and Cambrian phosphate-bearing depositions and phosphorite deposits of the USSR, Mongolia, Australia, India, Nepal, and also Cenozoic phosphorites of North and South America.

Physical and chemical paleogeographical, structural and climatic aspects of this problem are considered in the articles, dealing with the conditions of phosphorite formation.

The book is of interest for specialists in the field of sedimentary useful minerals.

Editorial board:

A.V.Ilyin (Editor-in-chief), A.L.Yanshin, Yu.N.Zanin

© Институт геологии
и геофизики СО АН СССР,
1982 г.

Предисловие

В июне 1980 года в Монголии проходила 3-я полевая конференция по Проекту I56 "Фосфориты" Международной программы геологической корреляции. Две предыдущие полевые конференции в рамках Проекта состоялись в 1978 г. в Австралии и в 1979 г. в США с осмотром фосфоритоносных разрезов и месторождений бассейна Джорджина в Северо-Западном Квинсленде и формации Фосфория в Скалистых горах. Очередная полевая конференция в Монгольской Народной Республике включала экскурсии по Хубсугульскому и Бурэнханскому месторождениям фосфоритов Хубсугульского бассейна и семинар, начавшийся в Улан-Баторе и продолжавшийся вечерами после маршрутов в полевом лагере. В конференции участвовало 36 представителей от Австралии, Великобритании, Индии, Колумбии, МНР, Непала, СССР, США и ФРГ. На семинаре было оглашено и обсуждено 25 докладов и научных сообщений, которые и помещены в настоящем сборнике. Тексты докладов публикуются в полном или сокращенном виде – так, как они были представлены авторами. Рабочими языками конференции были русский и английский. Большинство статей по желанию их авторов дается на русском языке; все они сопровождаются резюме на английском языке.

На русский язык статья Р.Шелдона переведена Э.А.Егановым, статьи У.Барнетта и Н.Сривастава с соавторами – Е.Г.Злобиной. Остальные статьи переведены на русский язык А.В.Ильиным, который изложил на английском языке также большинство резюме. Большая работа по подготовке сборника была выполнена к.г.-м.н. В.Н.Катаевой.

Можно надеяться, что несмотря на некоторую разнородность материала статей, настоящая книга будет с интересом прочитана специалистами в области месторождений фосфоритов, и особенно теми, кто не имел возможности принять участие в конференции по Проекту I56 в МНР.

Редакционная коллегия

PREFACE

The third workshop and seminar of IGCP Project 156 "Phosphorites" was held in Mongolia in June 1980. Two previous field workshops within the frames of the Project took place in Australia (1978) and the USA (1979), there were organized excursions to examine phosphate sections and deposits of the Georgina Basin in the North-West Queensland and Phosphoria Formation in the Rocky Mountains. During the field excursion participants visited the Khubsugul and Buren-Khan phosphorite deposits of the Khubsugul basin. Before that they participated in the seminar that lasted for 2 days in Ulan Bator. The discussion went on every evening in the camp located at the Khubsugul lake. 36 scientists from Australia, Columbia, FRG, India, Mongolian People's Republic, Nepal, United Kingdom, the USA and the USSR attended the meeting. 25 reports delivered and discussed at the conference are presented in this volume. Russian and English were official languages of the conference. According to the authors' wish most papers are published in Russian with the abstract in English.

R.Sheldon's report is translated by E.A.Eganov, and that of W.Burnett and N.Srivastava et al. by E.G.Zlobina. A.V.Ilyin has translated the rest of the papers as well as most of the abstracts. A big work on the preparation of this book for publication has been done by V.N.Kataeva.

Though the papers collected in this volume are different we hope they will be met with interest by geologists engaged in the study of phosphorite deposits and especially by those who did not participate in the Mongolian workshop.

Editorial board

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ
КЕМБРИЙСКОГО ФОСФОГЕНЕЗА
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ СООБРАЖЕНИЯ)

Австралийский национальный университет, Канберра, Австралия

Проект I56 МПГК Международной программы геологической корреляции, учрежденный в начале 1977 года, объединяет три рабочие группы: 1) протерозойско-кембрийские фосфориты, 2) Международный банк данных по фосфатным ресурсам и 3) современные (кайнозойские) фосфориты. В настоящем сообщении будут даны некоторые результаты исследований рабочей группы I.

Как недавно было показано /4/, ныне уже известно 92 месторождения или проявления фосфоритов докембрийского или кембрийского возраста, располагающиеся на всех континентах, исключая Антарктиду. Наиболее важные из них находятся на северо-западе Африки, в Бразилии, Азии (Индия, Китай, Монголия, Вьетнам, СССР), Австралии.

А.Нотолт оценивает общие запасы протерозойско-кембрийских фосфоритов в мире цифрой $1 \cdot 10^{10}$ т с содержанием более 4% P_2O_5 . В целом, по масштабам, месторождения древних фосфоритов не уступают более молодым, например, позднефанерозойским /2/. Хотя фосфориты и встречаются в породах с возрастом около 2 млрд. лет, возрастной интервал массового древнейшего фосфатонакопления лежит в пределах от 650 до 520 млн. лет, с максимумом на уровне 570-590 млн. лет. Биостратиграфия этого этапа более детально рассматривается в статье Дж.Шерголда в настоящем сборнике.

Ранне-среднекембрийская фаза фосфогенеза представлена месторождениями Австралии (бассейн Джорджина) и Азии (Хубсугул, Лаокай, Каратау, Хазара) и по масштабам вполне соизмерима с мел-палеогеновой фосфатоносной провинцией Тетиса. Кембрийские месторождения обнаруживают ряд сходных особенностей разрезов, в которых заключены фосфориты. Это сходство нельзя считать доказательством одновозрастности фосфатонакопления, а скорее следует истолковывать как показатель одинаковых физических и химических условий, имевших место в различных районах. Следовательно, можно предполагать какую-то общую седиментационную

модель образования древних фосфоритов.

Глобальная палеогеография для кембрия во многом еще не ясна. Тем не менее можно обсуждать следующую картину: фосфатонесные осадочные бассейны существовали в виде заливов, располагавшихся по периферии крупных морских пространств, которые, возможно, были вытянуты в широтном направлении.

Хотя и не существует единого мнения о механизме апвеллинга, но тем не менее всеми признается тесная связь между этим процессом и образованием фосфоритов. Влияние апвеллинга наименее вероятно для формирования фосфоритов в условиях мелководных эпиконтинентальных морей. В таких обстановках большое значение могли иметь локальные факторы, как привнос значительных количеств фосфора реками. Однако факт распространения на обширные площади фосфатонесных отложений, ограниченных сравнительно узким возрастным интервалом, наталкивает на мысль об определяющей роли каких-то общих океанографических факторов, например, крупных морских трансгрессий, приуроченных к этим временным интервалам /3/. Это может играть особо важную роль для образования песчаниковых фосфоритов, имеющих обломочное происхождение. Дополнительным благоприятным фактором может служить высокая биопродуктивность на обширных площадях мирового океана в раннем кембрии, а также появление и пышный расцвет организмов с жестким скелетом, что имело место на границе докембрия (венда) с кембрием (томмотский ярус). Это событие известно как раннекембрийская "вспышка" /1/.

Быстрое и широкое распространение скелетных организмов в раннем кембрии, по праву считающееся важнейшим событием в геологической летописи, было предметом многих дискуссий. В то же время крупные периоды океанического апвеллинга считаются основным благоприятным фактором для фосфатонакопления. Причина возникновения столь крупномасштабных явлений апвеллинга остается еще не ясной. Возможно, ее следует связывать с определенными особенностями конфигурации континентов и океанов. Такого рода апвеллинг приводит к увеличению количества фосфора, растворенного в прибрежных водах. Это доказываются обилием организмов с фосфатными раковинами в раннем кембрии, с одной стороны, и обилием и широким распространением фосфоритов этого возраста с другой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Brazier M.D. Systematics Assoc. Special volume 12. L., Acad. Press, 1979, p.103-159.
2. Cook P.J. and McElhinny M.W. Reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of the plate tectonics.-Econ.Geol., 1979, v.74, p.315-330.
3. Cook P.J. and Shergold J.H. Proterozoic and Cambrian Phosphorites of Asia and Australia - A progress report - In.: Fertilizer mineral potential in Asia and Pacific. Honolulu: East-West Resource Systems Institute, 1980, p.207-223.
4. Notholt A.J.G. Resources of Precambrian and Cambrian sedimentary phosphate rock. - In.: Proterozoic and Cambrian Phosphorite. Cook P.J., Shergold J.H. (Eds). Canberra: ANU Press, 1979, p.71-86.

БИОСТРАТИГРАФИЯ КЕМБРИЙСКИХ ФОСФОРИТОВ
(ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ)

Бюро минеральных ресурсов, Канберра, Австралия

Фосфориты встречаются в отложениях всего кембрийского периода во многих странах мира, и кембрийский фосфогенез является теперь хорошо известным событием геологической летописи. В то же время более детальная информация по биогеохронологии фосфатоносных отложений остается еще очень скудной. Данное сообщение следует рассматривать как предварительное, так как соответствующие данные продолжают поступать и анализироваться.

Важнейшая фаза фосфатонакопления приурочена к самому началу кембрия – низам адданского яруса (томмотский горизонт /3/). Промышленные залежи фосфоритов этого уровня сформировались в Малом Каратау, СССР /2, II/, а также на юго-западе Китайской платформы в формации Мейсучун провинции Юньнань и аналогах этой формации в провинции Хубэй и на юге провинции Шаньси /I, I2, I5, I6/. В Китае фосфориты этого уровня формируют пояс, протягивающийся от южной части провинции Шаньси к западной части провинции Хубэй, к югу Сычуаня и затем через Гуйчжоу в Юньнань. Желваковые фосфориты, относимые к мейсучуньскому ярусу, встречаются в пределах от Чжацзяна до севера Гуанси. Слабофосфатизированные породы этого возраста наблюдаются по всей Скандинавии – в Швеции, Норвегии, Дании, на востоке Гренландии и у Нанитона в Англии, где они обычно ассоциируют с разрезами грубообломочных и глауконитсодержащих пород /4/.

В течение атдабанского времени происходило лишь слабое фосфатонакопление, известное в Скандинавии (Швеция, Норвегия) и на востоке Гренландии /4, I3/.

Следующий эпизод фосфатонакопления приурочен к ленскому ярусу (Малый Каратау), к разрезу формации Комлей в Шропшире (Англия, /9/), Южной Франции /5/, Нью-Бруксуику на востоке Канады /I4/ и к ярусу Цанглангцу по южному и западному обрамлениям Ордосской платформы /I2/.

Среднекембрийский фосфогенез отчетливо проявился в Австра-

лийско-Китайском регионе. Промышленные месторождения фосфоритов, относящиеся к темптонскому горизонту среднего кембрия, формируют бассейн Джорджина на севере Австралии. Сходные с австралийскими трилобитовые ценозы (хучуаньский горизонт) обнаружены на острове Хайнань, на Таримской платформе (провинция Ганьсу), в Восточном Тянь-Шане /12/. Слабофосфатизированные осадки этого возраста встречаются среди отложений зоны *Paradoxides oelandicus* в Швеции, Норвегии и Дании /13/, в районах Нанитона и Комлей в Англии /4/, в районе Монтань Норе на юге Франции /5/.

Следующая гораздо менее значительная фаза фосфогенеза приурочена к флоранскому горизонту среднего кембрия и представлена в бассейне Джорджина. Ей отвечают фосфориты позднего Хучуаньяна на острове Хайнань в Китае /7/.

Позднекембрийский фосфогенез в основном проявился путем формирования фосфоритоносных осадков, ассоциирующих с несогласиями в разрезах черных сланцев Скандинавии. Подобные же ассоциации отмечены в карбонатно-сланцевых толщах кембро-ордовика в Западной Канаде /6,8/.*

Фосфогенез в течение всего нижнего и среднего кембрия продолжался, по-видимому, непрерывно. В то же время области интенсивного фосфатонакопления смешались во времени. Выявляется как усиление, так и ослабление интенсивности фосфатонакопления во времени и пространстве. Вряд ли можно сомневаться в том, что подобные вариации были связаны с движениями литосферных плит в кембрии /10/. Однако, палеогеографические реконструкции по выделенным выше временным рубежам могут быть сделаны лишь после осуществления соответствующих исследований.

* Верхнекембрийские пластовые фосфориты известны в бассейне р. Уды на Дальнем Востоке СССР. (Прим. ред.)

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис.- М.: Наука, 1966. -195 с.
2. Мамбетов А.М., Репина Л.Н. Нижний кембрий хребта Таласский Каратау и его корреляция с разрезами Малого Каратау и Сибирской платформы.-Труды ИГиГ СО АН,-Новосибирск: Наука, 1979, вып. 406, с. 98-158.
3. Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А. Томмот - ский ярус и проблема нижней границы кембрия.-Новосибирск: Наука, 1969.-380 с.
4. Brasier M.D. The Lower Cambrian transgression and glauconite-phosphorite facies in western Europe.-Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., 1980, v. 137. - 6 p.
5. Brian J.P. Characterization of the paleoenvironments of the Cambrian phosphorites of the northern flank of the 'Montagne Noire', Southern Massif Central, France. (Abstract). IGCP Project 156-Newsletter, 1980, №6, p. 18-19.
6. Cecile M.P., Norford B.S. Basin to platform transition, Lower Palaeozoic strata of Ware and Trutch map areas, north-eastern British Columbia. Current Research. Part A. - Geol. Surv. Canad., 1979, Paper 79-1A, p. 219-226.
7. Chang W.T. A review of the Cambrian of China. - J.Geol. Soc. Aust. 1980, v.27, N2, p. 137-150.
8. Christie R.L. Sedimentary phosphate deposits - an interim review. - Geol. Surv. Canad., 1978, Paper 78-20, 9p.
9. Cobbold E.S. The Cambrian horizons of Comley (Shrop - shire) and their Brachiopoda, Pteropoda, Gasteropoda etc.- Quart. Journ. Geol. Soc. Lond., 1921, v.76, p. 325-386.
10. Cook P.J., McElhinny M.W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. - Econ. Geol., 1979, v.74, N2, p. 315-330.
11. Eganov E.A. The role of cyclic sedimentation in the formation of phosphorite deposits. - In.:Proterozoic and Cambrian Phosphorites. Cook P.J., Shergold J.H. (Eds). Canberra: ANU Press, 1979, p.22-25.
12. Lu Yanhao. Cambrian mineral deposits in China and the

bio-environmental control theory. Peking: Geological Press, 1979. -75 p.

13. Martinsson A. The Cambrian of Norden. - In: Lower Palaeozoic rocks of the world. V. 2. 2: Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitsbergen. Holland C.H. (Ed.). - N.Y.: John Wiley and Sons, 1974, p. 185-283.

14. Matthew G.F. On phosphate nodules from the Cambrian of southern New Brunswick. - Trans N.Y. Acad.Sci., 1893, v.12, 108 p.

15. Qian Yi, CHEN, Menge, CHEN, Yiyuan. Hyolithids and other small shelly fossils from the Lower Cambrian of the eastern part of the Yangtze Gorge. - Acta palaeont. sinica, 1979, v.18 (3), p. 207-227 (Chinese), p. 228-230 (Engl.).

16. YÜ Wen. Earliest Cambrian monoplacophorans and gastropods from western Hupei with their biostratigraphical significance. - Acta palaeont. sinica, 1979, v.18 (3), p. 233-260 (Chinese), p. 261-266 (Engl.).

А.Л.Яншин

ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ФОСФОРИТОВ ПОГРАНИЧНЫХ СЛОЕВ ДОКЕМБРИЯ-КЕМБРИЯ

Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск, СССР

В настоящее время можно считать доказанными большие качественные изменения всех геологических процессов в истории Земли. С учетом этого обстоятельства надо подходить и к выяснению условий, при которых образовались в конце докембрия - начале кембрия многочисленные месторождения фосфоритов на всех континентах. Ученные запасы их пока меньше, чем мел-палеогеновых фосфоритов Северной Африки, но, по всей вероятности, это объясняется тем, что месторождения древних фосфоритов еще мало изучены, а многие из них только недавно открыты.

Фосфориты пограничных слоев позднего докембрия и раннего

кембрия в миогеосинклинальных и платформенных кремнисто-карбонатных формациях распространены очень широко. Для объяснения такого явления надо искать глобальные причины. Они пока еще не известны, но уже сейчас можно обратить внимание на три обстоятельства.

Во-первых, фосфоритовые месторождения другого возраста залегают среди пород, практически лишенных фосфора. В противоположность этому среди отложений конца рифея, венда и нижнего кембрия мы встречаем мощные толщи известняков, кремнистых известняков и доломитов, содержащих от 1 до 5% P_2O_5 . Суммарное количество фосфора в этих отложениях в сотни раз превышает количество его в месторождениях. Последние являются лишь участками еще более высокой концентрации фосфора.

Во-вторых, только в кембрии и ордовике получили максимальное развитие брахиоподы, которые строили свои раковины из фосфорнокислого кальция. Скопления раковин брахиопод из родов *Obolus* и *Orthis* в Эстонии и под Ленинградом разрабатываются как отличное сырье для производства фосфатных удобрений.

В-третьих, эпоха широкого фосфоритообразования в конце докембрия - начале кембрия совпадает во времени с эпохой мощного эволюционного скачка в развитии органического мира. В венде появляется богатая бесскелетная фауна, известная теперь не только в Австралии, но также на Ньюфаундленде, в Подолии, на берегах Белого моря и в ряде других мест. В кембрии она начинает одеваться раковинами из углекислого или фосфорнокислого кальция. При этом из кембрия мы знаем уже типы современных морских животных, кроме позвоночных и кораллов.

Возможно, что высокое содержание в морской воде фосфорнокислого кальция, вызванное гидротермальной деятельностью, сопровождавшей байкальскую складчатость, было причиной, с одной стороны, бурного скачка эволюционного процесса, а с другой - интенсивного фосфоритообразования.

ОСАЖДЕНИЕ АПАТИТА НА ГРАНИЦЕ ВОДА-ОСАДОК-
НЕУНИФОРМИСТСКИЙ ПРОЦЕСС

Геологическая служба США, Рестон, США

Считается, что апатит осаждается двумя способами. Один из них - биогенный, когда апатит выпадает из океанических вод в качестве твердых частей нектонных и бентосных организмов. Другой - хемогенный, когда апатит образует желваки и пеллеты в илах, богатых органикой, в диагенезе, а также осаждается в ряде других хемогенных диагенетических процессов. Третий ~~механизм~~ апатитоосаждения - химическое осаждение на поверхности морского дна - предложен давно, но сейчас отвергнут некоторыми исследователями по физико-химическим доводам. В настоящем обсуждении рассматриваются эти три типа процессов.

Первичное биогенное осаждение

Первичное биогенное накопление апатита в осадочных породах достаточно хорошо описано / 20 /. Апатит накапливают в качестве твердых частей организма многие виды животных. Это: раковины беззамковых брахиопод, кости и зубы беспозвоночных, чешуя и зубы рыб, почечные камни моллюсков /II/, конодонты, трубочки и крышечки некоторых хиолительминтов. Скопления обломков этого типа образуют определенные фосфатные фации в некоторых отложениях. Например, в формации фосфория пермского возраста в юго-восточном Айдахо фосфориты, состоящие из фосфатными раковинами брахиопод *Orbiculoidea* и в меньшей мере - фосфатными пеллетами и оолитами и содержащие в среднем 33% P_2O_5 (85 % апатита), преслеживаются в обнажениях на несколько километров в виде биостромных линз мощностью 0,5 - 3,8 м /23/. Этот слой протягивается на значительно большее расстояние, утоняясь по мощности от первых метров до нескольких сантиметров /25/. В формации Фосфория имеются и другие, тоже маломощные отдельные одновозрастные пласты первично биогенных фосфоритов, отложенные на площади в несколько тысяч квадратных километров. В.Мак-Келви и др. /19, с. 23/ сообщают, например: "По всему юго -

восточному Айдахо и прилегающим площадям в основании пачки Мид Пик залегает тонкий фосфоритовый пласт, содержащий в изобилии чешую рыб, кости и мелкие желваки".

Такие первично биогенные фосфатные слои отложились из кислородсодержащих вод умеренной подвижности и представляют наиболее мелководную и наиболее близкую к берегу часть фосфоритовой фации /25/. В сторону открытой части бассейна они переходят в пеллетные и оолитовые фации /8/. Эти биогенные фосфоритовые пласты обычно являются песчанистыми и в сторону берега переходят в хорошо отсортированные песчаники, которые отлагались явно в обстановке более подвижных вод.

Д и а г е н е т и ч е с к о е о с а ж д е н и е . Такой способ осаждения апатита также давно известен и хорошо описан на многих месторождениях. Многие фосфориты имеют апатитовый цемент. Апатит обычно заполняет ходы ископаемых организмов, как например, зооэзия из бриозоа, мелкие отверстия в пластинках эхинодерм, лучевые каналы спикул кремневых губок, внутренние части раковин гастропод и фораминифер и пространство, прижизненно заполненное мягкими тканями костей. Апатит образует также микроконкреции или пеллеты в илах, как это описано для современных илов /1,3/, а также для древних /24/. Во время диагенеза апатит замещает известняк, а также раковины и зерна, состоявшие из карбоната кальция. Прекрасный обзор химии и петрологии диагенетических апатитсодержащих осадков дан Г.Н.Батуриным /1/, который в развитии положений Н.М.Страхова /27/ отмечает, что ведущим фактором диагенетического процесса является органическое вещество. Благодаря разложению органического вещества и сульфатной редукции, меняется химизм поровых вод. Концентрации фосфора в таких водах обычно достигают 1-2 мг/л, но отмечались содержания и от 8 до 9 мг/л. При таких концентрациях поровые воды существенно переносятся фосфатом кальция, который начинает осаждаться на материале различного происхождения и состава, что разгружает поровые воды от этого компонента. Батурин далее отмечает, что возможное "обезличивание" фосфата кальция по отношению к составу центров осаждения имеет причиной наличие на поверхности осадка частичек, являющихся микроцентрами с высокими значениями pH вследствие подщелачивания, произво-

димого деятельностью бактерий, в том числе сульфатредуцирующих, высвобождения аммония из органического вещества и растворения карбонатов. Он указывает на самоочищение сложенных апатитом участков от нефосфатных компонентов, которые при дальнейшем развитии процессов диагенеза могут обогатиться фосфатом до содержания 20–32% P_2O_5 . Таковыми могут являться копролиты, которые первоначально содержали лишь небольшое количество фосфора.

О с а ж д е н и е а п а т и т а н а г р а н и ц е в о д а - о с а д о к . Такое осаждение не находит объяснения с позиций современных представлений о физико-химических процессах в океане. И тем не менее, петрографические данные ясно свидетельствуют о том, что выпадение апатита на поверхности дна в прошлом имело место. Возможно, наиболее убедительным доказательством является совместное присутствие апатитовых оолитов и кварцевых зерен в песчаниках. Примером может служить фото шлифа на фиг. II2A в работе /8/. Ядрами оолитов здесь являются кварцевые зерна или первично апатитовые обломки раковин, аккреционно обраставшие концентрическими слоями фосфата. Все данные указывают на образование и отложение оолитов в среде умеренной подвижности, в окислительной обстановке, и не имеется доказательств об образовании оолитов в процессе диагенеза илов. Стратиграфические данные подкрепляют такую петрографическую интерпретацию /8/.

Такие породы в составе формации Фосфория в сторону открытой части бассейна переходят в оолитовые фосфориты с небольшим содержанием кварцевых зерен, а затем – в фосфориты, богатые органическим материалом и состоящие из пеллет без концентрических оболочек, которые содержат незначительную примесь очень мелких кварцевых зерен в цементе. Был сделан вывод /8/, что подобные слабопесчанистые пеллетные фосфориты образовались в более спокойной обстановке, как это можно видеть по включениям глинистых и алевритовых частиц в пеллетах, но впоследствии были отмыты течениями, имеющими достаточную силу для удаления глинисто-алевритового матрикса и оставившими только песчаные частицы и, естественно, гораздо более крупные апатитовые пеллеты. Эти течения были не в состоянии перемещать апатитовые пеллеты, что показывает отсутствие какой-либо косой слойчатости или знаков ряби. П.Кук (Cook) /6/ заключил,

что такие же процессы имели место при образовании фосфоритов ордовика Центральной Австралии. Фосфориты этого типа переходят в переслаивающиеся обогащенные органикой аргиллиты и фосфориты, которые в свою очередь далее в сторону открытого бассейна сменяются нефосфатными алевролитами. Фосфориты формации Фосфория в Монтане могут быть разделены на два основных типа /8/: те, которые были отсортированы и перемыты течениями, и те, которые этому не подвергались. Подобное разделение фаций в принципе то же, что и разделение А.В.Казаквым фосфоритных фаций на платформенные и геосинклинальные /16/. Возникает вопрос: если ближайšie к берегу фосфориты отлагались на разделе вода-осадок, то могла ли оставшая часть фосфоритов из этого же фациального ряда возникать сходным образом? Е.Крессман и Р.Свенсон (Cressman, Swanson) /8/ заключили, что хотя все говорит о том, что пеллеты (несортированного и неперемытого типа) не были перемещены и возникли на месте их нахождения, не существует доказательств тому, что пеллеты образовывались на поверхности осадка или внутри него в диагенезе.

Любопытной особенностью многих фосфоритов является образование сложных пеллет, т.е. пеллет, состоящих из более мелких пеллет, некоторые из коих раздроблены. Такое сочетание концентрических обростаний пеллет, возникших в спокойной обстановке вследствие изменений содержания органической примеси, и свидетельств отмывания пеллет, показывает чередование условий слабой и высокой подвижности и изменение скорости отложения органики, а также возможных изменений обстановок от периодов окисления к восстановительным. Кроме того, тонкие карбонатные слои, содержащие ископаемые организмы, нередко переслаиваются с фосфоритами, богатыми органикой. Эти карбонатные породы содержат бентосную фауну, указывающую на существование окислительной и более щелочной среды, а богатые органикой фосфориты являются показателями восстановительной обстановки и меньшей щелочности. Например, Е.Йохельсон (Yochelson) /28/ привел данные в пользу изложенного выше для формации Фосфория. Е.Колодный (Kolodny) /17/ собрал геохимические показатели кажущихся "противоречий" между условиями, которые обладают как показателями окислительной, так и восстановительной обстановки для одной и той же породы. Так, "цериевая недостаточность",

типичная для фосфатных пород, характеризует открытые океанические воды и указывает на водное происхождение фосфатных пород в окислительных условиях; европий (II) занимает место кальция в решетке апатита, и его возможное присутствие там могло бы свидетельствовать о редукции; в решетке апатита присутствует изотоп серы $\delta^{34}\text{S}$, поступивший из сульфатов морских вод, несмотря на сонахождение с фосфоритами сульфидов; уран в фосфоритах находится как в окисленных, так и в восстановленных формах.

Е. Колодный приходит к выводу, что такое разнообразие возникает в результате эпизодического или последовательного действия причин и связано с изменением условий вследствие колебаний уровня моря. Все это свидетельствует о том, что обстановки отложения многих фосфоритов были не постоянными, а флуктуировали между аэрируемой умеренно подвижной средой до восстановительной слабоподвижной. На каждый метр слоя осадков приходились сотни и тысячи подобных флуктуаций, и такая скорость изменений слишком велика, чтобы их можно было объяснить изменениями уровня моря.

Гипотеза об образовании фосфоритов на разделе вода-осадок укрепилась, когда были приняты во внимание соображения о темпах поступления фосфора в осадки, что было сделано У. Барнеттом (письменное сообщение, 1980). На площади в $21\,500\text{ км}^2$ в юго-восточном Айдахо фосфатные сланцы пачки Мид Пик формации Фосфория содержат более или менее равномерно распределенными $1,46 \times 10^{11}$ метрических тонн фосфора (P), что подсчитано по данным работы /18/. Б.Р. Уордлоу (B.R. Wardlaw, устное сообщение, 1980) по палеонтологическим данным подсчитал, что пачка Мид Пик отложилась за период в 2-6 млн. лет в течение части ровианского яруса (века) пермского периода. Таким образом, годовое поступление фосфора в осадок в течение времени Мид Пик составляло от 113 до 340 мг фосфора на 1 см^2 в год. Это сравнивается с поступлением фосфора в осадки на площадях современного апвеллинга у берегов Перу и Намибии, которое составляет от $0,3$ до 28 мг фосфора на 1 см^2 в год (У. Барнетт, письменное сообщение, 1980), т.е. поступление фосфора в момент максимального фосфоритонакопления на площади Скалистых гор в перми было на 1-4 порядка выше, чем на площадях максимального фосфоритонакопления в современном океане. Отсюда следует, что осаждение апатита в перми должно было бы происходить на поверхности дна, а не из поровых вод внутри осад-

ка в диагенезе. Ибо, если апатит образовывался бы за счет фосфора, содержащегося в поровых водах, то количество этих вод и илов должно было бы оказаться чрезмерным. Например, формация Фосфория первоначально содержала $С,74 \times 10^{12}$ т фосфора /18/, что в пять раз превышает растворенное сегодня в водах океана его количество. Другие фосфогенитические провинции столь же велики. Например, запасы мел-эоценовых фосфатных месторождений в фосфогенитической провинции Северной Африки - Ближнего Востока определяются в $48,3 \times 10^9$ т фосфатных руд (приблизительно 20×10^9 т фосфора) /9/. Общее же количество фосфора, отложенного в породах с любым содержанием - как в рудных, так и в нерудных количествах - для данной провинции не подсчитано, но, допуская некоторые ограничения, можно считать, что если общее соотношение фосфора было таким же, как и для формации Фосфория, то полное количество фосфора, накопленного в Северо-Африканской - Ближне-Восточной провинции (Гондвана), в 20 раз больше содержащегося в формации Фосфория. Эта цифра, возможно, слишком завышена, но тем не менее приводит к выводу, что количество фосфора, накопленного в Фосфории, не уникально. Оно потребовало бы гигантского объема поровых вод и илов, чтобы дать такое количество отложенного фосфора. Это оставляет возможность для сомнений в справедливости применения гипотезы о диагенетическом происхождении фосфоритов к таким крупным месторождениям, какие мы имеем в пермской Северо-Американской и в меловой Гондванской фосфогенитических провинциях. Седиментологические и палеогеографические проблемы происхождения и распределения столь огромных количеств ила трудно преодолимы.

Образование апатитовых пеллет и оолитов было предметом споров на протяжении многих лет. Некоторые полагают, что апатитовые пеллеты образуются путем разрастания частиц, так же, как и оолиты, которые образуются именно таким способом, и различие лишь в том, что пеллеты, которые не имеют концентрической структуры, образовывались в постоянных условиях осаждения, в то время как оолиты формировались при меняющихся условиях.

Некоторые исследователи предполагают, что и пеллеты и оолиты должны возникать при перекачивании их течениями, что придает им округлую форму. Однако, этот процесс не является обязательным, как показывают хорошо выраженные апатитовые оолиты

островных фосфоритов, вероятно, возникшие диагенетически ниже отложений гуано и над поверхностью растворения рифовых известняков, которые подверглись опусканию и переработке по мере понижения поверхности растворения, но не подвергались перемыыву водными течениями. Кроме того, отсутствие знаков ряби и кривой слоистости в тонкослоистых морских фосфоритах показывает, что перекачивание пеллет было незначительным или вовсе не имело места. Древние морские фосфориты обладают высокой степенью сортировки пеллетного фосфатного материала. Коэффициент отсортированности II образцов фосфоритов из Вайоминга колеблется между 1,23 и 2,17 и за исключением двух случаев ниже 1,45 /25/. Такие же результаты получены для фосфоритов из Монтаны /8/. Такая высокая степень сортировки сравнима с отсортированностью пляжных песков, а тонкая слоистость показывает, что обстановка фосфоритоотложения была низкоэнергетической, и это приводит к заключению, что распределение размеров фосфоритовых зерен не связано с механической их сортировкой течениями, а отражает первичное распределение по размерам, определяемое процессом разрастания.

Существует мнение /13,14,21/, что пеллеты известных фосфатных месторождений Флориды сформировались путем размыва апатитового ила или микросфторита с последующим округлением частиц в результате переработки осадка. Хорошо выраженные апатитовые пеллеты образуются в илах диагенетически, как это уже обсуждалось выше.

Копролитовая теория способа образования пеллет в качестве преобладающего, вероятно, является наистарейшей /2/ и до сих пор находит сторонников /4/. Она подразумевает, что копролиты были загланы апатитом после их образования, или животные заглатывали фосфатсодержащий ил. Отсутствие следов ископаемых организмов, как и тонкослоистая текстура большинства пеллетных фосфоритов, указывает на отсутствие биотурбаций, которые могли бы укрепить идею о роли поедания фосфатного ила в образовании этих фосфоритов. Предположение об образовании пеллет путем фосфатизации копролитов, с другой стороны, требует доказательств того, что копролиты накапливались в спокойной обстановке, затем диагенетически были фосфатизированы в илах, образовав апатитовые пеллеты и, наконец, концентрировались путем переработки. Такой многостадийный процесс, вероятно, имел мес-

то /I/, но не может быть применен для объяснения формирования пеллет насыщенных органикой, тонкослоистых и отмытых фосфоритов, которые никогда не подвергались переработке.

Существование апатитовых илов описано многими исследователями, что порождает проблему реальности первичного осаждения апатита. Д.Фрис и С.Риггс (Freas, Riggs) /13/ допускают, что миоцен-плиоценовые апатитовые илы Флориды отлагались непосредственно из морской воды на весьма мелководных участках. Р.Расселл и Н.Трумен (Russell, Trueman) /22/ согласны с Фрисом и Риггсом, интерпретируя подобным же образом образование апатитовых илов кембрия на территории Квинсленда (Австралия); однако, они отмечают, что апатитовые илы не содержат органического материала или сульфидных минералов, которые присутствуют в пеллетных породах той же формации. С другой стороны, Ф.де Кейзер и П.Кук (de Keyser, Cook) /10/ допускают, что апатитовые илы Квинсленда были отложены "с фосфатоносной поверхности при миграции в межприливную или надприливную зону грунтовых вод, которые при этом подщелачивались и осаждали апатит внутри осадка или же, в более общем случае, на поверхностях, которые подвергались выветриванию...". Выветривание, которое, как полагают де Кейзер и Кук, происходило в кембрии, вызывало выщелачивание элементов-примесей, входящих в апатитовую кристаллическую решетку. Можно было бы считать, что гипотеза Г.Н.Батурина о диагенетическом осаждении апатита и последующей переработке таких осадков не применима к фосфатным илам, так как не отмечается следов переработки до образования таких илов, а если бы таковая имела место, то она бы явилась причиной удаления апатитовой составляющей илов. Таким образом, затруднительно приписать образование апатитового ила чему-либо иному, как не прямому осаждению апатита на мелководье. Следовало бы отметить, однако, что не все исследователи приемлют идею о седиментационном происхождении фосфатных илов; некоторые полагают, что пеллетные структуры таких илов затусованы последующими процессами.

З а к л ю ч е н и е . Существует множество свидетельств о том, что апатит в древних океанах осаждался на разделе вода-осадок, в современных же океанах апатит, по данным океанографии и морской геологии, осаждался иным способом. Это приводит к выводам, что палеоокеаны отличались от современных по составу вод, ха-

рактеру циркуляции или по тому и другому /12,26/. Это может привести к эмпирически установленному выводу о эпизодичности фосфатоотсаждения /5,7,15,27/. Таким образом, можно заключить, что фосфогенез является нестандартным процессом и не укладывается в рамки принципа униформизма Ляйелля.

ЛИТЕРАТУРА

1. Baturin G.N. Phosphorites of the ocean floor. - М.: Наука, 1978.-232 p. (In Russian)
2. Buckland W. On the discovery of coprolites, or fossil facies, in the Lias at Lyme Regis, and in other formations.- Geol. Soc. London Trans. 2d ser., 1829, v.3, p.223-238.
3. Burnett W.C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. - Geol. Soc. Am. Bull., 1977, v.88, p.813-823.
4. Bushinski G.I. On shallow water origin of phosphorite sediments. - In: Deltaic and Shallow Marine Deposits. - Amsterdam: Elsevier, 1964, p.62-70.
5. Bushinski G.I. Old phosphorites of Asia and the genesis. Jerusalem: ISR Prog. Sci. Transl., 1969, 226 p.
6. Cook P.J. Winnowing-an important process in the concentration of the stairway sandstone (Ordovician) phosphorites of Central Australia.- J. Sed. Petrol., 1967,v.37,N3,p.818-828.
7. Cook P.J., McElhinny M.W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of phosphorites in the light of plate tectonics. - Econ. Geol., 1979, v.74, N2, p.315-330.
8. Cressman E.R., Swanson R.W. Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of southwestern Montana. - U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 313-C, 1964, p.275-569.
9. Davidson D.F. Phosphate Deposits, and the Tethyan Trough, Africa, and the Middle East. In press., 1980.
10. de Keyser F., Cook P.J. Geology of the Middle Cambrian phosphorites and associated sediments of northwestern Queensland.- Dept. of Nat. Dev. Bur. Min. Res., Geol. and Geophysics Bull., 1972, v.138, 79 p.

11. Doyle L.J., Blake N.J., Woo C.C., Yevich P. Recent biogenic phosphorite: concretions in mollusk kidneys. -Science (AAAS), 1978, v.199(4336), p.1431-1433.
12. Fischer A.G., Arthur M.A. Secular variations in the pelagic realm.-In: Deep-Water Carbonate Environments, ed. H.E. Cook P.Enos, SEPM Spec. Pub., 1977, v.25, p.19-50.
13. Freas D.H., Riggs S.R. Stratigraphy and sedimentation of phosphorite in the central Florida phosphate district. Chicago: Presented at Ann. Meet. AIME, 1965.-17 p.
14. Freas D.H., Riggs S.R. Environments of phosphorite deposition in the central Florida phosphate district.-In: Forum on Geology of Industrial Minerals. Austin: Proc. Univ. Texas Bur. Econ. Geol., 1968, p.117-28.
15. Gimmel'farb B.M. Regularity of the tectonic distribution of phosphorite deposits in the USSR.-In: Zakonomernosti razmeshcheniya poleznykh iskopaemykh. M., 1958, v.1 (In Russian)
16. Kazakov A.V. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites.-In: Geological investigations of agricultural ores. L.: Sci. Inst. Fert. and Insecto-Fungicides Trans., 1937, v.142, p.95-113.
17. Kolodny Y. Phosphorites.-In: The Sea, ed. C. Emiliani, Chap. 11-3. New York: John Wiley & Sons. 1981, p.981-1023.
18. McKelvey V.E., Swanson R.W., Sheldon R.P. The Permian phosphate deposits of western United States.-In.: Origine des Gisements de Phosphates de Chaux. Internat. Geol. Cong. 19th, Algiers, 1952 11(11). 1953, p.45-64.
19. McKelvey V.E., Williams J.S., Sheldon R.P., Cressman E.R., Cheney T.M., Swanson R.W. The Phosphoria, Park City, and Shedhorn formations in the western phosphate field.-U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 313-A., 1959.-47 p.
20. Rhodes F.H., Bloxam I.W. Phosphatic organisms in the Paleozoic and their evolutionary significance.-In: Proc. of the North American Paleontological Convention, ed. E.L. Yochelson. Lawrence, Kansas: Allen Press, Inc., 1971, v.11, p.1485-1513.
21. Riggs S.R. Phosphorite sedimentation in Florida - a model phosphogenic system.- Econ. Geol., 1979, v.74, p.195-220.
22. Russell R.T., Trueman N.A. The geology of the Duchess

phosphate deposits, northwestern Queensland, Australia.-Econ. Geol., 1971, v.66(8),p.1186-1214.

23. Sears R.S. Phosphate deposits in the Caribou range, Bonneville County, Idaho.-Geol. Soc. Am. Bull., 1955, v.66, N12 (Abstr.)

24. Sheldon R.P. Physical stratigraphy of the phosphoria formation in northwestern Wyoming.-U.S. Geol. Survey Bull. 1042-E. 1957, p.105-185.

25. Sheldon R.P. Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in western Wyoming.-U.S. Geol. Survey, Prof. Pap. 313-B. 1963, p.49-272.

26. Sheldon R.P. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation - a hypothesis.-SEPM Spec. Pub., 1980, N2, p.239-247.

27. Strakhov N.M. Fundamentals of the theory of lithogenesis. M.: Akad. Nauk SSR, 1960 v.1.-212 p.

28. Yochelson E.L. Biostratigraphy of the Phosphoria, Park City, and Shedhorn formations.-U.S. Geol. Surv., Prof. Pap. 313-D. 1968, p.571-660.

В.И.Покрышкин, И.М.Зубкова, Э.Л.Школьник

ЭПОХИ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ - ЗАКОНОМЕРНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КРУПНЕЙШИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ФОСФОРИТОВ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

ВНИИЗарубежгеология, ГИГХС, Москва, СССР

Крупнейшие скопления фосфоритовых руд, слагающих 160 промышленных месторождений, в том числе 72 наиболее крупных, не равномерно распределены в разрезе докембрия и особенно фанерозоя. В одних системах наблюдаются очень крупные, гигантские запасы фосфоритов морского происхождения, в других - несоизмеримо меньшие, обычно непромышленные. Такая реальная неравномерность в

распределении фосфоритов, представляемая как статистическая, определила появление идеи об "эпохах фосфатонакопления" /1,2,4, 6,8,9,11,16,19,25/. Дальнейший анализ этой проблемы необходим для выяснения возможных условий возникновения мощных концентраций фосфора, целенаправленного прогноза и поисков новых месторождений в перспективных стратиграфических подразделениях. Общие запасы фосфоритовых руд докембрия и фанерозоя мира оцениваются примерно в 143 млрд. т /12,17,23,24/. По основным промышленно-генетическим типам месторождений они распределяются следующим образом: 1) микрозернистые пластовые фосфориты докембрия и палеозоя (Азиатская, Западно-Африканская провинция, бассейны Джорджина, Скалистых гор и др.) - 39 млрд. т; 2) нижнеордовикские ракушечные фосфориты Прибалтийско-Ладожского бассейна - 2 млрд. т; 3) конкреционные фосфориты верхней кры и нижнего мела Волжского бассейна, сенона Актюбинского бассейна - 10,4 млрд. т; 4) верхнесенон-палеогеновые зернистые фосфориты Аравийско-Африканской провинции - 73,5 млрд. т; 5) среднемиоценовые зернистые фосфориты атлантической Береговой Равнины, Тихоокеанской шельфово́й провинции Северной и Южной Америки - 14 млрд.т; 6) плиоценовые переотложенные фосфориты полуострова Флориды - 23,8 млрд.т.

Подавляющая часть (88,7%) мировых запасов фосфоритовых руд приходится на месторождения зернистого (61,4%) и микрозернистого (27,3%) типов. Максимум концентрации фосфоритовых руд отчетливо прослеживается в венде-кембрии, поздней перми, позднем мелу-палеогене и миоцене. Эти стратиграфические интервалы могут считаться главнейшими эпохами морского фосфоритообразования и включают около 127 млрд.т запасов фосфоритовых руд. Другие уровни геохронологической шкалы характеризуются значительно меньшими масштабами. Но и здесь есть свои пики фосфоритообразований: ранне-среднерифейский (пелитоморфные фосфориты), нижнеордовикский (ракушечные фосфориты) и позднерусско-равнемеловой (желваковые фосфориты), плиоценовый и частично четвертичный (переотложенные фосфориты). На этих стратиграфических уровнях установлено около 16 млрд.т фосфоритовых руд.

Оценка дорифейских этапов осадочного фосфатонакопления затруднительна из-за слабой изученности и часто значительного метаморфизма. Отсутствие промышленных месторождений дорифейского

возраста, возможно, объясняется недостаточным развитием океанических бассейнов и относительно угнетенным биосом на ранних этапах развития Земли. Примерами дорифейских фосфоритов, испытавших интенсивный метаморфизм, являются фосфориты слюдянской серии Южного Прибайкалья, апатитоносные комплексы КНДР и КНР /4/.

Среди основных условий, оказывающих влияние на процессы фосфатонакопления и соответственно на возникновение и формирование эпох фосфатообразования выделяются: эволюция органического мира, климата и глобальной тектонической обстановки развития Земли.

Главным источником органического вещества в океанических и морских бассейнах сейчас являются фотосинтезирующие планктонные водоросли. Известно, что в водах Мирового океана их высокая биологическая продуктивность служит в зонах апвеллингов важнейшим фактором, определяющим геохимию осадочного процесса на океанских шельфах, в том числе и фосфатонакопление. Биомасса фитопланктона образуется сейчас на шельфах обычно диатомеями и динофлагеллятами (см. таблицу), отличающимися особенно повышенным извлечением фосфора из океанических вод /21/. Можно считать,

Распределение компонентов в фитопланктоне /20/

Компоненты	Диатомеи	Динофлагелляты
На 100 г органической массы (С)	100	100
P ₂ O ₅	6,18	3,9
F ₂ O ₃	13,7	4,8
CaO	17,5	3,8
SiO ₂	119,2	14,1

что с момента возникновения биоса (около 3,5–4 млрд. лет) фосфор начал играть роль биогенного элемента, усиленную в мезозойских и особенно кайнозойских бассейнах. Как видно из таблицы, фитопланктон становится ведущим "биофильтром" фосфора, поступающего на океанские шельфы с апвеллингами из глубин океанских бассейнов.

Как отмечает Е.Н. Григорьева /5/, качественные изменения

крупных групп фауны и флоры выражают необратимость процесса эволюции органического мира. Резкая смена биоса совпадала чаще с орогенными эпохами, а периоды "спокойного" его изменения — с промежутками между ними, сопровождающимися длительными морскими трансгрессиями, стабилизацией климата, сглаживанием рельефа и увеличением объема биомассы Мирового океана. Примером подобной "революционной" эпохи может служить рубеж позднего мела—раннего палеогена, сопровождавшийся также благоприятными палеотектоническими и палеогеографическими режимами развития океанических бассейнов Тетиса и Атлантики с мощным фосфоритообразованием в Аравийско-Африканской провинции.

Анализируя соотношение во времени и пространстве отдельных групп организмов в биоценозах, участвующих в образовании органического вещества осадков, С.М.Максимов, Т.Б.Ботнева и др. /II/ подчеркнули важную роль фитопланктона различных геологических эпох, также зависящего от хода эволюционного процесса и конкретных физико-географических условий.

Смена форм морского биоса, в том числе и фитопланктона, в течение геологических периодов обуславливалась изменениями трофических уровней по мере усложнения форм организмов. Их продуктивность на океанических шельфах не могла не отразиться на концентрации фосфора и процессах фосфатогенеза, особенно мезозойского и кайнозойского времени /I, 6, 10, 21, 22/. Наличие организмов для древнейшей эпохи, по мнению А.В.Ильина и Р.И. Волкова /9/, "не являлось необходимым условием для накопления фосфора в осадках, скорее наоборот, привнос его в прибрежные воды стимулировал бурное развитие органического мира" (с . II4). С этим выводом можно согласиться лишь отчасти. Достаточно крупные месторождения строматолитовых фосфоритов Араваллийской серии среднего рифей—венда в Индии /13/ с прогнозными запасами свыше 400 млн. т руды представляют собой пример фосфатоосаждения, сингенетичного развитию водорослевых биостромов мелководно-морского бассейна.

Таким образом, существенные изменения в органическом мире и фосфатообразование проявляются достаточно синхронно, особенно когда перестройка органической субстанции и экологических связей захватывали шельфы экваториальных зон Мирового океана. Максимумы фосфатонакопления совпадали с циклами резких изме —

МЕЖДУНАРОДНАЯ ПРОГРАММА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ
ПРОЕКТ 156-ФОСФОРИТЫ

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CORRELATION PROGRAMME
PROJECT 156 PHOSPHORITES



ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

GEOLOGY
OF PHOSPHORITE DEPOSITS
AND PROBLEMS
OF PHOSPHORITEGENESIS

NOVOSIBIRSK—1982

нений количества и состава биомассы, главным образом фитопланктона. В рамках общей системы "фосфор-живое вещество" в Мировом океане крупные нарушения трофических уровней, первичных продуцентов биомассы и экологических связей могли способствовать нарушению этой системы, что приводило к интенсификации процессов, активно контролировавших фосфатную седиментацию, например, в позднедокембрийской-раннекембрийской, пермской, позднесенон-палеогеновой и миоценовой эпохах фосфатонакопления с глобальным их выражением на океанских шельфовых зонах.

Следовательно, эпохи фосфатонакопления отражают планетарные изменения в органическом мире и соответственно в абиотической среде. По Е.Н.Григорьевой /5/, смена крупных органических групп на уровне видов и родов происходит в течение около 30 млн. лет. Этому интервалу соответствует продолжительность циклов осадконакопления в фанерозойских пелагических бассейнах седиментации, намеченных А.Фишером /21/. Эти циклы характеризуются широким распространением существенно морских фациальных условий осадконакопления при повышенных изотопных величинах углерода в известковистых осадках и органическом веществе.

Среди факторов, оказывающих влияние на изменение биоса и, соответственно, фосфатонакопления, особое место занимает климат и состав атмосферы, определяемые расположением континентов и океанов /1,6,22,25/. Н.С.Шатский /15/ один из первых показал важную роль климата для фосфатонакопления на примере зонального распределения в верхнем мелу и эоцене осадочных формаций с зернистыми и желваковыми фосфоритами. Первые из них формировались в экваториальном поясе, вторые - в более высоких и умеренных широтах, что нашло свое подтверждение в работах /7,9,10,14/. Так, П.Куком и М.Мак-Елхинни (Cook, McElhinny) /19/ доказываются что палеогеографической закономерностью размещения подавляющего большинства областей фосфатонакопления является их приуроченность к аридным окраинам материков приэкваториальной зоны, где большинство фосфоритовых месторождений формировалось в северных палеоширотах - от 10 до 30°. Многие исследователи также придерживаются мнения о существенном влиянии аридного климата на об-ласть фосфатообразования как наиболее благоприятного для морского фосфатогенеза. В этих бассейнах седиментации со стороны океана была более активной горизонтальная и вертикальная циркуля -

ция океанских, биологически высокопродуктивных холодных вод с растворенным в них фосфором, кремнеземом, карбонатами и другими элементами.

Анализ климатической эволюции фосфатонакопления рассматриваемых эпох фосфоритообразования свидетельствует о том, что крупные фосфоритоносные бассейны с месторождениями микрозернистых и зернистых фосфоритов образовывались преимущественно в зонах аридного климата (Азиатская, Австралийская, Северо-Американская, Аравийско-Африканская провинции), а с желваковыми фосфоритами глауконитовой группы формаций (Восточно-Европейская и . .) — в гумидном поясе. При этом прослеживается выдержанная приуроченность первого типа фосфоритоносных бассейнов к более сложным палеоклиматическим поясам, где наряду с гумидными зонами преобладали аридные области континентальной суши вблизи палеоокеанических шельфовых территорий массового фосфоритообразования. Подобная климатическая зональность областей фосфатонакопления сохранилась и в современных шельфовых зонах Мирового океана /1/. В свою очередь, меньшая масштабность областей фосфатонакопления с желваковыми фосфоритами объясняется резким преобладанием соседних с ними гумидных территорий континентальной суши, отсутствием обширных зон с аридным осадконакоплением.

Примером этому могут служить современные прибрежные районы Америки и Африки, где в зонах апвеллингов формируется соответствующий химический состав фосфатных и сопутствующих им других типов осадков, в том числе карбонатных и кремнистых /1,12/. Факторы, определяющие развитие этих продуктивных апвеллингов в Мировом океане, обусловлены особенностями атмосферной и океанической циркуляциями, соседством аридных областей в пределах смежной суши при весьма ограниченном терригенном сносе с континента, поступлением фосфора не только в связи с геологическими процессами, происходящими в океане, но и с формированием обширных кор выветривания на гумидных равнинах /2,6/.

В этом случае Аравийско-Африканская фосфоритоносная провинция представляет собой типичный регион, где крупные месторождения зернистых фосфоритов верхнего мела и палеогена формировались на океанических шельфах Тетиса и Атлантики по соседству с аридными (Сахара) и гумидными (Западная и Экваториальная Африка) областями Африканского палеоконтинента.

Главнейшие по запасам фосфоритов бассейны указанной провинции – Марокканский, Западно-Сахарский, Алжир-Тунисский и Ближневосточный размещались в позднеэоцен-палеогеновое время вблизи обширных тектонически стабильных пространств аридной суши Сахарской и Аравийской плит на значительном расстоянии от гумидных областей африканского палеогеографического Западной и Экваториальной Африки. Из данного примера следует, что гумидные области играли косвенную роль в мощном фосфоритообразовании, проявившемся в Аравийско-Африканской провинции главным образом как возможный источник фосфора, кремнезема и других элементов, поступавших с их территории в соседние океанические бассейны. В циркуляции океанических вод с растворенным фосфором ведущая роль принадлежала апвеллингам, аналогами которых являются современные стабильные течения – Канарское и Бенгельское у западных берегов Африки /1/. Климатическая эволюция отражена в эпохах фосфатонакопления разными промышленно-генетическими типами фосфоритовых месторождений. Для древних и молодых эпох фосфатонакопления характерно преобладание во время массового фосфоритообразования аридного климата, где формировались бассейны с микрозернистыми и зернистыми фосфоритовыми рудами.

Таким образом, климатические, биологические и океанографические условия отражают глобальный механизм формирования наиболее крупных эпох фосфоритообразования докембрия и фанерозоя. Об этом свидетельствуют литофациальные профили большинства крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира с месторождениями микрозернистых и зернистых фосфоритов. Формирование бассейнов седиментации в зоне гумидного климата характеризовалось отложением глауконит-терригенной формации с низкосортными конкреционными или ракушечными фосфоритами, типичные месторождения которых имеются в пределах Восточно-Европейской платформы.

Описанные биологические и климатические условия не могли быть изолированы от тектонических движений в океанах и на континентах, ранее проанализированных Г.Н.Батуриным и В.И.Покрышкиным /1/.

Рассмотрение материалов в свете концепции тектоники плит позволило наметить общие закономерности возможного возникновения и размещения бассейнов фосфатонакопления путем палеотектонических реконструкций для главнейших эпох фосфатообразования с

конца докембрия /8,16,25/, когда фосфоритоносные бассейны позднего докембрия возникли и формировались как в многоосинклинальных зонах (Хубсугульский, Каратауский и др.), так и во внутри-платформенных впадинах (Южно-Китайский, Джорджина и др.).

В кембрии существовали близкие палеотектонические условия, в которых фосфоритоносные бассейны унаследованно развивались на окраинах палео-Азиатского океана.

Возможно, спредингом и формированием срединно-океанических хребтов были вызваны активные зоны в палео-Азиатском океане с интенсивной циркуляцией океанических широтных течений и трансгрессиями, особенно вдоль Китайского и Казахстанского массивов, а также по северной окраинной части мегаконтинента Гондваны, где проявилось массовое фосфатонакопление в многоосинклинальном Удайпурском бассейне Индостана и окраинном платформенном бассейне Джорджина в Австралии.

Значительное сокращение палео-Азиатского и палео-Атлантического океанов в среднем палеозое привело к затуханию океанической циркуляции течений, и соответственно, к резкому уменьшению фосфатонакопления, отражением чего являются месторождения низкокачественных фосфоритов Прибалтики, фосфатопоявления гор Пенсакола в Антарктиде и др.

Геодинамический процесс в конце палеозоя, приведший к сгруппированию континентов и активному океанообразованию, проявился в пределах западного полушария, отвечавшего в общем плане палео-Тихому океану, где проявилось уникальное фосфатонакопление в перми в бассейне Скалистых гор. Оно шло в обстановке активного субмеридионального апвеллинга, захватившего обширный заливообразный участок шельфа палео-Тихого океана в экваториальном поясе с палеоширотами от 3 до 15°.

В позднемюрское время началось активное раздробление Гондваны, остававшейся почти единой в течение палеозоя. Относительно значительное фосфатообразование в конце верхней три и начале нижнего мела произошло в Волжском бассейне и связано с активизацией океанических течений в Северо-Атлантическом бассейне, но было ограниченным из-за гумидности климата.

В позднемеловое время продолжалось раздвижение Гондваны, сопровождавшееся интенсивным океанообразованием. Атлантический океан приобрел примерно современное очертание. Началось раскры-

тие западной части Индийского океана. Тетис, несмотря на свое последовательное замыкание, характеризовался активной океанической циркуляцией вод широтного направления с активным проявлением апвеллингов, особенно вдоль его обширного "африканского" шельфа с образованием часто трансгрессировавшего мелко-водного бассейна. Меньший мелководный бассейн формировался со стороны Атлантического океана.

Наибольшие трансгрессии происходили во время ослабления положительных тектонических движений срединно-океанических хребтов палео-Тетиса и соседних континентов - Евразийского и особенно Африканского. Об этом свидетельствуют незначительные мощности морских отложений, в том числе и фосфоритоносных, с глинисто-карбонатным типом осадков, накапливавшихся в верхнем сеноне наиболее интенсивно вдоль южного шельфа палео-Тетиса, в Ближневосточном фосфоритоносном бассейне, с формированием многочисленных месторождений зернистых фосфоритов кампан-маастрихтского возраста.

Менее благоприятные условия для фосфатонакопления существовали на северном шельфе палео-Тетиса, вдоль окраины Евразийского континента, где в конце сантона-начале кампана накапливались низкосортные конкреционные фосфориты Актюбинского и других бассейнов.

В позднем сеноне по западной окраине Африканского континента начали формироваться Марокканский и Конголезский бассейны со сравнительно ограниченным фосфатонакоплением, связанным с апвеллингами продолжавшего раскрываться Атлантического океана. Сходного типа область фосфатогенеза находилась на западной окраине Южно-Американского континента, в Восточно-Кордильерском бассейне Колумбии и Венесуэлы.

На протяжении кайнозоя шло сдвигание ряда континентов с закрытием Тетиса и соединением Африки с Евразией. Закрытие Тетиса и его восточной части сопровождалось кратковременным и значительным накоплением зернистых фосфоритов на южном шельфе в Ближне-Восточном и Алжиро-Тунисском бассейнах в конце палеоцено-раннего эоцена.

Крупное фосфатонакопление в раннем и среднем палеогене проявилось в Марокканском, Западно-Сахарском и других бассейнах западной окраины Африканского континента и было приурочено

к зонам прибрежных апвеллингов Атлантического океана. Особенностью этих апвеллингов являлось доминирующее меридиональное направление с западным экваториальным отклонением.

В неогене сохраняется преимущественно меридиональное движение апвеллингов, главным образом вдоль западных побережий Африки, Америки с образованием крупных месторождений фосфоритов: Ли-Крик, Байявар, Южная Калифорния и др. /18/.

Изложенный материал свидетельствует о последовательной связи эпох и областей фосфатонакопления с океанообразованием, движением литосферных плит. Спрединг океанического дна и рост срединно-океанических хребтов сопровождались проявлением апвеллингов - ведущих транспортеров огромного количества фосфора для морского фосфатонакопления на океанических шельфах, особенно арктических зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батурин Г.Н., Покрышкин В.И. Апвеллинг и фосфоритообразование. - Океанология, 1980, т. XX, вып. I, с. 87-96.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. - М.: Наука, 1966, - 194 с.
3. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. - М.: Недра, 1980. - 243 с.
4. Герасимов Е.К. Эпохи фосфатонакопления и их межрегиональное сопоставление. - В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск: Наука, 1972, с. 13-18.
5. Григорьева Е.Н. О возможных причинах смен флор и фаун. - Изв. вузов. Геол. и разведка, 1971, №5, с. 14-16.
6. Занин Ю.Н. О климатических аспектах эволюции фосфатонакопления в фанерозое. - В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск: Наука, 1981, с. 122-133.
7. Западно-Африканская позднекембрийская-кембрийская фосфатоносная провинция /Ильин А.В., Волков Р.И., Выдрин В.Н., Забродин В.Е. - Литология и полезные ископаемые, 1979, №3, с. 85-99.
8. Зоненшайн Л.П., Городницкий А.И. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов. Статья 2. Позднепа -

леозойские и мезозойские реконструкции.—Геотектоника, 1977, №3, с.3-24.

9. Ильин А.И., Волков Р.И. Фосфатоносные бассейны и эпохи фосфатонакопления. —В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана, Л., 1980, с.108-115.

10. Красильникова Н.А. О генезисе фосфоритов и эволюции фосфоритообразования.—Литол. и полезн. ископаемые, 1967, №5, с.156-163.

11. Органическое вещество и цикличность процессов нефтегазообразования. Максимов С.И., Ботнева Т.А., Еременко И.А., Мех — тиева В.Л., Панкина Р.Г. — Сов.геол., 1979, №4, с.3-17.

12. Покрышкин В.И. Закономерности размещения промышленных месторождений фосфоритов докембрия и фанерозоя мира.—М.: Недра, 1981.—207 с.

13. Соколов А.С. Литология в проблеме расширения ресурсов фосфатного сырья.—Литол. и полезн. ископаемые, 1974, №3, с.108-129.

14. Страхов Н.М. Климат и фосфатонакопление.— Геология рудных месторождений, 1960, №1, с.3-5.

15. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.—В кн.: Совещание по осадочным породам, вып.2, М.: Изд-во АН СССР, 1955, с.135-141.

16. Banerjee D.M. Chemical rhythmicity in the Precambrian laminated phosphatic stromatolites and its bearing on the origin of algal phosphorites.— Indian Journal of Earth Sci., 1978, v.5, N1, p.102-110.

17. Boujo A. Contribution a l'etude geologique du gisement de phosphate cretacee-eocene des Ganntour (Maroc occidental).—Note et mem. Serv.geol.Maroc, 1976, N262.-227 p.

18. Cheney T.M., G.H.McClellan, E.S.Montgomery. Sechura Phosphate deposits, their stratigraphy, origin and composition.— Economic Geology, 1979, v.74, N2, p.232-259.

19. Cook P., McElhinny M. Reevaluation of the Spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics.—Econ. Geol., 1979, v.74, N2, p.315-330.

20. Fauconnier D., Slansky M. Role possible des Dinoflagelles dans la sedimentation phosphate.— Bulletin du BRGM,

(deuxiem serie), 1978. Sect. IV, N3, p.191-200.

21. Fischer A., Arthur M.A. Secular variation in the pelagic realm.-SEPM Sp.Publ., 1977, N25, p.19-50.

22. Gurr T.M. Geology of US Phosphate deposits.-Mining Eng., (USA), 1979, v.30, N°6, p.682-691.

23. Notholt A.J.G. Proterozoic and Cambrian phosphorites. Inaugural field workshop and seminar in Australia.-Mining Mag., 1978, v.139, N5, p.497-499.

24. Sheldon R.P. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation - an hypothesis -SEPM Sp. Publ., 1980, N29, p.239-247.

A.M.Ziegler

CAMBRIAN WORLD PALEOGEOGRAPHY AND PHOSPHOGENESIS

Dept. Geophysical Sciences University of Chicago
Chicago, Illinois, USA

The Cambrian world was unusual in many respects: 1) the low latitude distribution of the continents, 2) the magnitude of sea level rise and 3) the number of phosphorite deposits. This paper is an attempt to relate these factors through the upwelling model of the phosphogenesis. Upwelling currents due to Ekman transport (by far the most common today) form in very specific conditions: 1) the water depth must exceed 100 m, at least locally, 2) the wind must be consistent over periods of many days, 3) the wind must be parallel or subparallel with the coast and 4) the offshore direction must be to the right of the wind in the northern hemisphere and to the left of the southern hemisphere.

The low latitude which can be demonstrated for most Cambrian paleocontinents, is favorable for upwelling because the

low latitude winds are much more consistent in direction than higher latitude winds (the name "Trade winds" was given to these winds by the east sea captains because their consistency and predictability was favorable for trading ships). Moreover, the dominantly easterly direction of the low latitude winds means that when continents are centered along the equator, both the northern and southern margins are in the proper orientation for upwelling, provided they are in the range 5° to 35° from the equator.

The magnitude of the sea level rise in the Cambrian is also favorable for upwelling. During such time appropriate depths for upwelling are developed in shelf and epeiric sea environments. The rapidity of sea level rise may also be important because during such events the carbonate environments are "drowned" and the clastic source regions removed spatially, thereby preventing dilution of the authigenic accumulations. Still another consequence of sea level rise is the formation of large evaporite basins associated with the epeiric seas. The effect of such basins would be to draw any upwelled and nutrient-rich waters toward the margins of the epeiric seas, because an epeiric-centered current system would result from the process of evaporation.

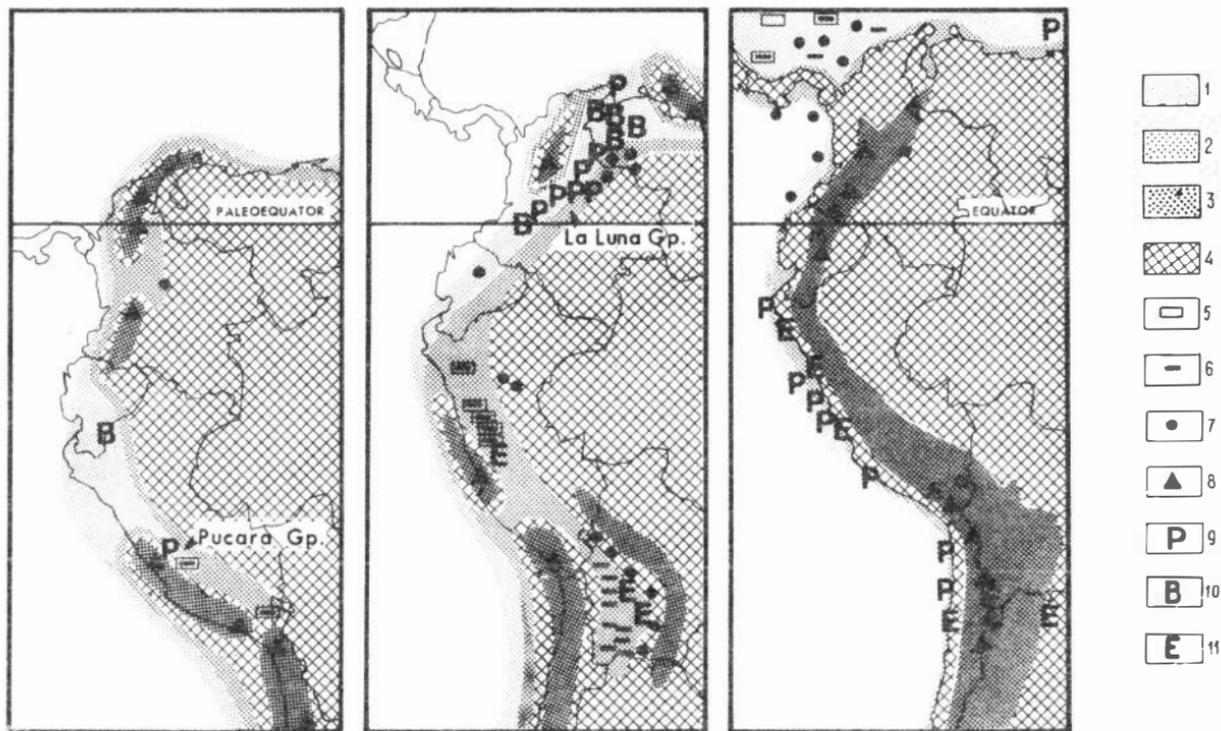
The conclusion is that the Cambrian world was ideal for phosphorite accumulation because of its paleogeographic peculiarities. Special pleading for extraordinary, or "non-uniformitarian" sources of phosphorus may be unnecessary. The key factor is rapid sea level rise associated with appropriately oriented low-latitude terranes. This explanation can be applied to phosphogenic epochs other than the Cambrian.

GEOLOGIC HISTORY OF THE UPWELLING OFF ZONES
WESTERN SOUTH AMERICA

Department of Geophysical Sciences University of Chicago
Chicago, Illinois, USA

South America has remained in approximately the same latitude since Jurassic times and consequently one would expect, on uniformitarian grounds, that the oceanic current systems operating today would have occurred during the past 200 million years. Two upwelling zones are presently associated with South America: (1) the well-known Humboldt Current off Peru and northern Chile which is driven by southeasterly winds and (2) the Caribbean Current off Venezuela and Colombia which is related to northeasterly winds. Abundant phosphorite is associated with the Humboldt Current and some phosphorite is known from a small seamount in the region of upwelling of the Caribbean Current. Peru, however, is a much more favorable site for the concentration of authigenic minerals because of low clastic input related to the lack of rainfall and erosion in this desert region. By contrast, large river systems such as the Magdalena and Orinoco yield sediment loads to the Caribbean which dilute the byproducts of the upwelling system. These byproducts are phosphorite, chert, and organic-rich shale, herein termed "bioproducts" because they result from high biologic productivity associated with the recycling of nutrients in the upwelling zones.

Ancient phosphorites are well-developed in the Pucara Group of Lower Jurassic (Sinemurian) age in Peru and in the La Luna Group of Upper Cretaceous (Santonian) age in Colombia. These can be related to the southeasterly and northeasterly trade wind belts, respectively. However, strictly speaking, they are not the ancient equivalents of the phosphorites of the Humboldt and Caribbean Currents (See Figure). In each case, the ancient phosphogenic zones formed in narrow troughs, bounded on the west by a discontinuous row of calcalkaline volcanoes, and on the east



Paleogeography of known phosphorite intervals of northwestern South America

Left, Lower Jurassic (Sinemurian); middle, Upper Cretaceous (Santonian); right, Present. Shading as follows: 1 - outer shelf. Symbols as follows: - 2 - inner shelf, 3 - mountains, 4 - lowlands, 5 - carbonates, 6 - fine clastics, 7 - coarse clastics, 8 - calc-alkaline volcanoes, 9 - phosphorites, 10 - bioproductites other than phosphorites (chert and/or organic rich shale), 11 - evaporites

by the South American craton. At the present time, the marine inundation of South America is restricted to a very narrow shelf region and it is here that the phosphorites are forming, not in restricted troughs. There must always have been a shelf zone facing the deep ocean, and it could very well have been the site of upwelling and phosphorite accumulation, though there is no record of this zone, except possibly in the newly discovered Miocene phosphorites in the Sechura Desert of northernmost Peru.

It is our belief that the absence of this shelf zone is due to the phenomenon of "tectonic erosion" operating off western South America. By this process, the margin of the continent is continually rasped or shaved by the descending oceanic plate. Up to 250 km of the width of South America may have been removed and carried down the subduction zone during the past 200 million years. This figure is based on the observation that the calc-alkaline volcanoes have migrated 250 km east during this interval. If phosphorites had been deposited on the outer shelf margin in earlier times, they would have been carried down the subduction zone as well. If significant amounts had been carried down, one might expect that they would reappear in the volcanic edifices of the Andean Mountains. Two deposits of igneous apatite have been discovered in northern Chile, and these could have been formed by this potential recycling process. More deposits of igneous origin may await discovery.

ОБРАЗОВАНИЕ ФОСФАТОВ В РЕГИОНЕ ПЕРУ-ЧИЛИ В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ

Университет штата Флорида, США

Фосфорит, основное осадочное сырье для производства фосфатных удобрений, обнаружен в современной океанической обстановке на окраинах континентов и на некоторых поднятых частях морского дна. Радиометрическая датировка фосфоритов с океанического дна /6,16/ показала, что в настоящее время образование фосфоритов ограничено областями интенсивного прибрежного апвеллинга, с которым ассоциирует высокая органическая продуктивность в районах относительно низкого приноса обломочного материала. Окраины континентов у берегов Перу и Намибии являются единственными районами, где фосфориты формировались в последние несколько тысяч лет.

В последние годы стало особенно очевидно, что образование крупных фосфатных месторождений является скорее эпизодическим, чем непрерывным процессом в геологической летописи /9/. Распространяются идеи о контролирующих механизмах, которые приводят к очевидной эпизодичности. Предполагаются возможные связи фосфатных отложений с изменениями в глобальном балансе питательных веществ /17/, периодами расширения кислородного минимума /12/ с ледниковыми эпохами /6,9,19/ и уменьшением глубины карбонатной компенсации в океане /21/. В настоящее время, кажется, существует согласие, что фосфориты образуются как следствие кратковременного проявления совершенно уникального сочетания условий океанической среды. Кажется верным, что процессы, участвующие в становлении среды, благоприятной для значимого отложения фосфатов, тесно связаны с другими существенными изменениями океанических условий, т.е. с изменениями систем циркуляции, температуры придонных вод, концентрации растворенных питательных веществ и т.д. Общим для всех параметров, которые, как представляется, являются действительно влияющим на образование фосфоритов, есть то, что все они существенно зависят от климата. Цель этой работы двояка: 1) поддержать существующую гипотезу о том, что образование фосфоритов в океане контролируется климатом;

2) дать предварительные объяснения некоторых палео-океанографических и климатических тенденций в районе Перу-Чили, основанные на наблюдениях, касающихся распределения химического состава и возраста аутигенных апатитов и глауконитов на морском дне, прилегающем к данному району.

ИСТОРИЯ И ОБСТАНОВКА ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ У БЕРЕГОВ ПЕРУ

Возрастные и глубинные распределения фосфоритов (рис.1) на континентальной окраине Перу и Чили определенным образом упорядочены. Об этом говорят представленные ранее данные /6/. Хотя на обзорной карте этого не видно, существует определенная связь между глубиной залегания фосфатных желваков и радиометрически определенным возрастом. Например, все фосфоритные желваки, возраст которых определен как современный, залегают на глубине 120-385 м. Из них пять из шести находятся в довольно узких пределах 300-385 м. Все другие фосфатные желваки, возраст которых древнее, залегают в более мелких (<150) или в более глубоких (>450) интервалах глубины. Возможно, существует также зависимость между возрастом желваков и их распределением по площади, хотя данных, которые могут подтвердить это мнение, слишком мало.

Как обсуждалось ранее /6/, серия полученных по урану определений возраста для желваков фосфоритов (рис.2) у берегов Перу-Чили создает впечатление, что образование фосфоритов, возможно, является эпизодичным процессом в течение последних 100 тыс. или более лет. Хотя нам, несомненно, требуется больше измерений, чтоб убедиться, что эта модель не является искусственной в результате неслучайности выборки или чего-то подобного, мы предполагаем, что возраст фосфоритов определенно связан с межледниковыми эпохами четвертичного периода. На осадение апатитов на дно моря не влияет непосредственно уровень моря, конечно, за исключением случая выхода участков морского дна на поверхность. По-видимому, факторы, влияющие на общий объем океана, являются результатом климатических изменений, которые могут также влиять на осадочную среду. Изменения объема океана (как и температуры) также отражаются изменениями в изотопном

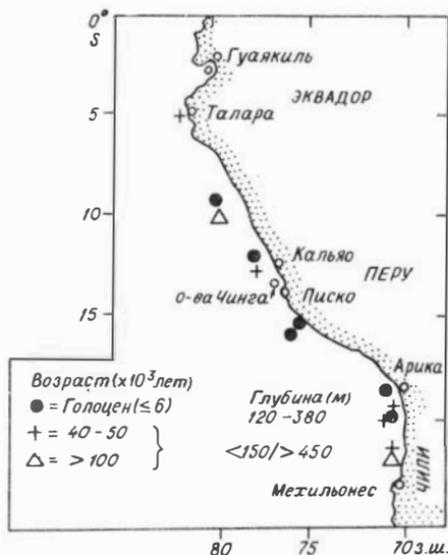


Рис.1. Карта акватории Тихого океана, прилежащей к побережью Перу и Чили, показывающая местоположение, глубины залегания фосфатных желваков и их возраст, определенный урановым методом /6/. (В статье использованы кроме того, образцы с 17 станций этого района, возраст которых не определялся)

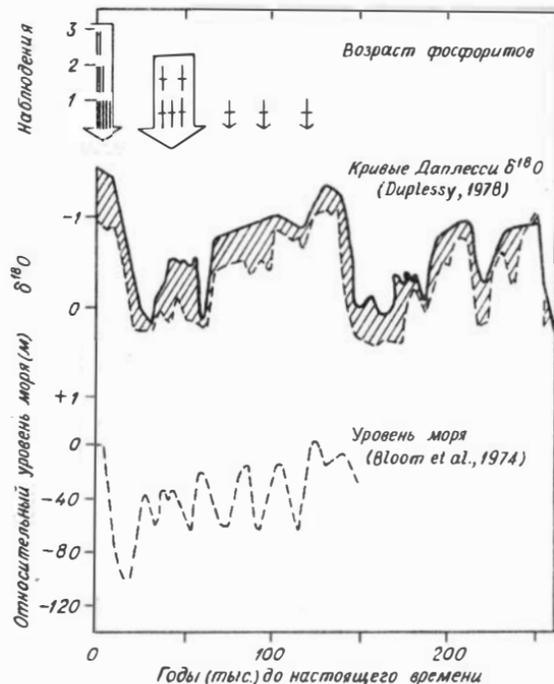


Рис.2. Сопоставление радиометрического возраста фосфоритов с океаническим дном в регионе Перу-Чили и колебаний изотопного состава кислорода /II/ с эвстатическими колебаниями уровня моря в четвертичном периоде

составе кислорода. Изменения характера океана, которые отражаются кривыми изменений эвстатического уровня моря, для наших целей, возможно, лучше представлены кривыми изотопов кислорода четвертичного периода с большой разрешающей способностью. Возраст фосфоритов также нанесен на рисунок вместе с двумя типичными графиками содержания $\delta^{18}\text{O}$ для сравнения (см. рис.2). Кривые изотопов кислорода /II/ основаны на измерениях планктонных фораминифер (*Globigerinodes sacculifer*) из двух колонок керн с противоположных краев Индийского океана; верхняя кривая по керну, взятому у побережья Дурбана (Африка), а нижняя — по керну, взятому к северо-западу от Перта (Австралия). Считается, что разница амплитуд двух кривых отражает разницу температур поверхностной воды на каждом участке /II/. Две эти кривые показывают те же основные тенденции, которые являются типичными для кернов этого типа, и при сравнении с возрастом фосфоритов усиливают представления о связи между образованием фосфоритов и основными изменениями условий среды в океане.

Связь между возрастом фосфоритов четвертичного периода, образовавшихся во время высокого стояния уровня моря, и содержанием изотопически более легкого кислорода становится особенно привлекательной в свете понимания того, что образование фосфоритов, возможно, связано с колебаниями климатических условий и высоким уровнем моря в течение фанерозоя /12,19/. Почему фосфатные залежи формировались преимущественно в течение определенных геологических периодов? Вполне вероятно потому, что фосфатоосаждение является следствием уникального сочетания обстановок осадконакопления, которые являются преходящими в пространстве и во времени /18/. Кажется разумным предположить, что периоды крупномасштабного образования фосфоритов являются временем, когда эти условия среды были особенно хорошо развиты. Преобладающие океанографические условия, ведущие к образованию фосфоритов сегодня, характерны только для двух известных областей в современном океане: у берегов Перу и на шельфе Намибии.

Современная обстановка отложения осадков в прибрежной области Перу характеризуется хорошо развитым слоем кислородного минимума, который примыкает к континентальному склону в интервале глубин от 100 до 400 м. Оказывается, фосфатные желваки, дающие наиболее молодые показания возраста по урану, сконцен-

трированы у верхней и нижней границ зоны кислородного минимума. Распределение фосфоритных желваков по отношению к растворенному кислороду и к другим соответствующим океанографическим параметрам обсуждается в статье У.Барнетт и др. /7/.

Существуют подтверждения того, что апатит осадается на шельфе Перу из бескислородных поровых растворов внутри диатомовых илов, находящихся в сильно восстановительной обстановке. В предыдущей работе я выдвинул модель образования фосфоритов, основанную главным образом на представлении о начальной стадии выпадения апатитов из поровых растворов внутри осадка, за которой следует период физической концентрации фосфатных пеллет путем перемиывания или другим механическим действием /5/. Хотя имеющиеся сведения (состав поровых вод, фотографии, полученные на сканирующем электронном микроскопе и т.д.) подтверждают это представление, я не могу исключить возможность того, что осаждение апатита на границе воды и осадка может играть важную (если не основную) роль. Когда исследовали недавние фотографии океанического дна Перуанского шельфа, /которые показывают, что фосфатные желваки "плавают" по мягкому субстрату/, то оказалось, что вопрос о главном месте осаждения все-таки остается открытым. Залегание затвердевших желваков на поверхности мягких отложений порождает особенно много проблем ввиду очень быстрого накопления осадков в этой области. Де Мастер (F.DeMaster /10/), недавно сообщил, что скорости отложений, определенные по методу $Fb-210$ равны 0,5 и 1,6 мм в год для двух колонок керна с Перуанского шельфа. Если эти скорости типичны, то фосфоритовый желвак обычной толщины, равной около 4 см, был бы полностью погребен через 25-80 лет!

ХАРАКТЕР И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ АУТИГЕННЫХ ФАЗ

Когда фосфатные желваки Перуанско-Чилийской окраины континента классифицируются согласно петрографическому типу и исследуются относительно их радиометрического возраста и особенностей современной окружающей обстановки на морском дне, дело начинает проясняться.

Изучая шлифы, я относил образцы, взятые в определенных местах (приблизительно 30), к одной из трех групп: коллоидно -

вые аргиллиты; пеллетовые фосфориты и глауконитовые пеллетовые фосфориты. Эта классификация в основном та же, что использовал Дж.Бремнер (Bremner) /3/ для фосфоритов с морского дна у берегов Намибии, и кажется полностью подходящей для этих образцов. Когда различные типы фосфоритов наносятся на простую блок-схему окраины Южно-Американского континента (рис.3) вместе с контура-

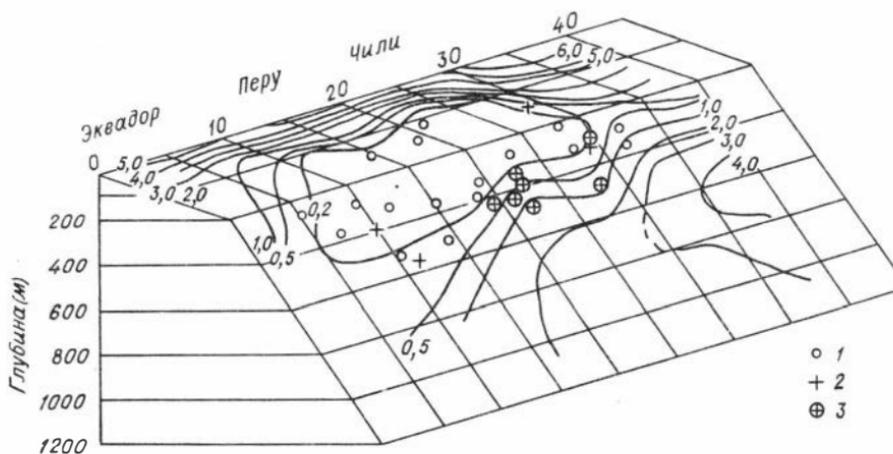


Рис. 3. Вариации петрографических типов желваковых фосфоритов континентальной окраины района Перу-Чили в зависимости от растворенного кислорода (мл/л) в придонной воде: 1-коллофановый аргиллитоподобный; 2-пеллетовый; 3-глауконитовый пеллетовый

ми растворенного в придонной воде кислорода, картина становится вполне очевидной. За небольшими исключениями коллофановые аргиллиты выпадают в наиболее бескислородных областях, в то время как пеллетовые и особенно глауконитсодержащие-пеллетовые желваки находятся в областях с высоким содержанием растворенного кислорода. Если основываться на ограниченном числе имеющихся определений возраста, все самые молодые образцы являются коллофановыми аргиллитами, в то время как пеллетовые отложения, которые датировались таким же образом, значительно старше.

Присутствие и тип глауконитов в затвердевших желваках также является функцией преобладающих особенностей донной воды в этой области. Представляется, что фосфатные желваки со значительным содержанием глауконита находятся в более глубоководной обстановке в южной части прибрежного района Перу-Чили. Было

также замечено, что глауконит, который встречается в фосфатных желваках, изменяется от бледно-зеленого до коричневого и иногда темного, очевидно, вследствие последовательного изменения в процессе окисления.

Микроанализы отдельных глауконитовых зерен, результаты которых опубликованы /5/, и некоторые ранее неопубликованные данные показывают, что обесцвечивание есть результат последовательного окисления железа, содержащегося в глауконите, и происходит за счет непрозрачных зерен очень богатых окислами железа. Анализы глауконита даны в таблице в последовательности постепенно-

Средний химический состав фосфатной породы и отобранных глауконитовых зерен, содержащихся в фосфоритовых желваках на шельфе Перу и Чили. Средний состав "коллофана" базируется на 33 точечных микроанализах. Состав глауконита дается по индивидуальным микроанализам

Компоненты	"Коллофан" среднее	Г л а у к о н и т ы				
		PD-2I-24		PD-19-37		
		I	2	I	2	3
SiO ₂	6,36	50,61	49,97	49,52	27,85	14,84
Al ₂ O ₃	1,72	6,52	6,79	3,83	6,32	3,13
FeO *	1,04	25,12	27,12	28,37	44,54	60,85
MgO	1,19	3,59	3,17	3,24	3,36	2,14
CaO	43,49	0,79	0,24	0,17	0,36	0,24
Na ₂ O	1,00	0,34	0,54	0,31	0,93	0,56
K ₂ O	- **	8,10	7,48	7,70	-	1,75
P ₂ O ₅	28,54	0,56	0,22	0,20	1,08	1,65
F	2,89	0,07	0,02	0,02	< 0,01	< 0,01
Cl	0,28	0,13	0,22	0,19	0,57	0,32
Сумма	86,51	95,83	95,77	93,55	85,01	85,48
CaO/P ₂ O ₅	1,52	1,41	1,09	0,85	0,33	0,15
F/P ₂ O ₅	0,101	0,125	0,091	0,100	< 0,009	< 0,006

Примечание. * - общее железо как FeO, ** - не определялось.

го возрастания интенсивности окисления для того, чтобы проиллюстрировать этот вывод. Ранее в образцах, взятых на океаническом дне, наблюдались избыточные количества железа по сравнению со стехиометрически необходимыми для глауконита. Г.Берч (G. Birch) /2/, например, сообщил об избыточных количествах железа в смешанных апатит-глауконитовых пеллетах с континентального шельфа у берегов Южной Африки. Это железо в данном случае, очевидно, входит в состав пирита.

Другой интересный аспект микроанализа глауконитовых зерен, взятых у берегов Перу-Чили, связан с эффектом изменений в отношениях количеств $\text{CaO/P}_2\text{O}_5$ и $\text{F/P}_2\text{O}_5$, которые характерны для фосфоритов этой области /5,8/. Последовательное снижение обоих этих отношений до величин, которые намного меньше средних значений этих отношений для апатитов, означает, что фосфор в продукте изменения анализируемого материала встречается в неапатитовой форме. Я объясняю это следствием адсорбции фосфора поверхностями минералов окислов железа; это широко распространенное явление известно в самых различных обстановках - от эстуариев до срединно-океанических хребтов /13/. Хотя это и не относится, строго говоря, к теме нашего обсуждения, присутствие неапатитового фосфора может частично ответить на вопросы, касающиеся объяснения множественности величин отношений фосфора к элементам - примесям (например, к урану), определенным в фосфоритах с морского дна.

ПАЛЕООКЕАНОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Идея использования типов аутигенных минералов, их распределения и геохимических особенностей для расшифровки обстановок окружающей среды прошлого не является новой. Г.Глэсби и К.Саммерхейс (Glasby, Summerhayes) /14/, например, полагают, что последовательность аутигенных минералов, обнаруженных на морском дне у берегов Новой Зеландии, находит палеоокеанографические объяснения. Фосфорит на возвышенности Четэм покрыт глауконитом, в то время как фосфорит в восточной части плато Кэмпбелла покрыт окислами марганца. Существовавшие различия в степени окисления донной воды и в продуктивности поверхностной воды в этих местах были предложены в качестве объяснений данных наблюдений. Я согласен с заключениями указанных выше авторов и думаю, что

представленные здесь данные подтверждают этот общий подход. К счастью, минералогические и химические наблюдения над образцами со дна у Перу-Чили также находятся под некоторым хронологическим контролем наших предыдущих датировок по урану.

Общая последовательность: коллофановый аргиллит-пеллетовый фосфорит-глауконитизированный пеллетовый фосфорит (с глауконитом неизмененным и измененным) представляет, как мне кажется, эволюцию окружающей среды от наиболее благоприятных для осаждения апатита (хорошо развитый кислородный минимум, высокая перичная продуктивность, быстрое накопление отложений, богатых органическим материалом и т.д.) до наименее благоприятных (высокое содержание растворенного кислорода, низкая продуктивность и т.д.) для апатитоосаждения. Наблюдения, представленные в этой статье, по существу отвечают данной модели. Современные коллофановые аргиллиты встречаются в зоне минимального содержания растворенного кислорода, в то время как глауконитовые конкреции наблюдаются в области меньшей интенсивности восстановительного режима. По-видимому, когда образовывались более древние глауконитовые желваки, первоначально они были коллофановыми аргиллитами в пределах кислородного минимума, который с тех пор или переместился, или сократился в размере. Представляется, что образование фосфатных желваков и их последующий диагенез является следствием последовательно сменяющихся расширения или сужения области пересечения зоны кислородного минимума и континентального склона на данной площади. Смещение этих явлений к северу или югу от настоящего их расположения могло иметь место после сдвижения центра интенсивности апвеллинга вдоль берегов Южной Америки. Максимум продуктивности, следствием которого является высокое потребление кислорода в более глубоких водах, должен следовать сразу же за апвеллингом.

Существуют дополнительные доказательства того, что центр максимального апвеллинга переместился в четвертичном периоде. Образование за счет гуано фосфатные месторождения располагаются на суше во многих местах вдоль западного побережья Южной Америки. Поскольку птицы, продуцирующие гуано, обычно не летают более чем за 30-40 миль от мест гнездования в поисках пищи (I5; T. Devries, личное сообщение), то крупные залежи гуано должны обозначать область высокой продуктивности и, по-видимо-

му, сильный апвеллинг, происходивший не очень далеко от места этих отложений гуано. Это объяснение, конечно, справедливо сейчас, когда происходит экстенсивное накопление залежей гуано на островах Чинча и в прилегающих к ним районах в зоне апвеллинга. Залежи, расположенные дальше к югу, в Чили, являются ископаемыми отложениями, хотя неизвестен их точный возраст. Считается, что некоторые чилийские месторождения перекрыты слоями плейстоцена. Единственным определением радиометрического возраста из отложений гуано Южной Америки являются данные по углероду-14, дающие минимальный их возраст около 5000 лет, для месторождений из Арики /4/ и Мехильонеса /20/ и более 19 тыс. лет по радиоуглеродному методу для гуано на островах Чинча /1/. Довольно древний возраст гуано с Чинча, места современного накопления гуано, на самом деле не является проблематичным. G. Hutchinson /15/ используя современные скорости отложения, стратиграфические взаимоотношения и археологические данные, определил, что месторождения датируются тысячами, если не десятками тысяч лет. Накапливались ли залежи гуано непрерывно в течение этого периода или нет, — другой вопрос, который остается открытым.

Таким образом, фосфатные отложения на суше и океаническом дне показывают, что центр максимального апвеллинга и связанная с ним продуктивность переместились до настоящего их положения с юга и, возможно, с севера во время четвертичного периода. Наши находки подтверждают мнение, что исследование типа, химического состава и характера аутигенного апатита и глауконита с дополнительной информацией о радиометрическом возрасте, могут дать ключ к разгадке океанографических условий прошлого. Ограниченное число образцов, доступных в настоящее время для анализа, не позволяет сейчас провести более детально анализ палеоокеанографических условий. Однако, используя регион у побережья Перу в качестве современного аналога фосфоритообразования, можно проследить этот тип обстановки вдоль западного побережья Южной Америки в течение всего четвертичного периода с помощью дальнейшего детального изучения фосфоритов как из отложений гуано, так и с океанического дна. Я благодарен моим коллегам, разделившим со мной свои мысли и идеи по вопросу фосфатной седиментации.

REFERENCES

1. Arnold J.R. and Libby W.F. Radiocarbon dates.-Science, 1951, v.113,p.11-120.
2. Birch G.F. The nature and origin of mixed apatite/glaucoblastite pellets from the continental shelf off South Africa.-Marine Geology, 1979, v.29,p.313-334.
3. Bremner J.M. Sediments on the continental margin off South West Africa between latitudes 17° and 25° S.-Unpubl. Ph.D. Thesis, Geology Dept., Univ. of Cape Town, 1978, 300 p.
4. Buckley J.D. and Willis E.H. Isotope's radiocarbon measurements VII.-Radiocarbon, 1969, v.11,p.53-105.
5. Burnett W.C. Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile.-Geol. Soc. Am. Bull., 1977, v.88, p.813-823.
6. Burnett W.C. and Veeh H.H. Uranium-series disequilibrium studies of phosphorite nodules from the west coast of South America.-Geochim. et Cosmochim. Acta, 1977, v.41,p.755-764.
7. Burnett W.C., Veeh H.H. and Soutar A. U-series, oceanographic, and sedimentary evidence in support of contemporary formation of phosphate nodules off Peru.-SEPM Spec. Pub., 1980, N2, p.61-71.
8. Cheney T.M., McClellan G.H. and Montgomery E.S. Secura phosphate deposits, their stratigraphy, origin, and composition.-Econ. Geology, 1979, v.74,n2,p.232-259.
9. Cook P.J. and McElhinny M.W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics.-Econ. Geology, 1979, v.74, N2, p.315-330.
10. DeMaster D.J. The marine budgets of silica and ³²Si. Unpubl. Ph.D. Dissertation, Dept. Geology and Geophysics, 1979, 308 p.
11. Duplessy J.C. Isotope studies.-In: Climatic Change. J.Gribbin (ed.). New York: Cambridge University Press, 1978, p.46-67.
12. Fischer A.G. and Arthur M.A. Secular variation in the pelagic realm.-SEPM Spec. Publ., 1977, 25, p.19-50.
13. Froelich P.N., Bender M.L. Leudtke N.A., Heath G.R. and

- DeVries T.J. The marine phosphorus cycle. -*Amer. Jour. Sci.*, 1982, v.282, N°4, p.474-511.
14. Glasby G.P. and Summerhayes C.P. Sequential deposition of authigenic marine minerals around New Zealand: Paleo-environmental significance.-*N. Z. Jour. Geology and Geophys.*, 1975, v. 18, p.477-490.
15. Hutchinson G.E. The biogeochemistry of vertebrate excretion.-*Am. Mus. Nat. History Bull.*, 1950, v.96, 554 p.
16. Kolodny Y. and Kaplan I.R. Uranium isotopes in sea floor phosphorites.-*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1970, v.34, p.3-24.
17. Piper D.Z. and Codispoti L.A. Marine phosphorite deposits and the nitrogen cycle.-*Science*, 1975, v.188, p.15-18.
18. Riggs S.R. Phosphorite sedimentation in Florida: a model phosphogenic system.-*Econ. Geology*, 1979, v.74, p.285-314.
19. Sheldon R.P. Episodicity of phosphate deposition and deep ocean circulation: a hypothesis.- *SEPM Spec. Pub.*, 1980, N2, p.239-247.
20. Tamers M.A. Instit. Venezolano de Invest. Cientif. Nat. radiocarbon measurements IV.-*Radiocarbon*, 1971, v.13, p.32-44.
21. Veeh H.H. Modern environments of phosphorite formation and the geochemical balance of phosphorus in the ocean (abs.)- In: *Proterozoic-Cambrian Phosphorites*. Cook P.J. and Shergold J.H. (eds.). Canberra: ANU Press, 1978. 59 p.

Yu.N. Zanin

EPICONTINENTAL PHOSPHATE ACCUMULATION AND SOME PROBLEMS OF
HUMID PHOSPHOGENESIS

Institute of geology and geophysics of the Siberian branch of
the USSR Academy of Sciences, Novosibirsk, USSR

In recent years a number of papers has been published devoted to phosphate accumulation in offshore oceanic areas, the authors maintaining the conception of phosphate influx as re -

sult of upwelling of deep ocean currents. These views have evolved from the hypothesis of phosphate formation set forth by A. Kazakov /17/.

Less consideration in recent time received the problems of principal peculiarities for phosphate accumulation in intracontinental basin . So, I'd like to dwell upon this point and climatic conditions of such phosphorite formation. The discussion will be exemplified by the epicontinental phosphorite-bearing basin of the Middle Ordovician (Llandeilian stage) of the Siberian platform, identified by the deposits of the Krivolutsky and Mangazeisky stages of the regional stratigraphical scale. This basin is considered to be a typical intracontinental epicontinental one, as it is shown in Atlas of the lithological-paleogeographical maps of the USSR (1968), projecting into the land for several thousands kilometers. The southernmost part of this basin known under the name of Irkutsk amphitheatre, represents by itself a narrowed and most deeply cut into the continent embayment.

Most interesting phosphate occurrences are known in the southern part of Siberian platform - in the Irkutsk amphitheatre and basin of the River Podkamennaya Tunguska. There are to be found various types of phosphorites (shelly, granular, nodular), related essentially to terrigenous rocks. Phosphorites are commonly poor, but in places by the bed thickness and content P_2O_5 appear to be of commercial importance. Such is, for instance, the occurrence of granular phosphorites on the River Podkamennaya Tunguska. The phosphorite-bearing layer is there of 1,5-1,6 m thick with P_2O_5 -18-19% /20/.

Ordovician phosphorites of the Siberian platform are commonly ferruginated, with Fe oxide content varying from 1-2 to 8-10 % (table.1). In the last case it is already a phosphate-iron rock. Though, not only a high content of iron in phosphorites indicates the link of this element with phosphorus in the deposits considered. Of more importance may be the confinement to them of independent deposits of oolitic iron ores. These ores are made up essentially of hematite oolites; we suppose these ores are monotypic with these known from Clinton in North America. It should be mentioned, that in space phosphorites

and iron ores are commonly separated.

Let us have a look at the position of Middle Ordovician deposits in the general section of marine deposits of the southern Siberian platform - Irkutsk amphitheatre (table 2). The Ordovician deposits are underlain by Precambrian rocks, which are represented by dolomites, dolomite-anhydrites, sandstones, rock salts, marles, sometimes limestones.

The Ordovician deposits are overlain by red essentially terrigenous rocks with interlayers of gypsum recognized as Kezhemskaya suite of Lower Silurian. Of analogous composition are the rocks of Bratskaya and Makarovskaya suites of the Upper Ordovician. It is clear, that deposits underlying the Lower Ordovician and overlying the Middle Ordovician, were undoubtedly formed in arid environments. Deposits of the Krivolutsk stage which contain phosphorites are the only portion in the section of the whole marine Paleozoic of the Irkutsk amphitheatre where evaporites are totally missing.

On the other hand, the Middle Ordovician rocks are characterized by such features as essentially quartz composition of sandstones, in instances - the kaolinite composition of their cement, the presence along with phosphorites of oolitic iron ores, as it was mentioned above. All this indicates the considerable chemical weathering on the continent /29/.

The above stated evidences that the climate of the Middle Ordovician of the southern Siberian platform was undoubtedly humid and phosphate-formation was corresponded to the development on the continent of the crusts of weathering.

As N.M. Strakhov /26/ showed, the platform phosphorites of humid zones are commonly comparatively poor, but developed over extensive areas. In humid environment, according to N.M. Strakhov, evolved the phosphorites of such inland epicontinental basins as Jurassic and Cretaceous basins of the East-European platform, Cretaceous and Paleogene basins of the West-Siberian plate and some others.

Remarkable, that phosphorites of humid zones are predominantly more rich in iron, than phosphorites of arid zones. Iron and phosphorus of marine humid deposits, primarily in land epicontinental, not only form admixtures in ores, but as

Table 1

Content of iron in some phosphorites and phosphorite-bearing rocks of the Ordovician of the Siberian platform

Type of the ore	NN samples	Content, %	
		P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃ (total)
Shelly phosphorite	10285	24.22	8.40
Shelly-granular phosphorite	10196	16.50	7.90
Granular phosphorite	10201	22.04	1.10
"	K-20-3	22.37	3.0
"	1	12.02	10.96
"	40P	19.3	3.55
"	48P	20.4	3.10
"	50P	7.6	18.70

Table 2

Comparison of the stages of the crusts of weathering formation and the stages of intensive phosphate genesis in the basin of the Atlantic ocean

Stages of formation of late-rite crusts of weathering in West Africa /1/	Stages of intensive phosphate genesis in the basin of the Atlantic ocean /9/
Cretaceous	Upper cretaceous (beginning of phosphate genesis)
Eocene	Eocene
Miocene	Miocene

it was shown for the Ordovician of the Siberian platform, iron and phosphate occurrences can be confined within some regions to one and the same stratigraphic level. Another analogous examples is provided by the Valangian stage of the East-European platform; within this stage in the Moscow syncline and in Orenburg area it was found poor oolite ore with numerous phosphorite nodules /10/, and a large phosphorite deposit is referred to this stage in Vyatka-Kama region /13/. Phosphorites and iron ores occur in close neighbourhood within the Marsyatsk deposit of iron and manganese ores of the Upper Cretaceous on the eastern slope of the Urals within the West-Siberian plate /28/. Finally, iron and phosphorus are intimately associated in ores of Syn-tulsk iron-phosphate deposit of the Upper Jurassic in the East-European platform /21/.

Such an intimate relationship of phosphorus with iron within inland basins can't be casual. Most investigators assume (Formozova /10/ and others), that young oolitic iron ores - younger, than Lower Paleozoic - are formed in areas of humid climate as a result of iron evacuation from the continent. Divergence of opinions on this point is less, than on the problem of banded ferruginous quartzites formation, which is widely debated as to the source of iron - whether it is contribution from the continent or relates with the product of volcanic exhalations. In the relation to this the role of weathering involved in the formation of oolitic iron ores was emphasized /10/. Not unreasonable to assume, that phosphorus here mainly came from the continent, too. This assumption is supported by the fact, that such basins, as the one considered above - the Middle Ordovician basin of the Siberian platform, Jurassic and Cretaceous basins of the East-European platform, Cretaceous and Paleogene basin of the West-Siberian plate and a number of others, cut deep into the continent for thousands kilometers, and the areas of deep water, rich in phosphorus, were located far away from the sites of phosphates deposition. It was N.M.Strakhov /26/, who already pointed out this fact and concluded that upwelling didn't play any role in the genesis inland epicontinental phosphorites. It was N.S.Shatsky /25/, who concluded about the role of weathering in the formation

of nodular and granular phosphorites. It seems quite true for such environments the conception of G.I. Bushinsky /7/, E. Gerasimov et al. /12/, V.N. Kholodov /19/, V.P. Kazarinov /18/ about direct supply of phosphorus into sea basins from the continent as a determining factor of phosphate accumulation. Of the same opinion as applied to the Mesozoic and Cenozoic phosphorites of Kazakhstan is V.G. Sagunov /23/. The similar ideas were told by P. Howard, M. Hough /15/ and others.

Thus, whereas the main specification of the arid phosphate-accumulation is the supply of phosphorus brought about by upwelling currents into the area of open shelf, the main specification of the humid phosphate-accumulation within inland epicontinental seas is supply of phosphorus from the continent. Possibly in normal-marine deposits the joint occurrence of phosphorus and iron can indicate their genetic relationship with the crusts of weathering. Formerly this conclusion was related only with the inland epicontinental basins, but it is unreasonable to assume this possibility also for near-shore portions of open oceanic basins and the seas adjacent to them. In this respect worth considering are the phosphorites of the Lutetian stage of the Algeria-Tunis basin, where along with phosphorites are known the oolitic iron ores. General arid conditions, characterizing this basin may have been changed for some time by humid conditions conducive to phosphate- and iron genesis. N.S. Shatsky /25/ interpreted these phosphate-iron occurrences in response to weathering taking place in the adjacent area of the African continent.

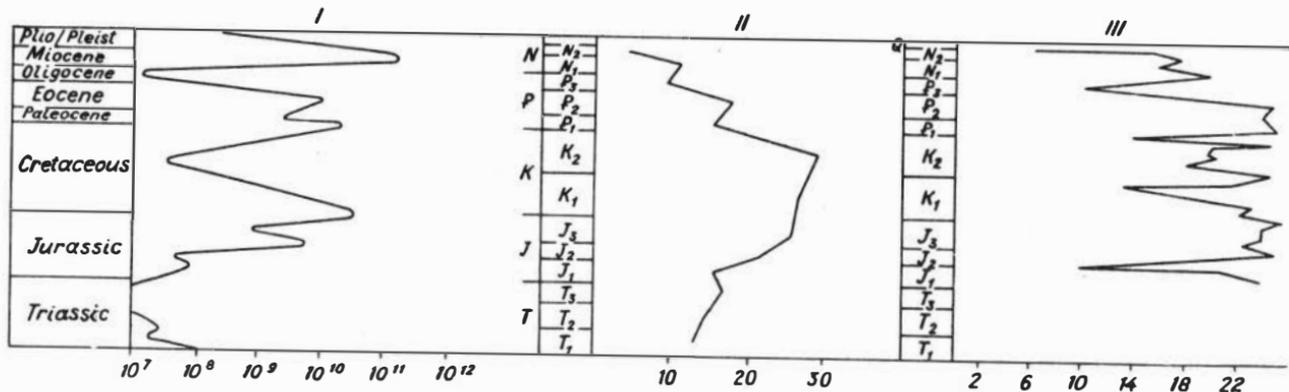
Fairly high content of iron bear the phosphorites of the North-west Africa's shelf: averaging by 7 samples of them according to G.N. Baturin /4/ - is 13,4% Fe oxide with 17,72% P_2O_5 . As G.N. Baturin indicates, the given phosphorites were washed out of phosphate-bearing rocks of the Upper Cretaceous, Eocene, Miocene and also the Lower Pliocene. All this can evidence, that the given phosphorites of the ocean shelves, as well as the considered above epicontinental phosphorites of inland seas, are related to some extent with the processes of weathering on the continent.

Stated above involves in its turn furthermore broad prob -

lem: whether the processes of weathering on the continent somehow determine the general scale of phosphate-accumulation, shouldn't we relate the global problems of phosphorite-formation not only with the development of oceanic basins, but also with the conditions on continents in some periods, first of all with the development there of the crusts of weathering. In case it is true, one should expect the correlation of the stages of development of laterite crusts of the weathering and phosphogenesis, at least for some epochs, first - for younger, for which the epochs of weathering can be dated more accurately. Let us compare the stages of the development of the lateritic crusts of weathering and bauxite formation in West Africa where these problems were studied in detail and stages of the phosphorite formation in the Atlantic Ocean basin.

At present ever more investigators come to conclusion about the old age of lateritic crusts of weathering in Africa. In recent time this point was treated by S.T.Akaemov, V.A.Teniakov, S.S.Prokofiev /1/, who identified in West Africa three epochs of intensive lateritic weathering: Cretaceous, Eocene, Miocene. Concurrently, E.M.Emelyanov and E.A.Romankevich /9/ in respect to phosphate-accumulation within Atlantic Ocean basin concluded that phosphate-accumulation there in the Paleogene-Neogene time took place "on unprecedented by the scale"; "this accumulation began in the Upper Cretaceous and reached most intensity in the Eocene and particularly in Miocene" (p. 162). From the table 2 it follows that epochs of phosphogenesis and formation of the lateritic crusts of weathering practically coincide here in general outlines.

It is interesting to correlate in this respect the epochs of global phosphate-accumulation also with the epochs of global climatic changes - for the Cenozoic and in part for Mesozoic. Correlating data on the quantity of the assessed phosphate in deposits in stratigraphic aspect, according to P.Cook and M. McElhinny /8/ with conclusions by A.B.Ronov /22/ on the development of transgressions and regressions in Phanerozoic, it is evident (see fig.), that at least in the Mesozoic and Cenozoic the stages of intensive phosphate accumulation (Upper Jurassic, Upper Cretaceous, Eocene, Miocene) are consistent with trans -



Correlation of world stack phosphate in the occurrences with transgressive regime of the seas and with variations in average temperature on the continents

I - Estimated abundance of phosphate in the deposits in tons of P_2O_5 /8/; II - Areas of the seas on the continents in % of total area of the continents /22/; III - Variations of mean temperatures over Central Asia and European USSR to the south of $42^\circ N^\circ L$ /16/

gression levels, the stages of decreased accumulation (Triassic, Lower Jurassic, Oligocene, partly Paleocene) correspond to the regressions. Conclusion may be drawn, that phosphate-accumulation there occurred in response to the periods of more humid climate.

At the same time the periods of phosphorite-formation were characterized by elevated temperatures, too. According to N.A. Iasamanov /16/ on the European part of the USSR and Central Asia, south of 42° northern latitude in Neogene the temperature maximum characteristic of Miocene, and in Paleogene - of Eocene, temperature minimum falls on Paleocene, Oligocene, Pliocene. Many investigators (Teis, Naidin, /27/ and others) identify elevation of temperatures in Eocene and Miocene, or only in Eocene as compared with intermediate periods, for various regions, whereas the Oligocene temperatures commonly are determined as low. The latter was especially vividly showed by L. Frakes and E. Kemp /11/. The periods of elevated temperatures are favorable for the development of the processes of chemical weathering in humid zones; the validity of this assumptions was exemplified above by West Africa.

This conclusion is consistent with W. Burnetts /6/ decision that the formation of phosphorites nearshore of Chile and Peru took place in Pleistocene during interglacial periods. In the recent time the similar conclusions were told by M. Arthur and H. Jenkyns /2/.

The above discussion evidences for an immediate relationship of phosphate accumulation with climate in Cenozoic and to the known degree in the Mesozoic, which seems reliable enough and just the periods of elevated temperatures and humidity, most auspicious for intensified development of the crust of weathering are characterized by intensive phosphate accumulation well. Under these conditions the phosphorus, evacuated from the continent into the marine basin in some cases was immediately involved in the formation of the phosphate deposits, which is particularly evident in the inland epicontinental basins, in another cases - could get into the sphere of action of oceanic currents, favouring in this way to their enhanced phosphate -

production; the latter case is likely to be predominant. And the phosphorus supplied into oceanic basin in humid zone could be redeposited in the arid one.

The deposition of the phosphorus, taking into account that residence time for phosphorus is rather short /14/ in both the cases does not exceed the bounds of certain epoch of weathering.

Thus, in the periods of intensified weathering, the source of phosphorus for phosphogenesis was both its direct evacuation from the continent (into intracontinental seas and shelf near-oceanic areas) and income from oceanic water (for instance, by upwelling).

In view of role of weathering in the formation of the young-first of all Tertiary - phosphorites, it is reasonable to assume, that not only the intensity, but also the area of the phosphate accumulation would correspond to climatic changes and its evolution. The main regularities of such evolution in the Cenozoic are identified reliably enough. Considerable climatic change occurred in the Post-Eocene time that is characterized by global temperature decrease /24/, though sharp cooling in the Oligocene changed for some warming in the Miocene (or at the very end of Oligocene-Early Miocene) in some regions. This generally progressing cooling brought about the narrowing of the regions of intensive weathering, resulting in its turn in curtailment of the areas with phosphorite formation and displacement the boundaries of their maximum latitudinal distribution toward equator. Really, by data of P.Cook and M.McElhinny /8/ the Upper Cretaceous - Eocene phosphorites were formed until the latitude 60° , including major deposits until 50° . Beginning with Miocene up to Recent time the phosphorites are forming until 50° , including major deposits until latitude 40° ; in fact these data should be referred to the Miocene Pliocene(?), because the Pleistocene phosphorites, according to G.N.Baturin /5/ form on Peru-Chile shelf within the interval of $5-21^{\circ}$ south latitude, and on the shelf of South-West Africa within the interval of $20-25^{\circ}$ south latitude.

So narrow interval of phosphatogenesis in recent epochs - one of the most cool for the whole of Cenozoic - is perhaps to

be explained not only by the location of areas of upwelling, but also by practical abatement of phosphate-accumulation in inland epicontinental basins; the latter should be related to the low evacuation of phosphorus from the continents.

REFERENCES

1. Akaemov S.T., Teniakov V.A., Prokofiev S.S. Studing of bo-xite formation in Western Africa.-Transactions of the USSR Academy of Sciences, 1979, v.249, N°1, p.154-158 (in Russian).
2. Arthur M.A., Jenkyns H.C. Phosphorites and paleoceanogra - phy. - In: 26 Congres Géologogue International, Paris, 1980. Oceanologia Acta, Colloque C4. Géologie des Océans, Paris, 1981, p.83-96.
3. Atlas of the Lithological - paleogeographical maps of the USSR. Moscow: WAGT, 1968.
4. Baturin G.N. Phosphorite on the ocean floor.-Moscow: Nauka, 1978.-231 p. (in Russian).
5. Baturin G.N. Phosphorites on the continental slope.-In: Geology of the Ocean. Sedimentation and magmatism of the Ocean. Moscow: Nauka, 1979.-220 p. (in Russian).
6. Burnett W.C. Geochemistry and origin of phosphorite depo-sits from off Peru and Chile. - Geol. Soc. America Bull., 1977, v.88, p.813-823.
7. Bushinsky G.I. On the origin of marine phosphorites.-Litho-logy and mineral resources, 1966, N°3, p.15-23 (in Russian).
8. Cook P.J., McElhinny M.W. A reevaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics.- Economic Geology, 1979, v.74, N°2, p.315-330.
9. Emelyanov E.M., Romankevich E.A. Geochemie of Atlantic ocean. Organic matter and phosphorus.-Moscow: Nauka, 1979.-220p. (in Russian).

10. Formozova L.N. Formation types of the oolitic ore deposits. - In: Regularities of the distribution of the mineral resources. Moscow: AN USSR, 1960, p.117-146 (in Russian).
11. Frakes L.A., Kemp E.M. Influence of continental positions on early Tertiary climates.-Nature, 1972, v.240, N°5376, p.97-100.
12. Gerasimov E.K., Rodin R.S., Shmatko A.V. On the question of phosphoritegenesis. - In: Condition of the localization of phosphatebearing sediments in Siberia. L., 1966, p.40-49 (in Russian).
13. Gimmelfarb B.M. Regularities of the distribution of the USSR phosphorite deposits and their genetic classification. - Moscow: Nedra, 1965.-307 p. (in Russian).
14. Gulbrandsen R.A. and Roberson C.E. Inorganic phosphorus in seawater - In: Griffith E.J. et. al., eds., Environmental phosphorus handbook. New York: John Wiley and Sons, 1973, p.117-140.
15. Howard P.F., Hough M.J. Of the geochemistry and origin D-Tree, Wonarah, and Sherrin Creek phosphorite deposits of the Georgina basin, Northern Australia. - Economic Geology, 1979, v.2, p.260-264.
16. Iasamanov N.A. Of the evolution of temperature regime in the Phanerozoic.-Transactions of the USSR Academy of Sciences, 1979, v.249, N°6, p.1427-1429 (in Russian).
17. Kazakov A.V. Phosphate facies. 1.The genesis of phosphorites and geologic factors of the formation of deposits.-M.: GONTI, 1939,-108 p. (in Russian).
18. Kazarinov V.P. The Problem of the search of the large deposits of the rich phosphorites of Siberia.-In: Conditions of the localization of phosphate-bearing sediments in Siberia. L., 1966, p.3-14 (in Russian).
19. Kholodov V.N. On the metallogeny of Wendian and Cambrian deposits of Eurasia. Art.1. Pre-Wendian uplifts as sources of ore components.-Lithology and mineral resources, 1970, N°2, p.130-147 (in Russian).
20. Markov E.P., Zanin Yu.N. Search for the Ordovician grained phosphorites in the middle reaches of the Podkamennaya Tunguska River.-Geology and Geophysics, 1979, N°3, p.100-104 (in Russian).

21. Pustovalov L.V. Occurrences of iron ores and phosphates near Syntul. Moscow - Grosni - Leningrad - Novosibirsk: ONTI NKTP USSR, 1934.-77 p. (in Russian).
22. Ronov A.B. Volcanism, carbonate accumulation, life (the regularities of the global geochemistry of carbon).-Geokhimiya, 1976, N°8, p.1252-1277 (in Russian).
23. Sagunov V.G. Geology of the agronomical ores of Kazakhstan. Alma-Ata: Nauka KazSSR, 1971.-192 p. (in Russian).
24. Schwarzbach M. Tertiary temperature curves in New Zealand and Europe.-Tuatara, 1968, v.16,n.1,p.38-40.
25. Shatsky N.S. Phosphorite bearing formations and the classification of phosphorite deposits.-In: Conference on sedimentary rocks, part 2. Moscow: AN SSSR, 1955, p.7-10 (in Russian).
26. Strakhov N.M. Climate and phosphorus accumulation.-Geology of the ore deposits, 1960, N°1, p.3-15 (in Russian).
27. Teis R.W., Naidin D.N. Paleotemperatural and isotopic composition of the oxygen of organic carbonates.-Moscow: Nauka, 1973.-255 p. (in Russian).
28. Tushina A.M. Phosphorites of Meso-Cenozoic deposits of the Ural east slope.-In: Geology of phosphorite deposits. Moscow: Cosgortechizdat, 1962, p.191-214 (in Russian).
29. Zanin Yu.N. Ordovician and Silurian deposits of the Ir - kutsk amphiteatre.-Novosibirsk: Nauka, 1970.-218 p.(in Russian).

О ФОСФАТИЗАЦИИ МЯГКИХ ТКАНЕЙ КЕМБРИЙСКИХ ОРГАНИЗМОВ

Палеонтологический институт Университета Фридриха-Вильгельма
Бонн, ФРГ

С помощью специальных реагентов были обработаны образцы трилобитовых известняков верхнего кембрия Швеции. Были выделены остатки конодонтов, первично фосфатных раковин, спикулы губок и т.д. Найдены также остатки остракод и других артропод, а также иных организмов. Многие из них еще не имели твердого скелета, но строение их мягких тканей прекрасно сохранилось благодаря вторичной фосфатизации. Хотя собранный материал еще не обработан полностью, полученные данные значительно более разнообразны и интересны сравнительно с теми, которые были ранее известны по среднему кембрию Британской Колумбии.

Процесс фосфатизации происходил настолько избирательно, что сохранились мельчайшие детали устройства внутренних органов организмов. Фосфатизация осуществляется либо путем образования тонких фосфатных оболочек, либо путем полного замещения органов. Происходит она практически мгновенно, так как в изученных объектах не наблюдается каких-либо признаков разложения, фрагментации, разрушения. Не заметно также никаких признаков разрушения материала пищеварительными процессами в телах каких-то других организмов. Прекрасно сохраняются даже яйца остракод. Все наблюдения свидетельствуют о том, что процесс замещения фосфатом занимал очень небольшой промежуток времени, так как в противном случае исходные мягкие органы либо вовсе бы исчезли, либо испытали бы разложение (рис. 1 и 2).

Прекрасная "сохранность" мягких тканей в фосфатизированных остатках артропод и изучение этих остатков приводят к выводу о том, что к началу верхнего кембрия артроподы уже прошли не менее 80 % эволюционного пути и что за последующие 500 млн. лет происходили лишь небольшие изменения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ И ЮЖНОЙ СИБИРИ

Геологический институт АН СССР, Москва, СССР

В восточной части Азии выделяется два главнейших структурных элемента: Сибирская платформа – на севере и складчатые сооружения юга Сибири и Монголии – на юге. Последние входят в состав Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса, образуя его восточную ветвь. В своем геологическом развитии названные два крупнейших структурных подразделения были тесно сопряжены и поэтому должны рассматриваться во взаимосвязи.

В строении Сибирской платформы четко выделяется архейско-протерозойское кристаллическое основание (фундамент) и спокойный залегающий на нем осадочно-вулканогенный чехол (включая и сибирские траппы). Фундамент выступает на поверхность в Анабарском массиве, Алданском щите, в краевых поднятиях – Енисейско-Канском, Восточно-Саянском, Хамар-Дабанском, Становом.

На остальной территории фундамент перекрыт чехлом осадочных и вулканогенных отложений суммарной мощностью до 10–12 км разбит на систему блоков, опущенных на различную глубину. Мощность земной коры (до поверхности Мохоровичича) в пределах платформы, в общем, увеличивается с севера на юг, т.е. в направлении к впадинам складчатого обрамления, и возрастает от 30–35 км Вилюйской и Тунгусской синеклизх до 40–45 км на Алданском щите и в краевых поднятиях /23/. По крупной субмеридиональной зоне разломов, предположительно устанавливаемой под чехлом, фундамент платформы подразделяется на два мегаблока: восточный Алданско-Анабарский и западный – Ангаро-Тунгусский. В свою очередь, каждый из этих мегаблоков сложной системой разнонаправленных разломов расчленен на более мелкие блоки, движения и строение которых отразились в какой-то мере и на структуре чехла. Следует особо подчеркнуть наличие в древнем фундаменте платформы крупных относительно узких прогибов, типа авлакоген /28/ или платформенных рифтов, выполненных рифейскими, преимущественно осадочными породами, например таких, как Урикско-Вилюйский, Уджигинский, Ийско-Бельский, Иркинево-Чадбецкий и др.

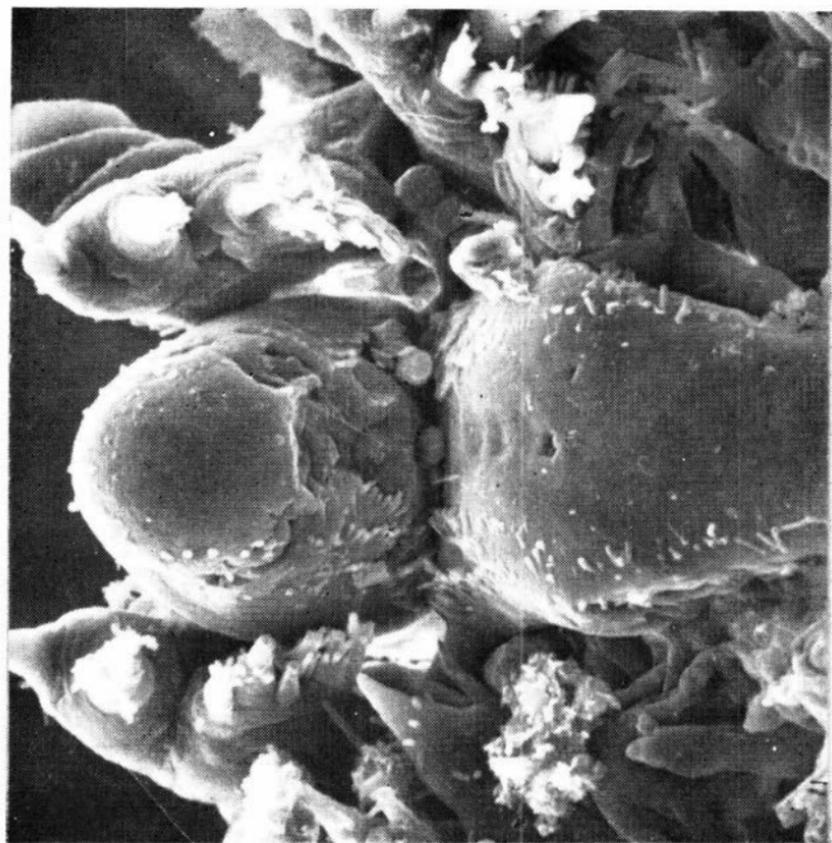


Рис. 2. *Falites fala Müller*; детали ротового отверстия ($\times 800$).

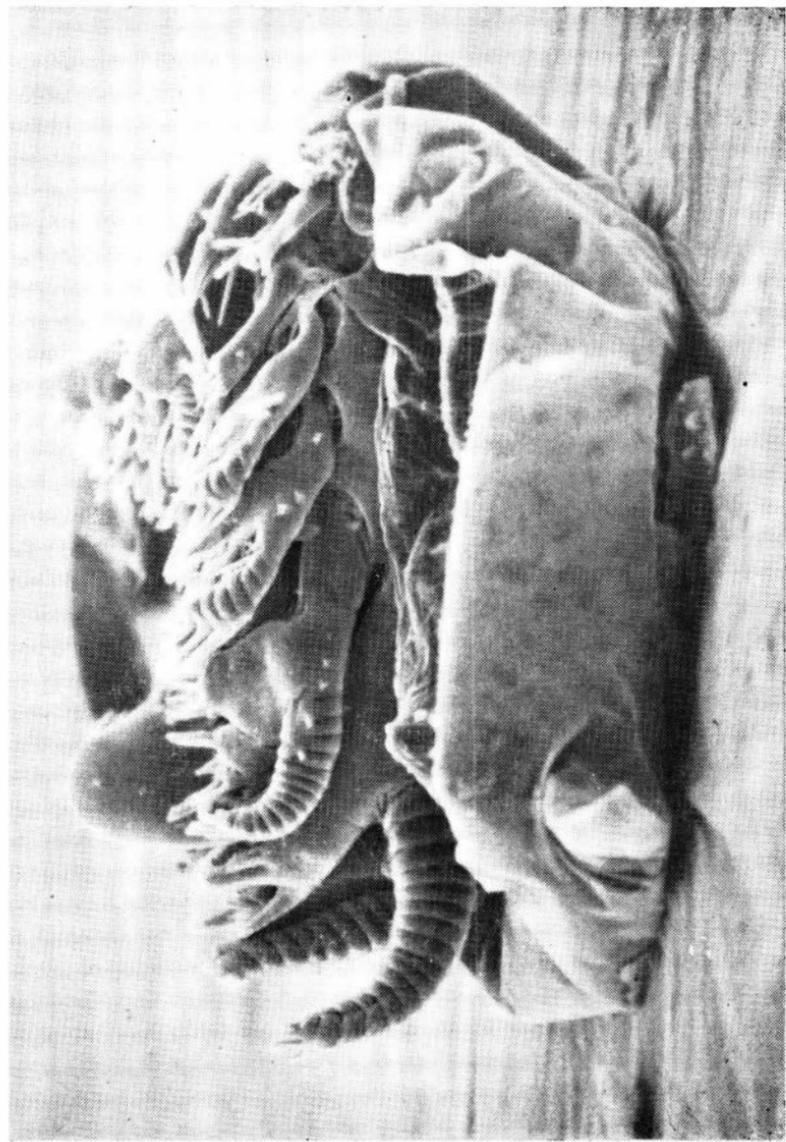


Рис. 1. *Vestrogothia spinata* Müller, молодая особь, видны шесть, пар прекрасно сохранившихся присосок ($\times 300$).

В строении фундамента участвуют смятые в сложные складки сильно и неоднократно метаморфизованные архейские и протерозойские (дорифейские) кристаллические породы (пара- и ортогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, чарнокиты, мраморы и др.), абсолютный возраст которых определяется от 2,3 млрд. лет на Анабарском массиве, до 3,7 млрд. лет в Канском краевом выступе докембрия /7/.

Осадочно-вулканогенный неметаморфизованный чехол на Сибирской платформе начал формироваться еще в рифее и включает преимущественно осадочные породы с возрастом от рифея до антропогена. Среди них наиболее распространены породы рифея, венда, кембрия и ордовика, представленные обломочными, карбонатными и эвапоритовыми толщами. Они слагают склоны Анабарской и Алданской антиклиз, Ангаро-Ленский прогиб, Канско-Ангарскую впадину и другие крупные платформенные структуры.

Породы силура и девона распространены главным образом на севере Сибирской платформы.

Самую обширную синеклизу Сибирской платформы - Тунгусскую - выполняют терригенно-угленосные отложения карбона и перми, туфогенные породы верхней перми и триаса; в изобилии, особенно на окраинах синеклизы, представлены основные изверженные породы - траппы, образующие sillы, дайки, жилы (диабазы, долериты, габбро-долериты) и покровы (толеитовые базальты).

Юрские континентальные отложения выполняют на юге платформы Иркутский прогиб (Черемховский буроугольный бассейн) и некоторые более мелкие впадины, а врско-меловые - приурочены к Енисейско-Хатангскому и Ленскому прогибам, Вилуйской синеклизе и некоторым другим.

На северо-востоке платформы имеются массивы ультращелочных пород (меймечиты и др.) и кимберлитовые алмазоносные трубки.

Породы платформенного чехла, хотя в целом и залегают относительно спокойно, в отдельных районах в различной степени дислоцированы и разбиты сбросами (особенно по периферии Анабарского массива и в других местах). Складчато-разрывные дислокации, как правило, усиливаются к окраинам платформы - особенно к южной, как это хорошо видно, например, в Ангаро-Ленском прогибе /9/. Несколько возрастает в этом направлении и мощность венд -

ско-кембрийских отложений. Е.В.Павловский назвал такие подвижные окраинные платформенные зоны перикратонными прогибами /20/. Таковы общие черты геологического строения Сибирского кратона.

Он обрамляется с юга, как указано выше, разновозрастными складчатыми сооружениями юга Восточной Сибири и Монголии.

Восточная ветвь Урало-Монгольского складчатого пояса охватывает чрезвычайно обширную область горных сооружений, начиная от Иркутского амфитеатра на севере и до северных границ Северо-Китайской платформы - на юге. По меридиану - вкостр простираются всех упомянутых структур, ширина пояса достигает более двух тысяч километров.

Пояс принадлежит к числу гетерогенных, многоэтапных дискретно развивавшихся структур, вся сложность и многообразие строения которых были, как показывают существующие геологические материалы, предопределены основной детерминантой - положением пояса между двумя крупнейшими древними структурными элементами Азии: Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской - на юге. Соподчиненность складчатых структур пояса главнейшим направлениям платформенных ограничений установлена давно и прекрасно отображена на тектонической карте Евразии /25/.

Складчатые структуры юга Сибири и Монголии относятся к структурам длительного развития, в которых отразились тектонические движения многих геотектонических эпох. Только за время неогейкума здесь четко выделяются следующие тектоно-магматические эпохи: верхнепротерозойская (рифейско-альгонкская-ассинтская) с верхней возрастной границей на уровне около 800-900 млн. лет; раннекаледонская (байкальская-салаирская-радомская) с верхней возрастной границей около 500 млн. лет (основная складчатость во второй половине кембрия); каледонская - собственно нижнепалеозойская (додевонская); герцинская (варисийская) - верхнепалеозойская и, наконец, мезозойская и кайнозойская постгеосинклинальные эпохи ревивации и активизации.

В результате перечисленных геотектонических эпох на рассматриваемой части пояса создалась сложная глыбово-складчатая структура, сочетающая в себе линейные и блоковые элементы /10, 21, 24/.

В пределах восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса развиты комплексы пород всех возрастов, начиная от архея

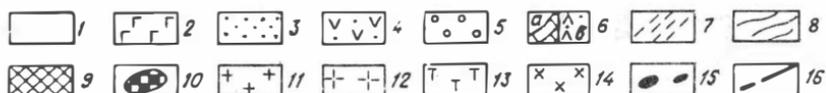
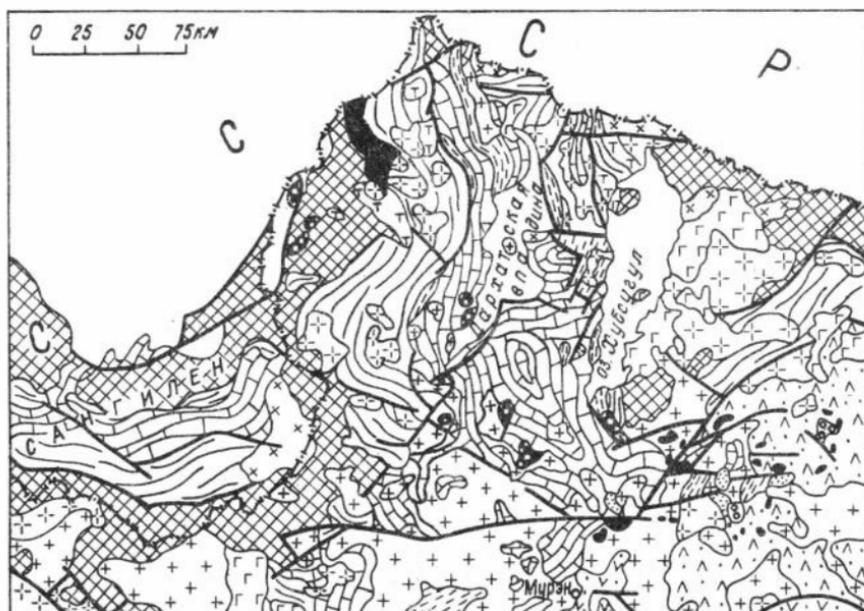
и кончая кайнозой. В настоящее время выяснено, что кристаллические породы докембрия присутствуют во всех складчатых зонах Монголии (до герцинид включительно). Особенно широко они распространены в структурах северного мегаблока (см. рисунок), в которых обычно расчленяются на три комплекса (снизу вверх): гнейсово-амфиболитовый, кварцито-карбонатный и зеленосланцевый. Первые два относятся к архейско-протерозойскому основанию, третий - к геосингинальным складчатым комплексам верхнего протерозоя (рифей).

На севере Монголии они известны в восточном и западном Прихубсугулье, в хребте Хан-Хухэй, в различных частях Хангайского нагорья /5,6,16/ в Хэнтэе и др.

На северном склоне хр. Хан-Хухэй, в бассейне р. Халцигийн - Год, нижний комплекс (тесская свита В.А. Амантова) состоит в основном из ретрометаморфированных в амфиболитовой фации пород. Среди этих пород выделяются высокометаморфизованные образования, сохранившиеся в нижнем комплексе в виде разновеликих булыжников, достигающих в отдельных случаях двухкилометровых размеров. По минеральным парагенезисам эти породы отвечают условиям гранулитовой фации метаморфизма умеренного давления (алданский тип). И.П. Казаков и Ф.П. Митрофанов сопоставляют их с так называемым эрзинским комплексом, описанным ими на смежной территории СССР в юго-западном окончании нагорья Сангилен.

Гранулитовый комплекс на Сангилене перекрыт несогласно залегающим мощным комплексом пород протерозоя, что дало основание отнести его к наиболее древним архейско-протерозойским образованиям и сопоставить с гранулитами и чарнокитами шира-жалгайского комплекса Восточного Саяна и Алданского щита /19/. От ближайших выходов архейских пород Восточного Саяна гранулиты эрзинского комплекса удалены не менее чем на 500 км. В свою очередь, выходы пород нижнего метаморфического комплекса в хр. Хан-Хухэй находятся всего лишь в 30 км к югу от эрзинского и отделены от него полосой эоловых песков. Структурно, как это установлено геологическим картированием, они продолжают друг друга.

Характерно, что гранулиты выявлены в настоящее время и на юге Монголии - в западной части Южно-Монгольских герцинид (в метаморфической полосе между сомонами Цогт и Цэл), а также



Схематическая геологическая карта Прихубсугулья МНР

1 - четвертичные отложения; 2 - неоген-четвертичные базальты; 3 - юрские и нижнемеловые отложения; 4 - пермские и вулканогенно-осадочные отложения; 5 - верхнекембрийские и ордовикские грубообломочные отложения; 6 - венд - ниже- и среднекембрийские отложения: а - карбонатные (хубсугульская серия); б - вулканогенно-терригенно-карбонатные (джидинская серия); 7 - верхнерифейские отложения (дархатская серия); 8 - ниже- и среднерифейские отложения (зеленосланцевый комплекс); 9 - ниже- и среднепротерозойские отложения (кристаллический фундамент). Плутонические породы: 10 - девонско-карбоновые: нефелиновые сиениты, щелочные габро, ийолит-уртиты и др.; 11 - ниже- среднедевонские: гранитоиды повышенной щелочности; 12 - средне-верхнекембрийские гранитоиды; 13 - кембрийские габброиды; 14 - докембрийские гранитоиды; 15 - ультрабазиты; 16 - тектонические разрывы

встречены среди ксенолитов, вынесенных молодыми базальтами из нижних частей континентальной коры в Центральном Хангае (Тарятская впадина) и на плато Дариганга в юго-восточной Монголии /4,18/ и др.

Второй метаморфический комплекс в своих низах близок по составу и строению к предыдущему (в нем пока не описаны только гранулиты), но в верхней его части преобладают мощные горизонты графитизированных мраморов и кварцитов с многочисленными телами ортотектитов и аплитов. Породы второго комплекса распространены в Монголии, а также в восточной части пояса в целом значительно шире, чем первого. Он известен в Монголии в Восточном и Западном Прихубсугулье, в междуречье Дзабхан-Хунгуй, в хр.Дариби-Нур, в Баян-Хонгорской зоне, на северо-востоке МНР в хр.Эрэн-Даб и в других местах. Для него существуют радиометрические датировки, полученные К-Аг методом: 1900 млн.лет по флогопиту из скарнированных мраморов Баян-Хонгорской зоны; повторные определения, выполненные тем же методом в Геологическом институте АН СССР из проб, отобранных И.П.Палеем, первоначально дали цифру 2600 млн.лет, а повторно - близкие к первой. Метаморфизован он повсеместно в амфиболитовой фации. От гранулитового комплекса, вероятно, отделен длительным перерывом и структурной перестройкой, хотя из-за неоднократного наложения различных типов метаморфизма на породы обоих комплексов не везде и не всегда это удастся установить.

Не менее широко распространены на рассматриваемой территории породы третьего или зеленосланцевого комплекса, строение которого до некоторой степени условно можно разделить на две части: в нижней, наряду с "зелеными сланцами", часто встречаются амфиболиты, гнейсы, сланцы, мраморы; в верхней - зеленые сланцы, кварциты, яшмо-кварциты, мраморизованные известняки, песчаники, алевролиты и филлиты.

Метаморфизм комплекса в целом - фации зеленых сланцев, местами с наложенным зональным метаморфизмом более высоких ступеней (эпидотовых амфиболитов).

От подстилающих и покрывающих пород в большинстве районов он отделен перерывом и несогласием.

Возраст пород комплекса определяется относительно точно как ниже-среднерифейский, во всяком случае не моложе верхнего

рифейя. На это указывают, во-первых, наличие в карбонатных породах комплекса остатков верхнепротерозойских строматолитов, онколитов и микрофитофоссилий; во-вторых, многочисленные радиологические датировки, группирующиеся близко к цифре около 1 000 млн.лет. Так, возраст гальки гранитов, взятой из базальных конгломератов дархатской серии, перекрывающей в Западном Прихубсугулье зеленосланцевый комплекс, по K-Ar методу составил 823 млн.лет /II/; мигматиты, насыщающие зеленосланцевую толщу в бассейне Керулена (на востоке Монголии), по данным венгерских геологов, имеют возраст 950-1058 млн.лет (Rb-Sr- метод), а для пегматитов из метаморфических пород Средней Гоби U-Pb методом, по устному сообщению Г.А.Шаткова, определены цифры 970, 1050, 1100 млн.лет /3/.

Для зеленосланцевых толщ Саяно-Алтайской и Саяно-Байкальской складчатых областей существует большое количество определений абсолютного возраста: от 1700 до 700-800 млн.лет /1,2/, что также подтверждает, в общем, их верхнепротерозойский возраст.

По своему составу, строению, условиям залегания породы зеленосланцевого комплекса отвечают совершенно самостоятельной тектоно-магматической эпохе. Их формирование, вероятно, было связано с заложением в начале неогейкума геосинклинальных прогибов (трогов) на сиалических супракристалльных породах основания, претерпевших утонение и раздробление.

Рифейские зеленосланцевые породы широко распространены как в обрамлении Хубсугульского прогиба, так и внутри него.

Раннекаледонский этап формирования складчатой структуры ознаменовался в северных районах Монголии и на смежных территориях СССР накоплением различных по составу пород, отвечающих верхнерифейско-среднекембрийскому времени. В Монголии ему соответствуют дархатская и хубсугульская серии, а в СССР - на юге Сибири - сархойская и боксонская.

Дархатская (сархойская, дзэбжанская) серия залегает с тектоно-денудационным перерывом то на зеленосланцевом комплексе, то на еще более древних породах фундамента. Она представлена, как и указано в путеводителе экскурсии /17/, главным образом терригенно-обломочными и частично вулканогенными породами. Серия обычно начинается с базальных конгломератов.

состоящих из гальки всех подстилающих пород, в том числе и гранитоидов, а выше сменяется кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с линзами и пачками доломитов; в верхних частях разреза породы имеют пестроцветную окраску. Во многих районах в нижней части серии присутствуют вулканы, среди которых преобладают кислые пестроцветные липариты, кварцевые порфиры и фельзитпорфиры, меньше андезиты-дациты. Общий облик всех пород серии эпиконтинентальный. Мощность ее меняется от сотен метров до 2-2,5 км; по латерали сильно меняется и состав пород, что в совокупности указывает на существование сложнорасчлененного "преддархатского" рельефа и на весьма разнообразные условия седиментации пород серии. На основании найденных в серии строматолитов, онколитов, микрофоссилий ее возраст определяется как верхнерифейский.

Породы вышележащей хубсугульской (боксонской) серии или ее возрастных аналогов распространены в пределах рассматриваемой территории чрезвычайно широко. Они изменчивы как по объему, так и формационному составу; местами это венд, нижний (а иногда и средний) кембрий, местами только нижний кембрий (например, разрез по р. Керулен в районе сомона Идэрмаг в Восточной Монголии). Изучены вендско-кембрийские отложения достаточно хорошо. Кембрийские отложения Монголии стратиграфически расчленены на отделы, ярусы и горизонты. Среди вендско-кембрийских отложений Монголии в настоящее время выделяются следующие главные формационные типы: 1) с вулканидами базальтового и андезит-дацитового состава и подчиненными им кремнисто-яшмовыми породами, горизонты и линзами известняков; 2) терригенно-карбонатно-вулканогенный тип, в котором развиты примерно в равных соотношениях андезит-дацитовые вулканы, терригенные песчаники-алевролитовые породы и известняки и 3) существенно карбонатный. Последний тип отложений развит во всем Прихубсугулье, по западной окраине Хангая, во многих центральных и южных районах Монголии, а также на смежных территориях СССР (например, в Боксон-Сархойском районе Восточного Саяна).

Анализируя латеральное распределение этих формаций и их состав, не трудно прийти к выводу о том, что первый формационный тип отвечает собственно эвгеосинклинальным зонам, второй - так называемым миктогеосинклиналям /22/, третий - ближе всего

стоит к миогеосинклиналям (в понимании Г.Штилле). В первых двух зонах часто встречаются ультрабазиты. Пространственно между всеми этими типами формаций существует тесная связь /12/.

В Прихубсугулье и Дархатской впадине карбонатный разрез вендско-кембрийских отложений достигает мощности 2-3 км и сложен главным образом текстурно различными известняками и доломитами, к нижней части которых приурочена фосфоритоносная серия. Местами, как например в бассейне р.Хэсэн, породы хубсугульской серии залегают с размывом на породах дархатской серии.

Породы обеих серий прорваны нижнепалеозойскими (кембрийскими) плагиогранитами, более поздними (девонскими) субщелочными гранитами и каменноугольными сиенит-нефелин-сиенитовыми интрузиями.

Вендско-кембрийские отложения в бассейне р.Ури-Гол несомненно перекрыты орогенными образованиями, условно относящимися к верхнему кембрию - ордовику. Они представлены мощными сливными конгломератами, песчаниками, алевролитами (частью красными) и другими породами молассовой формации; на юге Сибири, в юго-восточной части Восточного Саяна, их аналогами являются породы черемшанской свиты.

Все выделенные выше верхнерифейско-среднекембрийские комплексы, очевидно, можно рассматривать как разнофациальные типы кораллов, отлагавшихся в существенно различных частях чрезвычайно обширного (по размерам сравнимого с современными океанами) морского бассейна, простиравшегося далеко за пределы Монголии и Саяно-Алтайской области - в Центральный Казахстан, Северный Тянь-Шань, Западно-Сибирскую низменность, Забайкалье и Приморье. Этот геосинклинальный бассейн на севере и юге имел непосредственные связи с эпиконтинентальными морями, покрывавшими Сибирскую и Китайскую платформы, а также, как показывает анализ кембрийской трилобитовой и археоциатовой фауны, и с морями Северо-Американского континента.

На большей части этой площади верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные прогибы заложились, очевидно, на коре континентального типа, с возникшим в дорифее различным по мощности и составу гранитно-метаморфическим слоем. Наличие среди них многочисленных зон ультрабазитов и других пород офиолитовой серии вряд ли противоречит этому выводу, так как их появление в

структурах восточной части Урало-Монгольского пояса может быть связано с раздроблением, раздвижением и утонением (первичный - геосинклинальный - рифтогенез) сиалического основания и подъемом подкорового магматического материала к поверхности по глубинным разломам в зонах рифтогенных структур /2, 12, 13/.

Тектонические движения герцинской эпохи захватили всю рассматриваемую территорию. Однако проявились они здесь по-разному. В одних ее частях возникли обширные геосинклинальные прогибы, так называемые вторичные или регенерированные (терригенные) геосинклинали, например, Хангай-Хэнтэйская /26/, в других - средне-верхнепалеозойские наложенные впадины и прогибы - типа Минусинской, Рыбинской или Тувинского прогиба /25/, в третьих - впадины и прогибы, выполненные преимущественно магматическими породами контрастной серии (например, значительная часть Орхон-Селенгинского прогиба). Структуры третьего типа, вероятно, тесно связаны с процессами вторичного (орогенного) рифтогенеза. В герцинскую тектоническую эпоху сильно проявился также гранитоидный магматизм, распространенный очень широко. В литературе уже обращалось внимание на чрезвычайно широкое развитие в структурах восточной части Урало-Монгольского пояса магматических пород, в том числе и гранитоидных. ими занято здесь в некоторых регионах до 50 % площади; особенно обильны гранитоиды в центральных и северных районах Монголии и примыкающих частях Тувы, Южного Прибайкалья и Забайкалья, объединенных на этой площади в Южно-Сибирский гранитоидный пояс /8, 13, 14 и др./. Подчеркнем, что вообще гранитоидный магматизм проявлялся на рассматриваемой территории складчатого пояса во все геотектонические эпохи, начиная с глубокого докембрия и кончая ранним мезозоем, что привело к длительному становлению гранитно-метаморфического слоя.

В заключение отметим, что геосинклинально-складчатые структуры, расположенные к югу от Сибирской платформы, формируются длительно, начиная с рифея и кончая палеозоем; за это время происходило пространственное смещение поясов складчатости в направлении с севера на юг: от более древних к более молодым. Одновременно происходило усложнение строения складчатых структур различных тектонических эпох и усложнение строения континентальной коры в их пределах.

При этом сиалическая кора на большей части пояса, как уже упоминалось, была сформирована к началу раннекаледонской эпохи и продолжала формироваться в последующее время.

Залежи фосфоритов Хубсугульского фосфоритоносного бассейна приурочены к относительно более стабильным участкам коры, в которых в раннекаледонское время возникли миогеосинклинальные условия. Фосфор для образования самих фосфоритов в этот бассейн мог привноситься, вероятно, различными путями. С одной стороны он поступал вместе с речными водами, размывавшими близлежащую сушу, сложенную кристаллическими породами, содержащими много минерала апатита, а с другой — за счет привноса из соседних, разновозрастных с Прихубсугульем, геосинклинальных зон с терригенно-вулканогенным осадконакоплением (например из Дядинской зоны), в которых он являлся (вместе с кремнеземом) продуктом подводных вулканических эксталяций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алтухов Е.Н., Зайцев Н.С., Докембрий юга Сибири и севера Монголии (проблемы корреляции).—Бюл.МОИП. Отд. геол., 1979, т.54, вып. 4, с. 35–48.
2. Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии.—М.: Недра, 1980.—224 с.
3. Благодравов В.А., Зайцев Н.С., Лхасурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры.—В кн.: Основные проблемы геологии Монголии.—М.: Наука, 1977, с.18–26.
4. Генштафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии.—Геотектоника, 1978, № 5, с. 105–115.
5. Геологическое строение Монгольской Народной Республики/Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л. и др.—Л.: Гостоптехиздат, 1959. — 494 с.
6. Геология Монгольской Народной Республики. Том I. Стратиграфия.—М.: Недра, 1973.— 583 с.
7. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.—Л.: Наука, 1968,—332 с.

8. Гордиенко И.В., Андреев Г.В., Кузнецов А.Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области.-М.: Наука, 1978.-220 с.
9. Зайцев Н.С. О тектонике южной части Сибирской платформы.- В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т.1, с.399-443.
10. Зайцев Н.С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.- В кн.: Идеи акад.В.А.Обручева о геологическом строении северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.-Л., 1963, с. 127-143.
11. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР).-Геотектоника, 1970, № 5, с.3-11.
12. Зайцев Н.С., Благоднаров В.А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии.- Бюл. МОИП. Отд.геол., 1974, т.49, №4, с.57-69.
13. Зайцев Н.С., Лувсанданзан Б. Основные вопросы геологического строения и структуры Монголии.-В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с.7-18.
14. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу.М.:Недра,1972.-240с.
15. Зоненшайн Л.П., Ильин А.В., Кепежинская К.Б., Маркова Н.Г., Федорова М.Е. Центрально-Азиатская складчатая область (в пределах Монголии).-В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977, с.195-200.
16. Иванов А.Х. Восточное Прикосоголье (географическое и геологическое описание).-Тр. Монгольской комиссии, 1953, вып. 3, - 248 с.
17. Ильин А.В., Бямба Ж. Фосфориты Хубсугульского бассейна в МНР. Путеводитель экскурсии. М.: ГИН АН СССР, 1980.-135 с.
18. Кепежинская В.В., Зайцев Н.С., Лучицкий И.В. и др. Основные континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам.- Докл. АН СССР, 1976, т.229, №2, с.451-454.
19. Казаков И.К., Митрофанов Ф.П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области.-В кн.: Труды II сессии научного совета по геологии докембрия. Л.: Наука, 1976, с.313-316.
20. Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий - платформен-

- ные структуры первого порядка.-Изв. АН СССР. Сер.геол., 1959, № 12, с.3-9.
21. Перфильев А.С. Два типа развития палеозойских геосинклинальных систем.-В кн.: Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с.132-137.
22. Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.-М.: Наука, 1972.-222 с.
23. Савинский К.А. Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., 1972.-168 с.
24. Силицын В.М. Центральная Азия. М.:Госгеографиздат, 1959.-455 с.
25. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-ба 1:5 000 000).-М.: Наука, 1966.-487 с.
26. Тектоника МНР.-М.: Наука, 1974.-284 с.
27. Тектоника срединных массивов. - М.: Наука, 1976.-215 с.
28. Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.- М.: Изд.Моск. о-ва испыт. природы, 1945, -131 с.

Б.Лувсанданзан

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МНР

Геологический институт АН МНР, Улан-Батор, МНР

Территория МНР расположена между Сибирской и Китайской древними дорифейскими платформами, занята разнотипными и разновозрастными складчатыми структурами и вместе со структурами Алтае-Саянской области, Забайкалья, Восточного Казахстана и Северного Китая составляет крупнейший структурный элемент Азии - Центрально-Азиатский складчатый пояс.

На тектонической карте МНР, изданной в 1978 г., в соответствии с основными этапами развития геосинклинальных областей, выделяются собственно геосинклинальные и орогенные

структурно-формационные комплексы, которые различаются, в свою очередь, по возрасту и вещественному составу.

Окончание собственно геосинклинального этапа развития обычно знаменуется интенсивной складчатостью, четкой сменой формаций, внедрением гранитоидных интрузий.

Анализ тектонического строения Монголии показывает, что ее главные складчатые структуры были созданы в позднем докембрии и палеозое. При этом отчетливо выделяется ряд геотектонических эпох с присущими им складчатостью, метаморфизмом и гранитообразованием.

В складчатой структуре Монголии четко выделяется два крупнейших тектонических мегаблока – Северный и Южный, существенно различающиеся по истории геологического развития. Северный мегаблок, занимающий большую часть страны, относится в основном к области байкальской и раннекаледонской складчатости, только в крайней западной части, в пределах Монгольского Алтая, – к собственно каледонским структурам. Южный мегаблок принадлежит к типичным герцинским структурам, образующим Южно-Монгольский складчатый пояс. Оба мегаблока граничат между собой по крупнейшей субширотной зоне глубинных разломов, получившей название "Главного Монгольского линеамента" /2/.

В строении байкальских и раннекаледонских (салаирских) структур Северного мегаблока главную роль играют докембрийские и раннекембрийские структурно-формационные комплексы, среди которых выделяются протерозойские, рифейские и верхнерифейские или венд-нижнекембрийские отложения.

Докембрийские образования, слагающие ряд выступов в северном мегаблоке – в Прихубсугулье, Западном и Северном Хантае и других местах, т.е. в районах, прилегающих в основном к докембрийским структурам Забайкалья, Восточного Саяна и Тувы, делятся на два крупных структурных этажа. Нижний представлен двумя комплексами: гнейсовым с радиометрическим возрастом 1900 млн. лет (Баян-Хонгорский выступ) и сменяющим его вверх комплексом кварцитов, кристаллических сланцев, гнейсов, амфиболитов и карбонатных пород. Над ними с перерывом и несогласием в Прихубсугулье и Средней Гоби расположен зеленосланцевый комплекс, выделяемый под названием окинской свиты, образовавшийся по терригенным и вулканогенным отложениям; в его низах найдены ниже –

рифейские формы онколитов (Западное Прихубсугулье). Выше, в Западном Хангае, с перерывом залегают субсеквентные вулканиты кислого и среднего состава, известные под названием дзабханской свиты /3,21/. Возраст последней определяется нами как средне - верхнерифейский.

Докембрийские гранитоиды по возрасту делятся на две группы. Первая, более древняя группа, представлена преимущественно биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми, лейкократовыми и алякитовыми гранитами, гранито-гнейсами и гранодиоритами, гальки которых присутствуют в конгломератах зеленосланцевого комплекса раннего рифея. Вторая, более молодая группа, представлена порфиробластовыми гранито-гнейсами, двуслюдяными гранитами и гранодиоритами. Гальки их присутствуют в базальных конгломератах верхнерифейско- или вендско-нижнекембрийских отложений и имеют радиометрический возраст около 823 млн.лет.

Верхнерифейско-кембрийские комплексы формационно представлены различными образованиями, группирующимися в самостоятельные структурно-формационные зоны. С одной стороны, выделяются зоны (Озерная, Баян-Хонгорская, Керуленская), в которых определяющую роль играют зеленокаменно-измененные вулканогенные породы основного и среднего состава и сменяющие их вверх по разрезу туфогенно-кремнистые и туфогенно-терригенные отложения с линзами и горизонтами в большинстве случаев рифогенных известняков с богатыми водорослево-археоциатовыми остатками /6/. С ними тесно ассоциируют габброидные и гипербазитовые массивы, образующие в совокупности офиолитовые серии /15,20/. Такие зоны типичны для эвгеосинклинальных прогибов, которые, как теперь допускается, развивались в областях с корой океанического типа. В других структурно-формационных зонах (Прихубсугулье, Дзабханская, Идэрская и др.) главную роль среди разновозрастных комплексов играют терригенно-карбонатные и средне- и кислые вулканогенные породы, которые отлагались, по-видимому, на уже сформированной к этому времени сиалической (континентальной) коре.

Исследованиями последних лет намечено, что между этими областями с различным типом строения земной коры располагались переходные зоны, где в позднекембрийско-нижнекембрийское время формировались отложения переходного типа - андезиты, андезитодациты, кремнисто-карбонатные и терригенно-вулканогенно-кар-

бонатные породы в хр. Хан-Хухэй и Западный Хаягай, Дариби и др.

Примечательно, что позднедокембрийско-нижнекембрийское время ознаменовалось мощным карбонатакоплением, приведшим к образованию толщи карбонатных пород в областях с континентальной корой. Это Хубсугульская серия в Прихубсугулье /I3, I7/ и цаганоломская свита /3, 2I/ в Западном Хаягае.

В соседних эвгеосинклинальных зонах этому уровню карбонатакопления, вероятно, в разрезе отвечают мощные толщи вулканогенных и туфогенно-кремнистых отложений с линзами и горизонтами рифогенных известняков. В эпоху молассового накопления карбонатных отложений, при благоприятных физико-географических условиях, в Прихубсугулье происходило формирование залежей фосфоритов. По имеющимся данным, в ранних каледонидах в конце нижнего кембрия происходило общее сгущивание пород, сопровождающееся горизонтальными перемещениями. Эти движения были направлены в сторону древнего докембрийского континентального массива. Такие движения, например, очень четко проявлены на южных склонах хр. Хан-Хухэй и в Западном Хаягае.

Средне- и верхнекембрийские мелководные молассоидные отложения в ранних каледонидах лежат с размывом и несогласием на складчатых комплексах позднего докембрия и нижнего кембрия. Примерно к этому же времени, по-видимому, относится становление гранитоидов Тохтогяшильского и Талминского комплексов, представленных габбро-диорит-плагтиогранитной и гранодиоритовой формациями с радиометрически определенными возрастными породами в 580-400 млн. лет. /I/.

Таким образом, к концу кембрия в ранних каледонидах сформировался достаточно мощный гранито-метаморфический слой. Более молодые палеозойские отложения, начиная с ордовика, здесь участвуют в строении наложенных структур.

Монгольско-Алтайская собственно каледонская зона /IO, II, I9/ охватывает хр. Монгольский Алтай и Хархоринское нагорье; она характеризуется повсеместным развитием мощной и удивительно однообразной терригенной формации среднекембрийско-нижнеордовикского возраста. Именно эта монотонная песчанико-алевролитовая формация, известная на сопредельной территории Алтае-Саянской области под названием "горноалтайская серия" /5, 8/, служит, по-видимому, основой, на которой развивались более молодые

дне геосинклинальные и орогенные структуры. Выявленные здесь более древние венд-нижнекембрийские отложения слатают вместе с линзами серпентинитов только небольшие горстовые выступы в зонах разломов и по составу очень близки разновозрастным образованиям Озерной зоны, отвечая по набору пород офиолитовой ассоциации. Однако, нет уверенности в том, что породы офиолитовой ассоциации всюду (в Монголо-Алтайской зоне) подстилают среднекембрийско-нижнеордовивскую очень мощную терригенную формацию. Последняя лишена органических остатков и, по-видимому, накапливалась в сравнительно спокойной тектонической обстановке глубоководного бассейна.

Анализ фактического материала по территории Монголии и по смежным районам Алтае-Саянской области показывает, что в начале ордовика (точнее в конце нижнего ордовика) горноалтайская серия была смята в напряженные складки; Монгольско-Алтайская система как единая структура прекратила свое развитие и в дальнейшем была расчленена на ряд самостоятельных зон с различной геотектонической характеристикой.

Так, в Цаган-Шибетинской зоне, расположенной в северо-восточной части Монгольского Алтая, возобновившееся в начале ордовика геосинклинальное развитие сопровождалось накоплением терригенно-вулканогенных пород. В верхнем ордовике здесь имела место складчатость и произошло становление наиболее древних гранитоидов Тургенского комплекса с абсолютным возрастом 440-456 млн. лет. К верхнему же ордовика относится формирование первых наложенных мульд. В соседней, южнее расположенной Кобдинской зоне в верхнем ордовике заложился новообразованный геосинклинальный прогиб, в котором в течение верхнего ордовика и силура накапливались вулканогенно-карбонатные (частью рифогенные) отложения островодужного типа. В конце силура геосинклинальное развитие завершилось складчатостью и гранитизацией, а в девоне сопровождалось субсеквентным вулканизмом.

Таким образом, в целом для Северного мегаблока структурно-формационные зоны были сформированы в позднем докембрии и раннем палеозое в результате байкальских и каледонских тектонических движений.

Герцинская геотектоническая эпоха /9,14/ ознаменовалась помимо формирования Южно-Монгольских (среднепалеозойских) и Внут-

ренне-Монгольских (позднепалеозойских) геосинклинальных зон, составляющих Южный мегаблок, одновременной сильной переработкой каледонид Северного мегаблока и образованием, в пределах последнего, своеобразных регенерированных геосинклинальных прогибов, получивших в геологической литературе последних лет название "монгогеосинклиналей" /9/.

Поэтому герцинские структурно-формационные комплексы в Южном и Северном мегаблоках сильно различаются по своему формационному составу.

Главная структурная единица Южного мегаблока - Южно-Монгольская герцинская складчатая зона протягивается в субширотном направлении через всю территорию Монголии и уходит на западе и востоке за ее пределы. Эта зона характеризуется линейным расположением структур, различно контактируя со структурами Северного мегаблока.

В строении Южно-Монгольской зоны главное место занимают среднепалеозойские (от силура до нижнего карбона включительно) типично эвгеосинклинальные комплексы с большим количеством зеленокаменных спилит-диабазовых вулканитов, кремнистых сланцев, граувакк и андезитов, в ассоциации с которыми находятся разрозненные тела, иногда целые пояса габброидов и гипербазитов. В поперечном сечении зоны обособляются две подзоны: внешняя, для которой характерно широкое развитие отложений силура и девона с крупными известняковыми рифами, и внутренняя - с преимущественным развитием отложений девона и нижнего карбона.

По основной складчатости, относящейся к первой половине карбона, Южно-Монгольская зона принадлежит к герцинидам в их классическом понимании. На среднепалеозойском оскольчатом основании несогласно располагаются эпитерцинские орогенные структуры, представленные как относительно крупными прогибами (Ноянсомонская, Баянобинская), так и небольшими грабенами и мульдами, выполненными верхнепалеозойскими наземными вулканитами и молассами.

Верхнепалеозойская - Внутренне-Монгольская зона /4/ захватывает крайний юг Монголии, составляя, очевидно, лишь небольшой отрезок более протяженной зоны, простирающейся в пределах Китая к северу от Китайской платформы. Эта зона, как и Южно-Монгольская, сложена эвгеосинклинальными комплексами, но более молодыми, так как возрастной объем их охватывает весь верхний палеозой

от нижнего карбона до верхней перми включительно. Основные складкообразовательные движения относятся здесь к рубежу палеозоя и, может быть, даже к началу мезозоя. Северная часть Внутренне-Монгольской зоны (Даланульско-Лугингольский прогиб), вероятно, наложена на доверхнепалеозойские структуры Южного метаблока — здесь широко развиты флишевые толщи и массивы рифовых известняков. Южная часть зоны (Солойжерский прогиб) характеризуется типично эвгеосинклинальным разрезом с обилием тел гипербазитов.

Герцинские геосинклинальные прогибы, расположенные в северной части (каледонской) Монголии по своему формационному выполнению (терригенные, флишеидные с трубидитами) принципиально отличаются от эвгеосинклинальных прогибов южной (герцинской) части Монголии. Хангай-Хэнтэйская зона выполнена кремнисто-терригенными, флишеидными и песчаниковыми толщами девона и карбона мощностью до 10–11 км. Делно-Юстыдская моногеосинклиналь /II/ в Монгольском Алтае выполнена песчано-алевролитовыми (зелено-сланцевыми) отложениями среднего-верхнего девона мощностью до 4000 м. Геосинклинальное развитие Хангай-Хэнтэйской зоны закончилось в конце карбона, а Делно-Юстыдского прогиба — к началу нижнего карбона, что хорошо фиксируется появлением в разрезе молассовых отложений перми и нижнего карбона соответственно.

Окончание собственно геосинклинального этапа развития в герцинских геосинклиналях сопровождалось формированием гранитоидов, представленных в Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоне габбро-диорит-плагиогранитной формацией, а в новообразованных Хангай-Хэнтэйской и Делно-Юстыдской моногеосинклиналях, выполненных терригенными толщами, гранодиорит-гранитной формацией (хангайский и алтайский комплексы гранитоидов) /I9/. С алтайским комплексом гранитоидов в Монгольском Алтае известна редко-металлическая минерализация.

Одновременно с развитием новообразованных или регенерированных крупных геосинклинальных прогибов в пределах северного каледонского блока в герцинскую эпоху в отдельных небольших межгорных впадинах и прогибах происходило накопление продуктов наземного вулканизма, грубообломочных терригенных осадков, а местами также сероцветных и прибрежно-морских карбонатно-терригенных отложений.

В каледонидах Северной и Западной Монголии выделяются сле-

дущие разновозрастные, различные по своему распространению и значению орогенные структуры или комплексы отложений:

а) наиболее ранние наложенные впадины (нижняя моласса), связанные с замыканием раннекаледонских и каледонских геосинклинальных прогибов и локализованные только в их пределах, например, верхнекембрийская моласса в Джидинской зоне ранних каледонид, верхнеордовикская Урикнурская мульда в Цаган-Шибетинской зоне Монгольского Алтая;

б) среднепалеозойские (в основном девонские) и верхнепалеозойские орогенные структуры, тесно связанные с развитием герцинских геосинклинальных зон. Они имеют широкое повсеместное развитие, составляя основную массу орогенных образований. К верхнепалеозойским — средне-верхнекаменноугольным и пермским — наложенным структурам в целом ряде районов Монголии приурочены месторождения каменных углей, в том числе крупнейший угольный бассейн на юге страны.

В орогенный этап развития разновозрастных структурно-формационных зон Монголии формировались различные по возрасту, но сходные по составу орогенные гранитоиды, представленные в основной своей массе нормальными лейкократовыми, субщелочными, реже щелочными гранитами, а в структурах наиболее ранней консолидации Северной Монголии и Прихубсугульских районах — щелочными породами.

Орогенные гранитоиды исключительно широко распространены; с ними в ряде районов Западной и Южной Монголии связаны практически интересные месторождения редких металлов и редкоземельных элементов.

В конце палеозоя, т.е. по окончании герцинской неотектонической эпохи, территория Монголии превратилась целиком в область завершенной складчатости с корой континентального типа, реагировавшей на последующие тектонические напряжения образованием разломов и дифференциальными глыбовыми движениями.

Начиная с мезозоя на территории Монголии, за исключением крайней северо-восточной части, где в последние годы установлены морские триасовые отложения, господствовали исключительно континентальные условия.

Изучение мезозойской истории развития территории очень важно в научном и практическом отношении, поскольку с мезозой —

скими отложениями связано большинство месторождений горючих ископаемых – углей, горючих сланцев и нефти, а с мезозойскими гранитами – основные запасы редких и цветных металлов (вольфрама, олова, молибдена, тантала, ниобия и др.). В мезозойских отложениях встречаются богатые захоронения наземной и пресноводной фауны и флоры, которые позволяют рассматривать Монголию в качестве одного из опорных районов мира для изучения ископаемых континентальных фаун.

Мезозойские структуры представлены резко наложенными на более древний фундамент межгорными прогибами, выполненными молассовидными отложениями и вулканогенными образованиями. Они осложнены обычно продольными и поперечными разломами. В истории их развития выделяется два этапа, разделенные между собой перерывом и несогласием: раннемезозойский, охватывающий период от триаса (обычно позднего) до ранней и частично средней юры и позднемезозойский от средней и поздней юры до раннего мела включительно. По составу отложений мезозойские структуры западной и восточной части Монголии резко отличаются.

Мезозойские структуры Восточной Монголии (к востоку от 100–105° в.д.), получившие в геологической литературе название "структур ренувации" /23/ или структур восточно-азиатского типа /25/, насыщены магматическими образованиями – наземными вулканами различного состава (от основных до кислых разновидностей) и гранитоидами нормального и щелочного рядов, тогда как мезозойские структуры Западной Монголии – амагматичны. Они именуются в литературе структурами активизации.

Одним из значительных достижений тематических исследований последних лет является выяснение геохимических типов, потенциальной рудоносности мезозойских гранитоидов и их ареалов распространения /24/.

Установлено:

а) что в пределах Восточной Монголии существуют две металлогенические провинции: Северо-Восточная (или Монголо-Забайкальская) и Южно-Монгольская (Нухутдабанско-Южнообийская);

б) проявление раннемезозойского и позднемезозойского магматизма различается по структуре своих ареалов и фациальному облику интрузий. Так, в пределах Северо-Восточной провинции, являющейся юго-западным продолжением известного Монголо-Охотского

рудного пояса происходит замыкание ареалов магматизма обоих возрастных циклов и связанных с ними рудных зон;

в) закономерная связь определенных типов месторождений с конкретными геохимическими типами гранитоидов. Так, со стандартными гранитами связано оловянное, вольфрамовое и молибденовое оруденения кварцево-жильной и грейзеновой формации; с фтористыми гранитоидами почти оловянной и вольфрамовой, связана танталовая минерализация (альбит-церолитовые граниты); с апластовыми гранитами и другими щелочными породами Южно-Гобийского пояса - радиоэлементами приконтинентальной минерализация.

Территория МНР представляет собой определенный интерес в части изучения континентального кайнозоя (разработка основных проблем стратиграфии, геотектоники, палеогеографии, эволюции органического мира и др.). С континентальными отложениями кайнозоя в Монголии связаны основные запасы подземных вод, россыпные месторождения ряда полезных ископаемых (золота, олова, вольфрама); огнеупорное сырье, строительные материалы, минеральные краски и соли и т.д.

Кайнозойские образования на территории МНР расчленяются на два различных структурно-формационных яруса /7/:

а) палеогеновые отложения совместно с верхнемеловыми отражают платформенный этап развития территории и относятся к платформенному чехлу. Эти отложения, имеющие мощность 300-400 м, характеризуются сравнительной мелкообломочностью материала, пестротцетностью, наличием в разрезе кор выветривания и продуктов их перестроения.

б) неогеновые и антропогеновые отложения отражают этап новейшей тектонической активизации. Их распространение, состав и мощность определяются связью с новейшими морфоструктурами территории - областями поднятий и прогибаний разных порядков.

Территория Монголии представляет собой определенный интерес также и в отношении изучения кайнозойского внутриконтинентального вулканизма.

Тематические исследования последних лет показали, что на территории МНР можно выделить до шести разновозрастных комплексов кайнозойских вулканогенных образований, начиная с эоценового комплекса (45-57 млн. лет) и кончая плейстоценовым (1,0 млн.

лет) и голоценовым комплексами.

В некоторых районах (Хангай, Дариганга) в связи с базальтовыми лавами находятся включения глубинных пород и минералов, представляющих определенный научный и практический интерес /18/.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1966, с.86-110.
2. Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б. и др. Основные черты тектоники Монголии. - В кн.: Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенические пояса. М.: Наука, 1968, с.62-67.
3. Беззубцев В.В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р.Дзабхан. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Гостоптехиздат, 1963, с.29-42.
4. Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. - Геотектоника, 1970, № 5, с.12-25.
5. Волочкович К.Л., Леонтьев А.Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. - М.: Наука, 1964. - 183 с.
6. Воронин Ю.И., Дроздова Н.А. Древнейший археоциато-водорослевый комплекс Западной Монголии. - В кн.: Палеонтология и био-стратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976, с.291-297.
7. Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.-минерал. наук. - М., 1978.
8. Дергунов А.Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. - М.: Наука, 1967. - 215 с.
9. Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. Герцины Монголии и проблема Палеотетиса. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с.87-103.
10. Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Основные черты строения и развития структур Монгольского Алтая. - Тр. Научно-исследовательского геологического института АН МНР. - Улан-Батор: Госиздат, 1972.

11. Дергунов А.Б. Делно-Юстыдский прогиб. – В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с.107–110.
12. Дергунов А.Б., Маркова Н.Г. Среднепалеозойские орогенные структуры Монгольского Алтая. – В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с.120–126.
13. Зайцев Н.С., Ильин А.В. Тектоника Прихубсугульского прогиба МНР. – Геотектоника, 1970, № 5, с.3–11.
14. Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. – М.: Недра, 1972.– 240 с.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Хан-Тайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов. – Геотектоника, 1978, № 1, с.19–42.
16. Зоненшайн Л.П., Томуртогоо О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. – В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с.135–144.
17. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. – М.: Наука, 1973. – 167 с.
18. Кебезинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения.–М.: Наука, 1979.– 312 с.
19. Лувсанданзан Б. Палеозойские складчатые структуры и гранитоидные формации Западной Монголии: Автореф. дис. на соиск. учен. степ. докт. геол.–минерал. наук.–М., 1976.
20. Лувсанданзан Б., Томуртогоо О. Некоторые аспекты тектоники Монголии. – В кн.: Монгол орны геологийн асуудал. Улан-Батор; Изд. АН МНР. 1980, № 5.
21. Маркова Н.Г., Коробов М.И., Журавлева З.А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.– Бл.МОИП. Отд.геол., 1972, т.ХІУП, вып.І, с.57–70.
22. Маркова Н.Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии.–М.; Наука, 1975.–119 с.
23. Нагибяна М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.–М.: Изд-во АН СССР, 1963.–464 с.
24. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис)/ В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, Л.П.Зоненшайн и др. – М.: Наука, 1971.–239 с.
25. Яшин А.Л. Проблемы срединных массивов.– Бл. МОИП. Отд. геол., 1965, т.40, вып.5, с.8–9.

БИОСТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕГО ДОКЕМБРИЯ
И КЕМБРИЯ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Геологический институт АН МНР, Геологический институт АН СССР,
Улан-Батор Москва
МНР СССР

На территории Северной Монголии верхнедокембрийские и кембрийские отложения в настоящее время достаточно установлены почти во всех ее главных структурных элементах. Особенно крупные их поля известны в Прихубсугулье, хр. Хан-Хухэй, Эрэн-Даба, Хасагт-Хайрхан и Хан-Тайшир. Выходы их выявлены также в пределах Длинной, Дзабханской, Идарской, Озерной, Керуленской, Баян-Хонгорской и других зон (рис.1).

Наиболее полные стратиграфические разрезы верхнедокембрийских (рифейских и вендских) и кембрийских отложений имеются в Западном и Южном Прихубсугулье, в хребтах Хасагт-Хайрхан, Хан-Тайшир, в районах Баян-Хонгора, Тайшир-сомона и острова Ак-Баши, отдельные части разрезов располагаются и в других районах. Все эти образования заметно отличаются характером и полнотой разрезов, мощностью, а также соотношением между отдельными толщами, свитами и другими признаками.

Использование принципа стратиграфии – нижний пласт древнее вышележащего – в Монголии усложняется тектоникой, обуславливающей во многих случаях опрокинутое залегание пластов и контакты толщ по разрывам. Именно этим частично объясняется спорность некоторых вопросов стратиграфии, особенно древних толщ. Степень обнаженности пород неравномерна в разных областях. Лучшие коренные выходы наблюдаются в высокогорных районах по руслам рек и сухим ущельям.

Для расчленения и корреляции отложений верхнего докембрия и кембрия Северной Монголии в настоящее время успешно применяется биостратиграфический метод. При этом для биостратиграфии верхнего докембрия используются строматолиты, микрофитолиты и микрофоссилии, а для кембрия – главным образом трилобиты, археоциты, водоросли и другие бесскелетные организмы (рис.2).

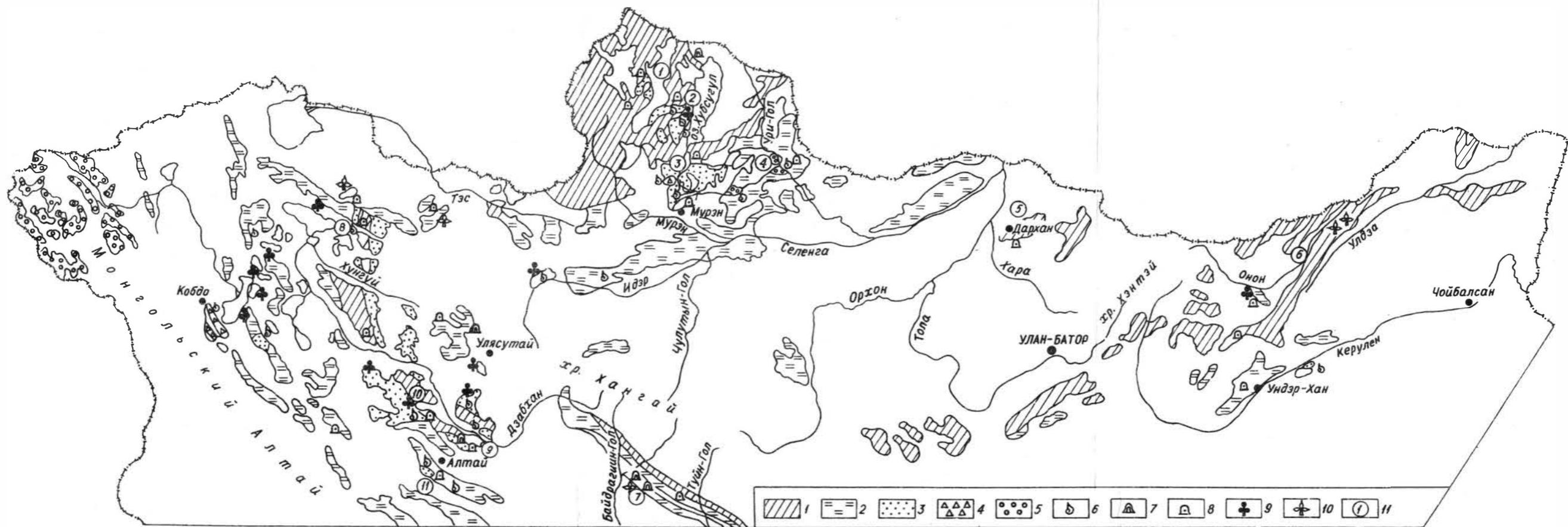


Рис. I. Схематическая карта распространения верхнекембрийских и кембрийских отложений на территории Северной Монголии

I - рифейские-вендские отложения; 2 - венд-нижнекембрийские отложения; 3 - нижнекембрийские отложения; 4 - среднекембрийские отложения; 5 - средне-верхнекембрийские отложения; 6 - места находок фауны; 7 - места находок строматолитов; 8 - места находок микрофитолиитов; 9 - места находок микрофоссилий; 10 - места находок водорослей; II - номера разрезов

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ (R₂)
 НИЖНИЙ (R₁) СРЕДНИЙ (R₂) ВЕРХНИЙ (R₃)
 РИФЕЙ (R)
 ВЕНД (V)
 НИЖНИЙ (E₁) СРЕДНИЙ (E₂) ВЕРХНИЙ (E₃)

1. Дархатская впадина

2. Западное побережье оз. Хубсугул.

3. район горы Чху-Тологой

6. хр. Эрен-Даба

7. район Баян-Хонгора

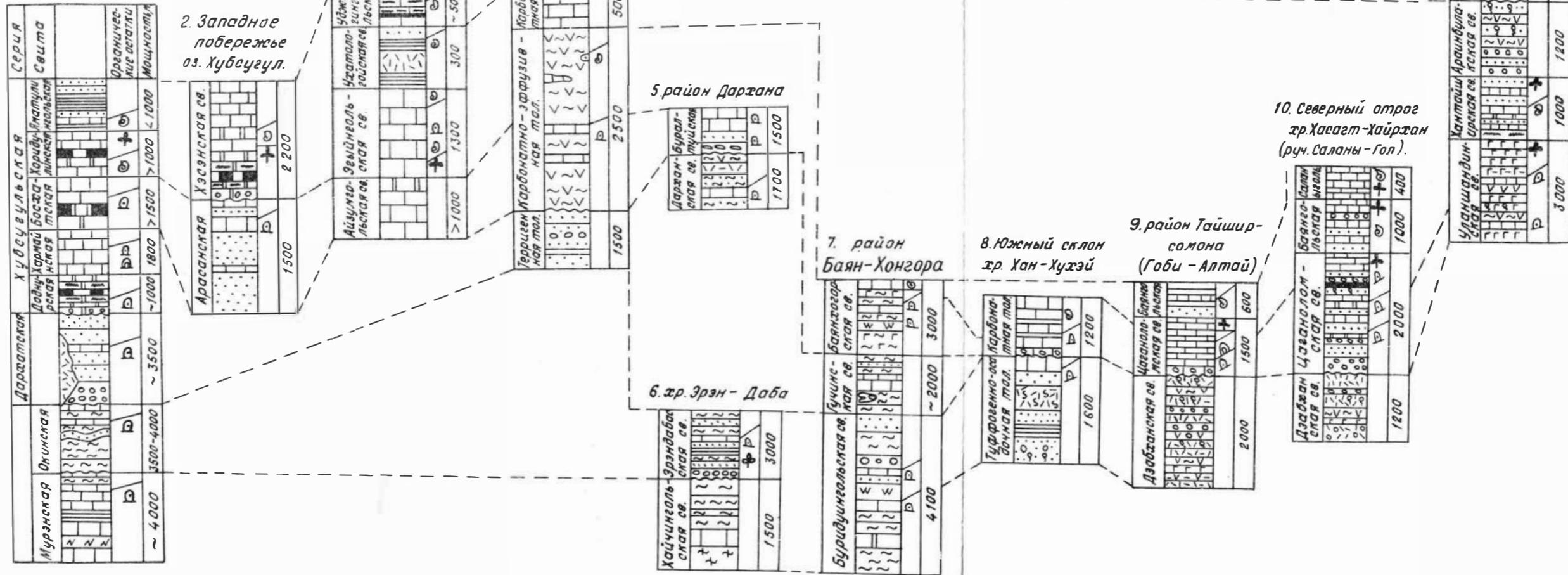
8. Южный склон хр. Хан-Худэй

9. район Тайшир-сомона (Гоби-Алтай)

10. Северный отрог хр. Хасагт-Хайрхан (руч. Саланы-Гол).

11. хр. Хан-Тайшир

4. Район слияния рек Зайн-Гол и Ури-Гол.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22

Рис. 2. Корреляционная схема разрезов верхнедокембрийских и кембрийских отложений Северной Монголии
 I - амфиболиты и амфиболовые сланцы; 2 - известняки, местами мраморизованные; 3 - глинистые породы; 4 - метасланцы; 5 - песчаники различные; 6 - конгломераты; 7 - кислые эффузивы и их туфы; 8 - фосфориты; 9 - доломиты кремнистые; 10 - сланцы кремнистые; 11 - средние эффузивы, местами измененные; 12 - гнейсы; 13 - кварциты, местами слюдяные; 14 - основные эффузивы, местами измененные; 15 - туффиты; 16 - туфы основных эффузивов; 17 - брекчии различные; 18 - места находок фауны; 19 - микрофоссилии; 20 - строматолиты; 21 - микрофитолиты; 22 - водоросли

В настоящей работе мы опираемся главным образом на материалы собственных исследований. Для этого нами в основном рассматриваются наиболее полные и хорошо изученные стратотипические разрезы отложений верхнего докембрия и кембрия Западного и Южного Прихубсугуля, а также венд-нижнего кембрия хр.Хасагт-Хайрхан. Разрезы же других районов привязываются к стратотипическим (см. рис.2).

Верхнедокембрийские отложения Западного Прихубсугуля сложены стратиграфически снизу вверх породами мурэнской, окинской свит, дархатской и хубсугульской серий.

В основании разреза залегает существенно карбонатная толща мурэнской свиты. Породы ее широко развиты в западной и центральной частях Дархатской впадины и наиболее полно вскрыты в верховьях р.Мурэн-Гол. Общая мощность свиты не менее 400 м. Возможно, что низы ее относятся к раннему протерозою. Возраст свиты установлен находками нижнерифейских микрофитоцитов *Ovagia libidiosa* Z.Zhur. и др. Одновозрастные с ней отложения известны в хр.Эрэн-Даба (хайчингольская свита) и в районе Баян-Хонгора (нижняя часть буридуингольской свиты). В них из района р.Буридуин-Гол известны нижнерифейские строматолиты *Coprophyton garganicus* Kom. Выше на породах мурэнской свиты с размывом и несогласием залегает окинская свита. Она представлена мощной (3500-4000 м) зеленосланцевой толщей, состоящей из разнообразных терригенных и вулканогенных пород в разных соотношениях с небольшим количеством доломитов и мраморов в верхней ее части. Породы ее выполняют осевую часть Шихидского сингклиория. В известняках верхней части свиты найдены среднерифейские микрофитоциты *Ovagia lamellata* Kor. и др. Аналогичные и одновозрастные с ними отложения выделены в хр.Эрэн-Даба (эрэндабанская свита), в районе Баян-Хонгора (верхняя часть буридуингольской свиты) и других местах Северной Монголии. Во всех этих отложениях имеются находки среднерифейских микрофитоцитов, микрофосфориллий и строматолитов *Jacutophyton* sp.

Выше окинской свиты в Дархатской впадине с четким размывом залегает дархатская серия, сложенная пестроцветными терригенными и эффузивными породами. Мощность серии около 3500 м. Она преимущественно развита по западному и восточному борту Дархатской впадины. Возраст серии установлен находками среднерифейских

микрофитолигов *Osagia lamellata* Kor. и др. Коррелируемые с ней среднерифейские отложения установлены на южном склоне хр. Хан-Хухэй (туфогенно-осадочная толща) и в Дзабханской зоне (дзабханская свита). Возраст их определен в одних местах находками микрофитолигов, а в других литостратиграфическим путем.

Дархатская серия в одноименной впадине с разрывом перекрывается карбонатными породами доднурской свиты хубсугульской серии. Хубсугульская серия по литологическим признакам подразделяется на 5 свит снизу вверх: доднурскую, хармайинскую, босхатскую, хоридулинскую и яматуингольскую /2/. Из них две верхние свиты охарактеризованы фауной кембрийского возраста, а остальные — микрофитолитами, строматолитами венда, верхнего и среднего рифея. Хубсугульская серия мощностью 5500 м, состоящая существенно из карбонатных пород, слагает осевую часть одноименного прогиба.

Особенности строения свит хубсугульской серии следующие:

Доднурская свита (1000 м) представлена главным образом доломитами, содержащими пластовые фосфориты и в гораздо меньшем объеме известняками. В основании разреза имеются среднерифейские микрофитолиги *Osagia composita* Z. Zhur. и др. Аналогичные ей по составу и возрасту отложения известны и установлены в районе слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол (нижняя часть карбонатно-эффузивной толщи), в районе Баян-Хонгора (нижняя часть гучинской свиты) и т.д.

Хармайинская свита покоится согласно на доднурской и представлена известняками. Общая мощность свиты 1500—1800 м. В породах этой свиты найдены и установлены верхнерифейские строматолиты и микрофитолиги *Osagia aculeata* Z. Zhur, *Jugosania cylindrica* Krul. и др. Верхнерифейские отложения на территории Северной Монголии установлены в районе слияния рек Эгийн-Гол и Ури-Гол (верхи карбонатно-эффузивной толщи), в районе Дархана (дарханская свита), в районе Баян-Хонгора (верхи гучинской свиты) и в других местах. Возраст их датирован либо находками микрофитолигов, либо геологическими данными.

Босхатская свита (300—1500 м), согласно залегающая на породах хармайинской свиты, распространяется в небольших локальных узких прогибах южной и юго-западной части Западного Прихубсугулья. Она сложена преимущественно белыми доломитами с редкими прослоями кремней и кремнистых обломочных фосфоритов. Среди до-

ломитов в обилии встречаются вендские или пдомские микрофитоли-
ты *Vesicularites concretus* Z.Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. и
др. Необходимо отметить, что вендские отложения на территории
Северной Монголии развиты чрезвычайно широко и повсюду они оха-
рактеризованы либо микрофитолитами, либо строматолитами *Woxonia*
grushlova Kom. и реже микрофоссилиями. Эти отложения установ-
лены на западном побережье оз.Хубсугул (арасанская свита), в
районе горн Уху-Тологой (айзумгольская свита), в районе Дархана
(буралтуйская свита), в районе Баян-Хонгора (низы баянхонгорской
свиты), на южном склоне хр.Хан-Хухэй (низы карбонатной толщи) ,
в районе Саланы-Гол (нижняя подсвита цаганоломской свиты), в р.
Хан-Тайшир (низы уланшанджинской свиты) и в других местах.

Вендские отложения, широко развитые в этих районах, в боль-
шинстве случаев отделяются от нижележащих образований страти -
графическим перерывом и во многих местах они тесно связаны с
вышезалегающими более молодыми породами постепенным переходом.
Один из таких непрерывных разрезов венда-нижнего кембрия хорошо
установлен у северного отступа хр.Хасагт-Хайрхан в окрестностях
руч. Саланы-Гол. Здесь эти отложения, выделенные в цаганоломс -
кую, баянгольскую, саланыгольскую и хайрханскую свиты, состоят
из мощных терригенно-карбонатных пород с подчиненным присутстви-
ем туфогенных. Общая мощность свит около 3500-4000 м. В нижней
части разреза в известняках содержатся обильные вендские микро -
фитолиды, а в средней части - водоросли *Renalcis polymorphus*
(Masl.), *Korilophyton inopinatum* (Vor.), характерные для нема -
кит-далдынского горизонта. Выше разрез богат нижнекембрийскими
окаменелостями, представленными археоциатами, хиолитами, гастро-
подами, губками и другими бесскелетными организмами /3,4/. Ана -
логичный разрез венда-нижнего кембрия установлен к юго-востоку
от него в районе сомона Тайшир (р.Баян-Гол). В этом непрерывном
разрезе также наблюдается постепенный переход от венда к нижнему
кембрию. Здесь вендский комплекс микрофитолидов *Volvatella va -*
dosa Z.Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z.Zhur. , различные *Ve -*
sicularites и строматолиды сменяется нижнекембрийским комплек-
сом водорослей *Renalcis*, *Botominella*, *Eryphyton* , хиолитов и др.
/4/.

Нижнекембрийские отложения, охарактеризованные археоциатами
и трилобитами известны на территории Северной Монголии во многих

районах и в разных структурно-фациальных зонах.

В Дархатской впадине нижнекембрийские отложения, представленные карбонатными породами хоридулинской и яматуингольской свит , венчают мощный карбонатный разрез хубсугульской серии /2/

Хоридулинская свита (1000 м) залегает без видимого несогласия на породах босхатской свиты и сложена известняками и доломитами с отдельными пластами фосфоритов.

Яматуингольская свита состоит из терригенно-карбонатных пород мощностью около 1000 м. Обе свиты охарактеризованы находками археоциат и трилобитов нижнего кембрия. В известняках хоридулинской свиты среднего течения р.Арасан был найден Э.А. Журавлевой трилобит *Bulaiaspis taseevica* Rep. , а несколько западнее в этом же районе А.В.Ильным были обнаружены обломки трилобитов.

В Западном Прихубсугулье хорошие разрезы отложений нижнего кембрия расположены по рекам Хэсэн-Гол, Онголиг-Гол и прилегающих участках. Здесь они выделены в хэсэнскую свиту, которая с перерывом залегает на отложениях арасанской свиты (везд) и представлена конгломератами, доломитами, известняками, кремнями, сланцами, мергелями и фосфоритами общей мощностью 1700 - 2000 м. По изученным комплексам органических остатков в нижнем кембрии выделено три горизонта с фауной (снизу вверх): хэсэнский, содержащий фосфориты, с микрофитолитами *Radiosus marginatus* - *Nubecularites catagraphus*, барунский с трилобитами родов *Elganellus* и *Malykania* и харганский с трилобитами родов *Fallotaspidella* и *Bulaiaspis* , которые относятся к алданскому ярусу /5/.

В Южном Прихубсугулье лучшие выходы кембрийских отложений находятся в 45 км южнее г.Хатгал. Именно здесь, на этих моно-фациальных и хорошо фаунистически охарактеризованных трилобитами разрезах, разрабатывается биостратиграфическая шкала для нижнего и среднего отделов кембрия Монголии.

В районе г.Уху-Тологой (или сомона Алаг-Эрдэнэ) к кембрию относятся три свиты: эгыйнгольская, ухутологойская и уджитин-гольская. Две первые принадлежат нижнему кембрию, а третья охватывает верхи нижнего, низы среднего кембрия /1/. Из них наиболее широко распространена эгыйнгольская свита, представлен -

ная массивными доломитизированными известняками, которым подчинены прослой битуминозных и окремнелых известняков, а также массивных светлых археоциатовых известняков, образующих нередко биогермы. Известняки эгжингольской свиты согласно лежат на сильно измененных светлых карбонатных породах айзумгольской свиты, в нижней половине которой на р. Айзум-Гол были найдены вендские микрофоссилии. Условно возраст этой свиты считается венд-нижнекембрийским. Контакт между обеими свитами наиболее отчетливо виден на правом берегу р. Эгжин-Гол у подножья г. Мирос-Обо (на юго-восточном склоне) и несколько хуже на левом берегу той же реки на юго-восточном склоне г. Постонколитовая. Мощность эгжингольской свиты 1300 м.

Ухутологойская свита состоит из песчаников желтовато-бурых, кремнистых сланцев, эффузивов, которым подчинены прослой доломитизированных известняков. Мощность ее около 300 м. Терригенные породы слагают низы разреза и часто бывают задернованными. Однако, на правом берегу р. Эгжин-Гол, на южном склоне г. Сомон (около сомона Алаг-Эрдэнэ), а также на восточном склоне г. Ухутологой (лев. бер. р. Эгжин-Гол) можно наблюдать согласный контакт между нею и подстилающими отложениями эгжингольской свиты.

Уджигингольская свита сложена глинистыми известняками черного цвета и кремнисто-известковыми сланцами. Развита свита лишь на левом берегу р. Уджигин-Гол близ выхода ее из гор. На чем она лежит в данном обнажении неизвестно, кровля же прорвана гранитами. Видимая мощность свиты около 500 м.

Трилобиты были собраны по всему разрезу эгжингольской, уджигингольской свит и в очень небольшом количестве в известняковых прослоях и песчаниках ухутологойской свиты. Разнообразный комплекс трилобитов был обнаружен на г. Мирос-Обо (правый берег р. Эгжин-Гол) в доломитизированных и частично окремнелых известняках, являющихся возрастными аналогами нижней половины ухутологойской свиты.

Изучение в разрезах кембрия Южного Прихубсугуля вертикального распределения трилобитов показало, что они группируются по миомерным трилобитам и руководящим полимерным формам (мы учитываем только опубликованные формы) на шесть комплексов, в соответствии с которыми кембрий подразделяется /4/ снизу вверх: на барунский горизонт, слой с *Luvsanodiscus gammatus*-*Plenudiscus*

crassus-Elganellus , с типичными для него миомерными формами *Planodiscus trigonus* Korob., *Margodiscus convexus* Korob. , и полимерные трилобиты *Asiatella elegans* Rep., *Bigotina* (*Bigotinella*) *malukanica* Suv., *Kijanella diffusia* Rep. и др.; харганский горизонт - слои с *Dipharus clarki*-*Margodiscus planus* - *Bulaiaspis* с характерными *Margodiscus planus* Korob., *M. blagonravovi* Korob. и различными видами рода *Bulaiaspis* ; миросский горизонт - слои с *Tologoja subquadrata* - *Margodiscus račkovskii* - *Sajanaspis* . Этот уровень содержит самый богатый комплекс как миомерных форм *Egyngolia bella* Korob., *E. obtusa* Korob., *Limbadiscus strictus* Korob., *L. rarus* Korob. , различные виды рода *Margodiscus* Korob. , так и полимерных - *Judomia Lem.*, *Pseudoresserops okuleatus* Rep., *Tumulina quadriceps* (Rep.), *T. tumidica* Rep., *Argunaspis argunica* Rep. , и др.; ухотологойский горизонт - слои с *Bathyriscellus robustus* - *Bergeroniaspis ornata* с добавлением *Proebia annexa* Ogienko, *Solenopleurella* sp. ; уджигинский горизонт - слои с *Neopagetina conica* - *Abakolia pauca* - *Menneraspis* с миомерными формами *Neopagetina subquadrata* Korob., *Ninadiscus strobulatus* Korob., *Planodiscus patulis* Korob. , полимерные трилобиты *Menneraspis striata* Pokr., *M. delicata* Jeg., *Kooteniella acuta* N.Tchern., *Kooteniella slatkowskii* (Schmidt.) и др.; алагский горизонт - слои с разнообразными ориктосефалидами *Oryctoscephalops* - *Oryctosara* - *Tonkinella* . Первые три горизонта принадлежат адданскому, четвертый и пятый ленскому ярусам нижнего кембрия, а последний - низам амгинского яруса среднего кембрия.

Стратотипом барунского и харганского горизонтов является разрез эгвингольской свиты (ее мощность здесь 840 м) горы Постонколитовой. У Коробова /4/ за стратотип харганского горизонта взят разрез горы I802. Это объяснялось тем, что на горе Постонколитовой отсутствуют верхние слои данного горизонта, но последующие работы показали, что верхние слои харганского горизонта здесь присутствуют. Это подтвердилось и комплексом трилобитов, собранных в этой части разреза. Поэтому авторы считают, что за стратотипы горизонтов следует принимать: харганского - разрез горы Постонколитовой (а не горы I802); миросского - верхнюю часть эгвингольской свиты горы Чулганат

(г.Северная, /4/), а за парастратотип этого горизонта - разрез горы Уху-Тологой (по мнению Н.В.Покровской, - разрез горы Мирос-Обо); ухутологойского - разрез ухутологойской свиты у сомона Алаг-Эрдэнэ (гора Сомон, юго-западный склон), а за парастратотип этого горизонта - разрез горы Протяженной (по данным Н.В.Покровской - разрез горы Мирос-Обо); уджигинского и алагского - разрез уджигингольской свиты на левом берегу р.Уджигин-Гол, близ выхода ее из гор в долину р.Эгийн-Гол.

Привязка к этой биостратиграфической схеме кембрийских разрезов, развитых в других структурно-фациальных зонах показывает, что в настоящее время за пределами Южного Прихубсугуля фаунистически (имеются в виду трилобиты) доказаны аналоги баунскому и харганскому горизонтам только в Западном Прихубсугуле и Идэрской зоне. Миросскому горизонту по *Fallotaspidella*, *Bulaiaspis*, *Fallotaspidis* соответствует та часть разреза хэсэнской свиты района руч.Хэсэн-Гол, в которой найдены были эти рода. В Идэрской зоне ему отвечает по *Hebediscus*, *Triangullina* верхняя половина сортантуинской свиты г.Сортан-туин-Ула. Разрез слабо охарактеризован трилобитами и требует дополнительного изучения. Миросскому горизонту одновозрастны в Озерной зоне на западе Монголии нижняя половина акбашинской свиты с *Sajanaspis*, *Judomia*, *Tologojaia* и др. острова Ак-Баши, а в горах Сэрь - верхи бургасутайской свиты по *Sajanaspis*, *Egyngolia* и другим трилобитам.

Доказано (по трилобитам) присутствие пород ленского яруса нижнего кембрия в других районах Монголии, кроме Южного Прихубсугуля: в разрезах верхней части акбашинской свиты с *Limbadiscus*, *Binodaspis* и др. острова Ак-Баши и одноименной свиты с *Shivelicus*, *Erbiorpidella*, *Neopagetina* и др. на северо-западном берегу оз.Хара-Ус-Нур (гора Цаган-Униэту-Ула). По археоциатам и хиолитам отложения ленского яруса также доказаны на северном склоне хр.Хасагт-Хайрхан (р.Саланы-Гол).

Алагскому горизонту амгинского яруса среднего кембрия в Озерной зоне соответствуют на восточной окраине г.Сэрь терригенно-карбонатная толща, а в окрестностях перевала Шар-Хутуль (юго-западнее оз.Хара-Ус-Нур) сланцевая толща с *Esseparadoxides mongolicus* Tomsh.

Рассмотренная биостратиграфическая схема позволила решить

вопрос и о возрасте фосфоритов Прихубсугуля. Находки на реках Онголиг и Хэсэн выше фосфоритоносной пачки *Elganellus asper-tus*, *Suv.*, *E.pensus Suv.*, *E.elegans Suv.*, *Malykonja mongolica*, *Korob.*, *Fallotaspis mongolicus Korob.*, *Fallotaspidella ches-nica*, *Minusella priva Korob.*, *Bulaiaspis taseevica Rep.* свидетельствуют о принадлежности этой части хэсэнской свиты к барунскому и харганскому горизонтам "и будучи приурочены к низам нижнекембрийских отложений других районов однозначно определяют возраст толщи - средней и верхней частей алданского яруса ... Возраст фосфоритов, залегающих под слоями с трилобитами, определяется как нижняя (бестрилобитовая) часть нижнего кембрия, о чем свидетельствуют находимые в них микрофитоциты *Nubecularites catagraphus Reitl.*, *N.pargvus Z.Zhur.*, *N.densus Z.Zhur.*, *N.angulatus Z.Zhur.*, *Osagia senta Z.Zhur.*, *Radiosus marginatus Z.Zhur.*, и хиолиты *Hyolithes sp.*" /5, с .107/.

Корреляция биостратиграфической схемы верхнего докембрия и кембрия Монголии с зарубежными странами (с СССР, КНР и т.д.) не является предметом настоящей работы и здесь не затрагивается.

В целом, биостратиграфические исследования верхнего докембрия и кембрия Монголии свидетельствуют, что эти отложения широко развиты на территории Северной Монголии и успешно могут коррелироваться между собой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Благонравов В.А., Зайцев И.С., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии.- Докл. АН СССР, 1971, т.199, № 6, с.1371-1374.
2. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.-М.: Наука, 1973.-167 с.
3. Коробов М.Н., Миссаржевский В.В. О пограничных слоях кембрия и докембрия Западной Монголии (хребет Хасагт-Хайрхан).-В кн.: Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977, с.7-9.
4. Коробов М.Н. Биостратиграфия и миомерные трилобиты нижнего кембрия Монголии.-В кн.: Биостратиграфия нижнего кембрия и карбона Монголии. М.: Наука, 1980 , с.1-109.

5. Коробов М.Н. Нижнекембрийские трилобиты и возраст фосфоритов Западного Прихубсугулья (Монголия). - Изв. АН СССР, Сер. геол. 1980, № 9, с. 97-107.

И. Н. Семейкин

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ФОСФОРИТО-
НОСНОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ
С РАЗРЕЗОМ ХУБСУГУЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МНР

ВостСибНИИГТИМС, Иркутск, СССР

Продолжение Хубсугульского прогиба к северу от оз. Хубсугул наблюдается в меридионально вытянутой структуре, разделенной государственной границей, названной Н. С. Ильиной "Ухагольским синклинием". В 1967 г. здесь на территории МНР (а в 1970 г. и в СССР) было открыто Ухагольское месторождение фосфоритов /2, 3/. Далее к северу и северо-востоку фосфоритоносные отложения прослеживаются в двух крупнейших структурах Восточного Саяна - Окинском и Ильчирском синклинориях. Наиболее изучен Окинский синклинорий (рис. 1). На южном крыле этой структуры обнаружены Боксонское и Харанурское месторождения и ряд интересных проявлений фосфоритов /1/. Ниже излагаются результаты изучения указанных месторождений и дается сравнение их с Хубсугульским месторождением.

Стратиграфический разрез района представлен следующими образованиями (рис. 2): гарганская свита (R₂₋₃) выделяется в бассейнах рек Боксона, Гаргана и Урика, имеет двучленное строение. В ней выделяются нижняя сланцево-карбонатная и верхняя существенно карбонатная (с горизонтами терригенных и вулканогенных пород) подсвиты. На западе (бассейны рек Сархоя и Дибя) и в районе Ухагольского месторождения картируются дибинская (сланцы, известняки) и сархойская (вулканиты, терригенные породы, доломиты) свиты, соответствующие, по нашим представлениям, нижне- и верхнегарганской подсвитам района Боксонского и Харанур-

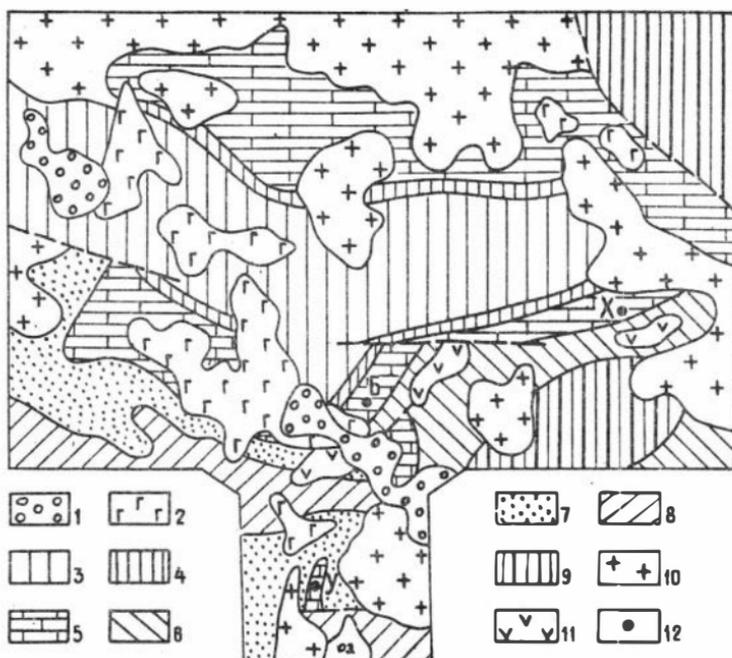


Рис. I. Схема геологического строения Окинского фосфоритового района

I - ледниковые отложения; 2 - базальты кайнозоя; 3 - окинская свита; 4 - яматинская свита; 5 - боксонская серия; 6 - гарганская свита; 7 - сархойская свита; 8 - дибинская свита; 9 - архейские образования; 10 - граниты; II - базиты и гипербазиты; 12 - месторождения фосфоритов

ского месторождений. Мощность гарганской свиты 4000–4500 м. На этих отложениях залегает боксонская серия, подразделяемая на следующие свиты: забитскую (R_3-V) - доломиты, известняки; табинзуртинскую ($V - E_1$) - доломиты, силициты; хужиртайскую (E_1-2) - известняки и мангатгольскую (E_3-0) - сланцы, известняки, силициты, прослой эффузивов. Мощность серии 3500–5500 м. Выше следует яматинская свита (0–8) - конгломераты, песчаники,

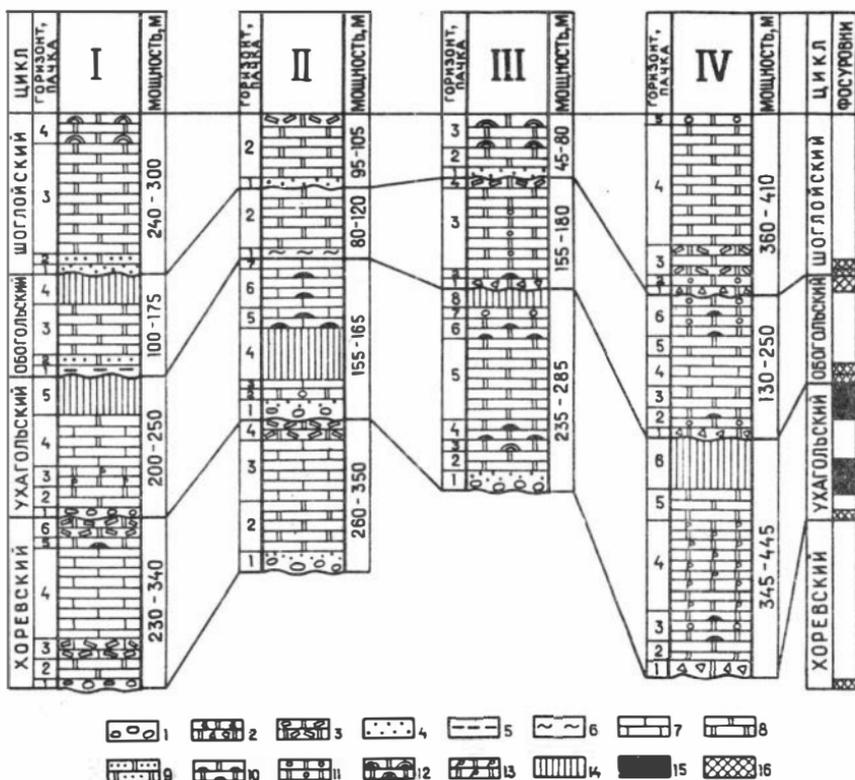


Рис. 2. Разрезы фосфоритонесной формации

I - конгломераты; 2 - карбонатные брекчии разного состава; 3 - карбонатные брекчии одного состава; 4 - песчаники; 5 - алевролиты; 6 - сланцы; 7 - известняки; 8 - доломиты; 9 - доломиты песчанистые; 10 - доломиты кремнистые; 11 - доломиты онколитовые; 12 - доломиты строматолитовые; 13 - доломиты фосфатосодержащие; 14 - фосфоритонесная пачка; фосфоритонесные уровни: 15 - промышленные, 16 - непромышленные. Месторождения: I - Ухагольское, II - Хубсугульское, III - Боксонское, IV - Харанурское

сланцы, известняки и эффузивы. Мощность 440–1700 м. Еще выше – окинская свита (O-S) – песчаники, сланцы, эффузивы и туфы. Мощность 5600–7000 м.

В разрезе осадочных толщ района фосфориты встречаются практически в каждой свите, однако, наиболее продуктивной является забитская. В ней – все известные в районе месторождения и наиболее интересные рудопроявления. В настоящее время она прослежена на значительной территории района: в Ухагольском синклиории, вдоль южного крыла Окинского, на северном и южном крыльях Ильчирского. Изучение забитской свиты показало, что ее строение имеет циклический характер. В разрезе свиты выделяется от трех до четырех циклов, представляющих трансгрессивно – регрессивные серии осадков, разделенных, как правило, перерывами. Каждый цикл получил географическое название (снизу): хоревский, ухагольский, обогольский и шоглойский. Циклы хорошо узнаются в разрезах и прослеживаются по всей площади фосфоритноносного района. Корреляции их в разных структурно-фациальных зонах способствует присутствие нескольких маркирующих горизонтов: боксит-аллитов (начало табинзуртинской свиты), кварцевых песчаников (начало шоглойского цикла), главной фосфоритоносной пачки (ухагольский цикл) и др. Вместе с тем для участков каждого месторождения устанавливается свой тип разреза свиты (рис. 2).

У х а г о л ь с к о е месторождение представляет собой узкую, опрокинутую на восток синклинальную складку, крылья которой сложены породами сархойской и забитской свит, ядро – табинзуртинской. Забитская свита с размывом залегает на сархойских доломитах и имеет четырехциклическое строение /5/.

Подробно разрезы всех четырех циклов забитской свиты на Ухагольском месторождении описаны ранее в статье /5/. Поэтому здесь не будем останавливаться на их описании. Мощность забитской свиты в районе Ухагольского месторождения 950–1000 м. Перекрывается она горизонтом аллитов, являющихся основанием табинзуртинской свиты.

К югу, в сторону государственной границы с МНР, наблюдается уменьшение мощностей базальных горизонтов циклов порой до полного их выклинивания и, наоборот, увеличивается роль известняков, характеризующих глубоководные фации бассейна. В целом

же с севера на юг мощности всех циклов и отложений главной продуктивной пачки увеличивается, уменьшается количество терригенных образований. Так, на севере, в среднем течении р.Хоре (г. Тулгутунур) мощность пород забитской свиты составляет всего 435м.

Боксонское месторождение расположено в Окинском синклиналии, в бассейне р.Боксона, представляя собой моноклираль, осложненную взбросом. В районе Боксонского месторождения забитская свиты подразделяется на три седиментационных цикла. Нижний, являющийся продуктивным, соответствует второму снизу (ухагольскому) циклу Ухагольского месторождения. В бассейне р.Боксона отложения этого цикла с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на доломитах и вулканитах верхнегарганской подсвиты и имеют следующий состав:

	Мощность, м
1. Конгломераты и песчаники граувакковые	20-50
2. Доломиты пелитоморфные, белые, кремовые	30-35
3. Доломиты серые, мелкозернистые, строматолитовые	5-20
4. Доломиты серые, среднезернистые, массивные, кремнистые	20-40
5. Доломиты темно-серые, крупнозернистые, массивные. . .	110-200
6. Доломиты серые, мелкозернистые, кремнистые	80-110
7. Доломиты серые, мелкозернистые, онколитовые	30-50
8. Фосфоритоносная пачка: переслаивание фосфатсодержащих доломитов и зернистых фосфоритов. Фосфориты залегают в виде линзовидных тел (до четырех) мощностью от 0,4 до 5 м. Среднее содержание P_2O_5 - 8,4 %	25-40

Обогольский цикл. В **нижних** разрезах он отделяется от Ухагольского разрывом.

1. Карбонатные брекчии и песчаники, песчаные доломиты. В обломочном материале брекчий встречаются фосфориты 5-30
2. Доломиты серые, мелкозернистые, с линзами окремненных оолитов 5-10
3. Доломиты темно-серые, микрозернистые, онколитовые, в основании с тонкими (1-2 мм) слоями черного фосфата 140-160
4. Доломиты розовато-серые, пелитоморфные, участками брекчиевидные 10-15

Шоглойский цикл. Повсеместно отделяется перерывом от обогольского, его разрез:

1. Кварцевые песчаники и алевролиты, сланцы и песчаные доломиты в частом переслаивании 3-8

2. Доломиты микрозернистые, песчанистые, розовые, желтые и серые в ритмичном переслаивании 5-20

3. Пестроцветная пачка – переслаивание доломитов серых, розовых, вишневых и строматолитовых. Выделяется до четырех горизонтов строматолитовых пород мощностью до 10 м. Часто пачка заканчивается горизонтом карбонатных брекчий взламывания. Мощность пачки от 35 до 50 м.

Мощность забитской свиты 620-1000 м, перекрывается она бокситами табинзуртинской свиты.

Фациальные изменения забитских отложений на площади Боксонского месторождения проявляются в уменьшении с юга на север количества обломочных пород, исчезновении в породах светлой и пестрой окраски, косой слоистости и других признаков мелководья. Особенно наглядно эти изменения видны в фосфоритах. Так, в южных разрезах свиты (водораздел рек Боксона и Хоре) границы пластов фосфоритов отчетливы, фосфориты характеризуются косослоистой и косоволнистой текстурами и конгломератовидным обликом. Севернее в фосфоритах отмечается косоволнистая и горизонтальная слоистость. В районе р. Хойто-Боксона наблюдается сокращение фоспачки, рудные пласты становятся "размазанными", фосфориты характеризуются горизонтально-слоистой и массивной текстурами. И, наконец, на севере месторождения (участок Структурный) фосфориты выклиниваются, рудная пачка уменьшается до 10 м и выражена лишь слабофосфатными доломитами. Далее на северо-восток (бассейн р. Улзыты) в отложениях свиты прослеживается та же закономерность – увеличиваются мощности всех циклов, в разрезе исчезают терригенные осадки, благодаря чему границы между циклами становятся нечеткими. Такие же изменения испытывает и бокситовый пласт, лежащий в основании табинзуртинской свиты.

Судя по рудоносным гачкам, накопление фосфоритов и в целом отложений забитской свиты происходило в различных, слабо связанных между собой бассейнах.

Х а р а н у р с к о е месторождение расположено в бассейне р. Урика, в 35 км северо-восточнее Боксонского. Структура месторождения – моноклираль. Забитская свита представлена здесь разрезом, отличающимся от боксонского и ухагольского. В составе свиты выделяются три седиментационных цикла. Отложения нижнего ухагольского цикла с размывом залегают на гарганских вулканитах

и доломитах; это:

Мощность, м

1. Конгломерато-брекчии и брекчии карбонатного состава, алевроитовые сланцы 10-35
2. Доломиты серые, мелкозернистые, массивные и горизонтально - слоистые 15-30
3. Доломиты темно-серые до черных, онколитовые, кремнистые 30-65
4. Доломиты серые, массивные и слоистые, фосфатсодержащие. Фосфатное вещество в виде зерен, сгустков и тончайших слоек (1 - 2 мм) неравномерно рассеяно в горизонте 105-255
5. Доломиты темно-серые до черных, среднезернистые, углеродсодержащие 30-70
6. Фосфоритоносная пачка - переслаивание доломитов, силицитов, слюдясто-кремнистых сланцев и фосфоритов. Выделяются до пяти пластов фосфоритов, разделенных фосфатсодержащими породами. Наиболее крупный и выдержанный нижний пласт (20-28 м, среднее содержание P_2O_5 - 14-24 %) представлен кремнисто-карбонатными зернистыми и брекчиевыми фосфоритами. Расположенные выше рудные пласты (доломитовые зернистые и сланцевые слойковые фосфориты) имеют линзообразную форму и мощность от 3,0 до 13,0 м при среднем содержании P_2O_5 - от 7,6 до 13,7 %. По простиранию рудная пачка не выдержана, к юго-западу (р. Урик) и северо-востоку (р. Убэр-Баргутей) она выклинивается, максимальная мощность ее равна 90 м.

Обогольский цикл. Отделяется от ухагольского ^{Мощность, м}размывом.

1. Карбонатные брекчии, брекчиевидные (пятнистые) и горизонтально-слоистые доломиты в переслаивании. В обломках брекчий встречаются лепешковидные образования фосфата 5-10
2. Доломиты серые, среднезернистые, кремнистые, органогенные, участками с линзообразными прослоями (1-2 см) и обломками фосфоритов 15-20
3. Доломиты темно-серые до черных, крупнозернистые 45-60
4. Известняки черные, крупнозернистые 35+60
5. Доломиты серые, мелкозернистые, массивные 35-40
6. Доломиты светло-серые, микрозернистые, кремнистые, онколитовые, содержат мелкие обломки и зерна черного фосфата 65-75

Шоглойский цикл. Отделяется от обогольского размывом

	Мощность, м
1. Брекчии карбонатные с линзообразными прослоями (1-2 мм) и мелкими зернами фосфата	5
2. Доломиты серые, мелкозернистые, онколитовые, с зернами и обломками черного фосфата	5
3. Неравномерное переслаивание мелкообломочных карбонатных брекчий и мелкозернистых доломитов	55-90
4. Доломиты серые, горизонтально- и волнистослоистые, в конце интервала кремнистые	200-320
5. Доломиты бело-серые, пятнистые, кремнистые, органогенные	5-10

Выше лежит горизонт кремнисто-карбонатных брекчий, отнесенный нами к табинзуртинской свите. Мощности всей забитской свиты 890-1050 м.

На площади месторождения рассматриваемые отложения испытывают значительные изменения. В пределах рудной пачки трудно выделить выдержанные на значительном расстоянии слои. В продольном разрезе она представляет собой два линзовидных тела, в центральных частях которых фосфориты достигают максимальной мощности и обладают наилучшим качеством. Здесь же в разрезе наблюдается больше известняков. В целом для всей продуктивной толщи Харанурского месторождения сохраняется та же закономерность, что и на боксонской площади - выклинивание к северо-востоку обломочных пород - базальных горизонтов циклов, органогенных доломитов и фосфоритов. На северо-восточном фланге месторождения осадочные циклы в забитской свите практически уже не выделяются. Все это говорит об удаленности данной зоны палеобассейна от областей питания и о большей ее глубоководности.

Анализ вертикальной изменчивости пород в циклически построенных разрезах забитской свиты позволил выявить позиции фосфоритов в циклах. Фосфатные породы в забитской свите встречаются часто, во всех циклах, локализуясь в них в определенных стратиграфических интервалах (уровнях). Количество таких уровней в разных циклах неодинаково и варьирует от одного до трех. В отдельных разрезах циклы вообще не содержат фосфатных осадков. По простиранию фосфатносные пачки не выдержаны. В различных разрезах один и тот же цикл может содержать от одного до трех продуктивных уровней.

Все сказанное можно обобщить следующим образом. В верхнерифейско-вендской фосфоритоносной формации, представленной забитской свитой, фосфориты и фосфатсодержащие породы отмечаются

на нескольких уровнях, положение которых подчинено цикличности. В цикле, сложенном карбонатными породами, фосфориты и фосфатные породы, если они имеются локализуются в нижней (трансгрессивной) и верхней (регрессивной) его частях. В нижних слоях наблюдаются два уровня фосфатонакопления.

Первый, самый нижний, связан с базальными отложениями цикла, сложенными обломочными и глинистыми породами. Фосфатность на этом уровне проявляется часто, почти в каждом цикле; однако, она невысока. Фосфориты не образуют здесь выдержанных пластов, максимальное содержание P_2O_5 составляет первые проценты.

Второй рудоносный уровень связан с доломитами, силицитами, известняками и расположен на некотором расстоянии от первого или непосредственно на нем. Проявляется он неравномерно, то в одном (Бокоонское месторождение), то в двух (Ухагольское месторождение), то в трех (Харанурское месторождение) осадочных циклах. Наибольшей продуктивности (содержание $P_2O_5 > 12\%$) этот уровень достигает в ухагольском цикле на Ухагольском месторождении.

Третий фосфоритовый уровень приурочен к верхней регрессивной части осадочного цикла, сложенной хемогенно-территенными породами. Этот уровень в Восточном Саяне является промышленным. Проявляется он в ухагольском и обогольском циклах, с первым из них связаны все известные в районе месторождения фосфоритов.

Хубсугульское месторождение расположено на западном берегу оз. Хубсугул на территории МНР. Месторождение приурочено к синклинали структуре, на крыльях которой и прослеживаются фосфоритовые пласты. Изучение двух разрезов на восточном и одного на западном крыльях Хэсэнской синклинали показало много общего в строении продуктивных отложений этого района с таковыми на территории СССР. Фосфоритоносной на Хуб-сугульском месторождении является доднурская свита /4/, соответствующая забитской свите бассейна р.Оки. Как и забитская, доднурская свита имеет цикличное строение. В ней выделяются четыре осадочных цикла, начинающиеся, как правило, обломочными породами. Рассмотрим их снизу вверх по разрезу свиты.

Первый цикл. I. Редкогалечные с единичными валунами кон-

гломераты ("дырчатые" сланцы дархатской свиты, по А.В.Ильину /4/) песчаники, песчанистые доломиты и сланцы	30-150
2. Доломиты серые, среднезернистые, массивные, кремнистые, иногда в переслаивании с черными известняками	15-20
3. Известковистые доломиты и черные известняки	65-130
4. Карбонатные брекчии взламывания, брекчиевидные доломиты	15-55

Второй цикл. Отделяется от первого размывом.

1. Конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы	30
2. Доломиты пелитоморфные, белые, кремнистые, в основании онколитовые	12
3. Известняки глинистые, сланцы кремнисто-карбонатные ..	5-10
4. Фосфоритоносная пачка - переслаивание доломитов, известняков, кремнистых пород и фосфоритов	70
5. Силициты черные, грубоплитчатые	20
6. Переслаивание силицитов и известняков	45
7. Известняки серые, горизонтально- и волнистослоистые ..	15

Третий цикл. I. Карбонатные песчаники, глинистые сланцы, мергели	I-3
2. Доломиты серые, среднезернистые, в основании брекчиевидные с примесками и обломками фосфата	80

Четвертый цикл. Выражен нечетко; выделен на западном крыле Хэсэнской синклинали. I. Кварцевые песчаники, песчанистые доломиты и карбонатные брекчии с обломками фосфата. Горизонт не выдержан, выклинивается	I-3
2. Доломиты серые, среднезернистые, массивные и слоистые, в конце интервала с линзами брекчий взламывания	95

Выше залегают карбонатные песчаники с фосфатными зернами и обломками, серые доломиты с прослоями мергелей, кремнистые доломиты, известняки. Эти отложения составляют хармаинскую свиту /4/, сопоставляемую нами с табинзуртинской. Сходство дополняется тем, что везде под базальными слоями хармаинской свиты, как и под бокситами табинзуртинской, наблюдаются карстовые образования (воронки, карманы), заполненные песчано-глинистым высокоглиноземистым (пирофиллит) материалом.

Мощность додурской свиты по приведенному разрезу составляет 650-690 м.

Сравнение разрезов рудоносных отложений Окинского и Хубсу-

гульского районов обнаруживает их большое сходство. И доднурской и забитской свитам присущи одни и те же маркирующие горизонты и рудоносные уровни. Но более всего доднурская свита сходна с забитской на Ухагольском месторождении. И в том, и другом районах рудомещающие толщи имеют четырехциклическое строение, а фосфориты главной пачки приурочены ко второму снизу (ухагольскому) циклу. На Ухагольском месторождении они лежат в конце (регрессивный уровень), а на Харанурском — в начале цикла (трансгрессивный уровень). Литологическое сходство свит дополняет единство структурных планов месторождений. Все это позволяет относить Ухагольское месторождение к Хубсугульскому фосфоритоносному району, охватывающему территорию одноименного прогиба и представляющему в верхнем рифее-венде единый меридионально вытянутый бассейн седиментации. Месторождения и проявления фосфоритов Окинского района, судя по общности разрезов вмещающих пород, являлись производными другого бассейна, имеющего субширотное простирание. Бассейны разделялись конседиментационным поднятием, выраженным в современном плане Шибит-Сылкинской антиклинали, сложенной породами гарганской, сархойской и дибинской свит. Забитская свита в пределах этого поднятия характеризуется минимальной мощностью и отсутствием в ней фосфоритов.

Таким образом, в пространственном положении фосфоритов Восточного Саяна обнаруживается четкая закономерность — приуроченность их к склонам крупных положительных структур — поднятий и выступов. Одной из таких структур является Шибит-Сылкинское поднятие, к южному склону которого приурочено Ухагольское, к северному — Боксонское месторождение фосфоритов. Харанурское месторождение, удаленное от данного поднятия, мы связываем с Улангэдинским внутрибассейновым выступом, сложенным гипербаазитами. Подтверждением такой связи служат морфология и пространственное положение рудоносной пачки, контролируемые контурами гипербаазитового массива.

ЛИТЕРАТУРА

Г. Бутов Ю.П., Кокунин В.В. Новые данные о фосфоритоносности позднего докембрия-кембрия Восточного Саяна. — Сов. геология, 1980, № 2, с. 53—59.

2. Волков Р.И., Зайцев Н.С., Ильин А.В., Осокин П.В. Ухагольское месторождение фосфоритов в Восточном Саяне.—Сов.геология, 1972, № 2, с.94—107.
3. Ильин А.В. О находке фосфоритов в юго-восточной части Восточного Саяна. — Литол. и полезн.ископ., 1970, № 6, с.109—111.
4. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.—М.: Наука, 1973.—167 с.
5. Семейкин И.Н., Колесников В.Л., Белоголовов В.Ф., Храпаль Ю.И. Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов (Восточный Саян).—Геол. и геофиз., 1976, № 9, с.82—91.

Г.И.Ратникова

ПЕТРОГРАФИЯ ХУБСУГУЛЬСКИХ ФОСФОРИТОВ

ВНИИЗарубежгеология, Москва, СССР

Фосфориты Хубсугульского бассейна, геология и стратиграфия которого подробно описаны в более ранних работах /2/, залегают в нижней части мощной монотонной толщи карбонатных пород вендско-кембрийского возраста. Нижняя, или главная фосфоритоносная пачка представляет собой серию переслаивающихся слоев фосфоритов и фосфатсодержащих доломитов, завершающуюся мощным горизонтом (10—40 м) черных бесфосфатных кремней. Верхняя пачка фосфоритов существенно отличается от нижней, представляя собой фосфатсодержащие доломиты и фосфатные песчаники, по латерали переходящие в марганцевые руды и адмиты.

Хубсугульские фосфориты представлены двумя типами, резко отличающимися по своим структурно-текстурным особенностям, и рядом переходных разновидностей. В первом случае фосфат образует бесструктурную однородную слабо раскристаллизованную микрокристаллическую массу черного или темно-бурого цвета, слагающую

тонкие выдержанные слои, которые переслаиваются с такими же или менее мощными слоями доломитов. Этот тип, который в иностранной литературе получил название "микросфорит" /3/, среди фосфоритов Хубсугула занимает небольшое место, но важен с генетической точки зрения.

Второй тип - это мелкозернистый фосфорит, в котором фосфат образует хорошо оформленные идеально округлые или овальные зернышки и оолиты размером 0,1-0,2 мм, сцементированные фосфатной, карбонатной или кремнистой массой. Такие мелкозернистые фосфориты также составляют небольшую часть фосфоритовых руд Хубсугула, слагая лишь верхний горизонт основной фосфоритоносной пачки. Основная же масса фосфоритов представлена переходными разновидностями. Среди них наиболее широко распространенной является разновидность с фосфатным веществом в виде неправильной формы фосфатных выделений, с угловатыми или извилистыми очертаниями. В другой разновидности фосфат присутствует в виде зерен различной формы и величины, разнообразных по внутреннему строению, чаще всего вытянутых зерен овальной формы - овулей.

Наиболее тесно связана с микросфоритом разновидность фосфорита, сложенного плоскими обломками фосфатного вещества в доломитовой основной массе, часто ориентированными согласно общему направлению слоистости. В этом случае ясно прослеживается результат некоторой дезинтеграции первичного микросфорита с одновременным вытеснением части фосфатного вещества и замещением его карбонатным цементом. Фосфатное вещество в выделениях не правильной или угловатой формы, сцементированное крупнокристаллическим доломитом, возможно, представляет собой более высокую степень дезинтеграции микросфорита, сопровождающуюся выносом фосфатного вещества и перекристаллизацией цементирующего фосфатные выделения доломита.

Изучение шлифов микросфорита позволило в некоторых случаях установить появление в нем неясно очерченных округлых зерен, более темно окрашенных в центральной части размером 0,5-1 мм. Это явление "озернения", отмечавшееся ранее другими исследователями /1/, могло возникать в процессе диагенеза кремнисто-фосфатных илов при наличии достаточного количества центров кристаллизации. Дальнейшее развитие микротрещин в таком озернящемся микросфорите и заполнение их более поздним доломитом

постепенно способствовало более четкому ограничению зерен. Часто такие зерна характеризуются скоплением мелкокристаллического кварца или халцедона в центральной своей части.

Наиболее распространенной разновидностью хубсутульских фосфоритов являются фосфатные обломки различной формы и величины, включенные в доломитовую основную массу. В этом случае они лишены какой-либо внутренней структуры и проявляют большое сходство с первичным микросфороитом. Можно предполагать, что они образовались в процессе дезинтеграции и доломитизации первично ненарушенных слоев микросфороита.

Все описанные выше разновидности могут быть объединены в одну большую группу, поскольку все они лишены кластической примеси или следов переноса, и фосфат в различной степени замещен карбонатом.

В отдельных участках нижняя продуктивная пачка почти целиком сложена овулитовыми фосфоритами. Фосфатные овули имеют округлую, чаще вытянутую овальную форму размером около 0,5 мм в поперечнике и сложены светлым фосфатным веществом. Наблюдаются различные типы овулей в одном шлифе; некоторые из них характеризуются зональным строением, внешней раскристаллизованностью фосфатной оболочки при аморфном ядре, включением в центральной части овулей скоплений мелкозернистого кварца и доломита.

Выводы

Фосфат, образованный в процессе затвердевания первичных кремнисто-фосфатных илов, послужил источником для образования многих других разновидностей фосфатного вещества, встречающихся в фосфоритах Хубсутульского бассейна. В спокойной гидродинамической обстановке малоактивных вод в некотором отдалении от береговой линии проходило постепенное уплотнение и литификация осадка с образованием бесструктурного, в дальнейшем постепенно раскристаллизовавшегося микросфороита. Все дальнейшие его превращения с образованием линзовидных или неправильных выделений, угловатых обломков, разнообразных по форме и величине зерен и овулей осуществлялись в диагенезе и в последующих постседиментационных процессах. В условиях постепенной консолидации осадка происходила дезинтеграция первично аморфного фосфата. Одновременно осадок подвергался доломитизации, еще до полного его

затвердевания. Частичное замещение бесструктурного фосфата доломитом привело к образованию обломков неправильной и угловатой формы, лишенных внутренней структуры.

Слабое озернение первичного микрофосфорита в дальнейшем вызвало образование крупных фосфатных зерен различной формы и величины, главным образом овулей. Оба эти процесса – дезинтеграция и доломитизация, а также озернение первичных илов происходили *in situ*, хотя овули, возможно, и претерпели небольшой перенос до своего отложения.

С другой стороны, в условиях относительно большего мелководья в активной гидродинамической обстановке затвердевавшие илы постоянно взмучивались, причем нарушалась сплошность осадка; возникающие зародышевые зернышки подвергались многократному окатыванию с образованием мелких идеально округлых зерен и оолитов и в дальнейшем после значительного переноса и цементации фосфатным, кремнистым или карбонатным веществом образовывали мелкозернистые фосфориты. В процессе переноса фосфат зерен подвергался значительным изменениям, в частности, он осветлялся, теряя органическое вещество и частично замещался карбонатным веществом.

Фосфорит нижнего пласта главной фосфоритоносной пачки образовался как первично хомогенный осадок, осаждавшийся на границе "осадок-вода", и ортохимическое осаждение является, по-видимому, главным процессом формирования хубсугульских фосфоритов. Фосфатносные отложения были существенно изменены в результате происходивших постседиментационных процессов, что и обусловило возникновение значительного количества разновидностей фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Еганов Э.А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. – Новосибирск: Наука, 1974. – 182 с.
2. Ильин А.В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. – М.: Наука, 1973. – 167 с.
3. Riggs S.R., Freas D.H. Stratigraphy and sedimentation of phosphorite in the Central Florida Phosphate District. – AIME Preprint 65-11-84, 1965. – 13 p.

ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ ХУБСУТУЛЬСКОГО БАССЕЙНА

ВНИИГеолнеруд, Казань, СССР

Выделяется два класса месторождений фосфоритов: первый, связанный с существенно карбонатными, и второй – с терригенными осадочными породами. К первому классу относятся месторождения микрозернистых и зернистых фосфоритовых руд, в том числе и Хубсутульского бассейна, ко второму – месторождения желваковых и ракушьяковых фосфоритовых руд, которые здесь не рассматриваются.

Литологические, петрографические и прочие особенности фосфоритов и вмещающих их пород Хубсутульского бассейна, как и других месторождений этого класса, а именно: высокая карбонатность, широкое развитие образований, представленных чередованием слоев фосфата и карбоната кальция, многочисленные структурные замещения фосфатов карбонатами и другие позволяют сделать определенные выводы о механизме образования фосфоритов бассейна.

В предыдущих работах нами было показано, что в фосфатно – карбонатных растворах, находящихся в равновесии одновременно с твердыми фазами фосфата и карбоната кальция, подкисление и подщелачивание среды вызывает процессы различного типа. При подкислении среды (первый тип) происходит растворение карбоната кальция из осадка и осаждение фосфата из раствора. Второй тип процессов, протекающих при подщелачивании среды, приводит к противоположному эффекту – осаждению карбоната и растворению из осадка фосфата кальция.

Фактические данные свидетельствуют, что осаждение фосфата кальция при формировании слоистых фосфоритов Хубсутульского бассейна происходило на поверхности осадка в окислительной обстановке в сравнительно мелководных (десятки, до первых сотен метров) условиях. Зоны фосфатонакопления характеризовались бурным развитием мелких бесскелетных организмов, современные аналоги которых объединяются в группу под названием планктона. Воды бассейна в целом были насыщены карбонатом кальция, и он

мог осадаться химическим путем. Однако в зоне фосфатонакопления разложение органического вещества при свободном доступе кислорода на поверхности осадка препятствовало осаждению карбоната кальция. Это объясняется тем, что разложение органического вещества в окислительных условиях происходит с образованием соединений типа органических кислот и окислов также кислотного характера (CO_2 , SO_3 , N_2O_5 , P_2O_5), которые действуют в направлении подкисления вод придонного слоя, что приводит к повышению растворимости карбонатов (первый тип процесса). Это обстоятельство вызвало прекращение осаждения карбонатов, а в отдельных случаях даже растворение некоторого их количества с поверхности осадка. Фосфор, переходящий при этом в раствор, из интенсивно разлагающегося органического вещества, вызывал пересыщение вод придонного слоя фосфатами кальция, которые сбрасывались в осадок и частично замещали карбонаты, образуя почти мономинеральные слои.

В более глубоких частях бассейна, где отлагались черные битуминозные известняки и доломиты, в застойных придонных водах в то же время существовали восстановительные условия. Здесь вместо соединений кислотного характера, как это происходило в окислительных условиях, при разложении органического вещества образуется комплекс соединений в основном щелочного и нейтрального характера (NH_4 , углеводороды, органические основания и т.д.). Более того, в результате сульфатредукции сильный анион SO_4^{2-} преобразовывался в H_2S . Суммарно этот процесс действовал в сторону подщелачивания придонных вод. В результате этого обычное для бассейна карбонатонакопление усиливалось, а растворимость фосфата кальция повышалась, и он беспрепятственно переходил в раствор (второй тип процесса). Таким образом, в восстановительной обстановке формировались осадки, состоящие только из карбонатов.

В условиях колебательных тектонических движений на фоне медленного опускания изменялась глубина бассейна. При увеличении глубины в зоне фосфатонакопления окислительные условия сменялись восстановительными. Такая смена условий могла происходить также при изменении циркуляции водных масс бассейна, при увеличении биопродуктивности и массы поступавшего на дно органического вещества и за счет действия других факторов. Последовательная смена окислительных и восстановительных усло-

вий приводила к образованию фосфоритов, состоящих из чередующихся между собой карбонатных и фосфатных слоев различной мощности.

Образовавшиеся слоистые фосфатно-карбонатные осадки при дальнейшей седиментации захороняются, и доступ кислорода к ним затрудняется. Среда становится восстановительной, и разложение оставшегося органического вещества обуславливает развитие процессов второго типа. При этом слои, состоящие из карбоната кальция, остаются неизменными и только в той или иной степени доломитизируются. А образовавшиеся в окислительных условиях фосфатные слои при диагенезе в восстановительной обстановке начинают частично растворяться. Кальций, поступающий в раствор с фосфатом, интенсифицирует осаждение карбонатов. Происходит замещение фосфата карбонатом кальция и магния. В результате этого формируются широко распространенные на Хубсугульском месторождении фосфориты со структурами замещения фосфата карбонатами, содержащие многочисленные фрагменты остаточного первичного фосфатного материала разной формы и размеров, плавающие в карбонатном субстрате. Процесс замещения продолжается до тех пор, пока переходящие в раствор фосфаты могут перемещаться из данной зоны осадка. Если граница раздела восстановительных условий с окислительными проходит в осадке или на поверхности осадка, то образовавшиеся фосфатные растворы, движущиеся вверх, достигают ее и попадают в окислительную среду с другими физико-химическими параметрами. В окислительных условиях процессы меняют свое направление, фосфаты осаждаются из раствора и при наличии в осадке карбонатов замещают их. Таким образом, при диагенезе в толще осадка происходит перераспределение фосфатов кальция с накоплением их на поверхности осадка или вблизи нее в зависимости от положения границы раздела окислительных и восстановительных условий. Если же эта граница проходит выше, и в придонных водах существуют восстановительные условия, то поступающие из осадка фосфаты рассеиваются в бассейне.

В дальнейшем, при увеличении степени литификации осадка возможность эвакуации фосфора все более уменьшается, и его перераспределение прекращается совсем. В замкнутой среде фосфаты в поровых водах быстро достигают насыщения, и процессы растворения фосфатов и замещения их карбонатами прекращаются.

Кроме слоистых фосфоритов, на Хубсугульском месторождении выделяются еще зернистые и оолитовые фосфориты. Они образовались так же, как и слоистые фосфориты в окислительных условиях, но в более мелководной обстановке при более высокой гидродинамической активности, когда осадок часто взмучивался и образование сплошной пленки бесструктурных фосфатов было невозможно.

Фактические данные свидетельствуют, что на большей части Хубсугульского бассейна в эпоху фосфатонакопления вакапливались карбонатные осадки, и лишь в мелководной зоне, располагающейся узкой полосой по периферии бассейна, формировались фосфориты. Придонные воды в области карбонатонакопления характеризовались восстановительными, а в зоне фосфатонакопления — окислительными условиями. Как показано выше, в восстановительных придонных водах осаждение фосфатов не могло происходить. Поэтому весь фосфор, содержащийся в водах и в биосе, из всего объема бассейна в конечном счете сосредоточивался на очень малой периферийной части площади бассейна. Необходимые для образования фосфоритов условия в центральных частях бассейна могли реализоваться только на палеоструктурных поднятиях, на которых обеспечивалось существование окислительных условий. Такой тип бассейнов, характеризовавшийся накоплением карбонатных осадков на подавляющей их части и массивным фосфатонакоплением с образованием крупных месторождений в узкой периферийной зоне, получил широкое распространение в верхнем докембрии и кембрии. Этим объясняется существование вендско-кембрийской эпохи фосфатонакопления.

Описанные выше закономерности, с учетом местных особенностей и условий, приложимы ко всем бассейнам фосфатонакопления подобного типа, характеризующимся накоплением существенно карбонатных осадков.

ДРЕВНИЕ ФОСФОРИТЫ СИБИРИ И ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Институт литосферы АН СССР, Москва

На территории Сибири и Дальнего Востока известны фосфатно-носные формации всех возрастов начиная с раннего докембрия до палеоцена включительно. Мы остановимся на характеристике наиболее древних — докембрийских и раннепалеозойских, перспективы фосфатности которых недостаточно и крайне неравномерно изучены.

Наиболее древняя фосфатносная формация на территории нашей страны известна на Алданском щите в Южной Якутии. Она приурочена к глубокометаморфизованной карбонатно (мраморно)-гнейсовой толще пород иенгурской серии верхнего архея, общая мощность которой колеблется в разных тектонических блоках от 7500 до 8700 м, а среднее содержание P_2O_5 в слагающих ее породах составляет 0,14 — 0,19 % /11/. Апатитовые проявления сосредоточены главным образом в восточной части Центрального Алдана в полосе распространения федоровской свиты с абсолютным возрастом 2,6—3,0 млрд. лет /9/. В большинстве своем они приурочены к месторождениям флогопита (Каталах, Эмельджаг, Кангу) или железных руд (Таежное и др.). Апатит, в наиболее обогащенных участках, образует скопления в виде полос и линз мощностью до 1 м, прослеживающиеся по простиранию на десятки и сотни метров, нередко содержит повышенные количества хлора, что, возможно, связано с обогащением хлором первичных вулканогенно-осадочных пород. Присутствие в карбонатных породах иенгурской серии стронция, бария, никеля, кобальта, хрома, ванадия, марганца, меди, цинка, свинца, молибдена, олова, бора, лития сопоставимо с наличием их как в более молодых карбонатных отложениях, так и в карбонатных породах осадочного происхождения земной коры в целом /3/.

По данным Ю.А. Борщевского и С.Л. Борисовой, значения изотопного состава углерода и кислорода в кальцифирах и мраморах $\delta C^{13} = (-2; 4\%)$ и $O^{18} = (+19, 3\%)$ соответствуют таковым в разновозрастных морских карбонатных породах.

Об осадочно-метаморфическом происхождении апатита на Цен -

тральном Алдане, впервые высказанном Д.П.Сердюченко /7/, свидетельствует приуроченность его к кальцифитам и диопсидовым породам, занимающим в разрезе федоровской свиты определенное стратиграфическое положение, ассоциация с диопсидом, паргаситом, скаполитом, кальцитом, доломитом, полосчатая текстура выделений, наследующая слоистость, и повсеместная пространственно-генетическая связь проявлений апатита с месторождениями флогопита и железа, являющихся, по мнению многих исследователей, осадочно-метаморфическими.

Апатит образовался за счет метаморфизма первичных вулканогенно-осадочных пород, содержащих рассеянный фосфор и, возможно, проявления фосфоритов. Регионально-метасоматические процессы в условиях амфиболитовой ступени метаморфизма и гранитизации, способствовали перераспределению фосфатного вещества и образованию апатитопроявлений, приуроченных к скарнам, пластовым и жильным флогопит-диопсидовым метасоматитам амфиболитовой фации.

Аналогичная алданской, в Юго-Западном Прибайкалье развита апатитоносная гнейсово-мраморная формация, приуроченная к верхам слюдянской серии верхнего архея. Она имеет мощность от 600 (Хамардабано-Мойготский район) до 1500 метров (Слюдянский район) и прослеживается с запада на восток до 300 км /15/. Формация имеет ритмичное строение, выражающееся в чередовании карбонатных апатитоносных горизонтов с горизонтами гнейсов и кристаллических сланцев. Залежи апатито-кварцево-диопсидовых, апатито-кварцево-диопсидо-карбонатных, апатито-кварцево-карбонатных, апатито-карбонатных руд имеют пластовую и линзовидную формы. Выделяются грубополосчатые руды мощностью от 10 до 30 см, полосчатые - от 2 до 10 см, тонкополосчатые - от нескольких миллиметров до 2 см. Слоистые апатито-кварцево-диопсидовые руды отражают, по-видимому, текстуру первично-осадочных тонкослоистых фосфатсодержащих карбонатно-кварцевых пород, за счет которых они образовались.

В разрезе апатитоносной формации широко развиты графитсодержащие мраморы. Графит в них наблюдается в виде тонких стратифицированных слоев, крупных чешуй, равномерно рассеянных в породе и в тонкораспыленном состоянии. Помимо мраморов графит встречается в биотит-гранатовых, биотит-гранат-

СИЛИМАНИТОВЫХ ГНЕЙСАХ.

По минеральному составу и парагенетическим ассоциациям слюдяные и алданские апатитоносные образования имеют сходство с апатитовыми рудами известных месторождений Малого Каратау в Южном Казахстане и Лаокайского бассейна во Вьетнаме, возникшими при контактовом и региональном метаморфизме заведомо осадочных фосфоритоносных отложений /12/.

Рассмотренные выше апатитоносные формации Юго-Западного Прибайкалья и Центрального Алдана с абсолютным возрастом пород 2,6 млрд. лет и более /9/ представляют собой, на наш взгляд, метаморфические аналоги наиболее древних фосфоритоносных формаций и свидетельствуют, по-видимому, о начале морского фосфоритообразования в докембрик.

С нижнепротерозойской эпохой фосфоритообразования связаны на территории Сибири и Дальнего Востока (Джугджуро-Становая, Северо-Байкальская, Верхне-Витимская, Восточно-Саянская горные области) осадочно-метаморфические апатитоносные формации, аналогичные архейским. Все они пока еще слабо изучены. К наиболее интересным относятся Бочуринское осадочно-метаморфическое апатитопоявление в Восточном Саяне, в бассейне р. Казыр. Фосфатносная пачка приурочена к мраморам базнобайской свиты среднего протерозоя и представлена мраморами и кристаллическими сланцами; в ней установлено три пласта апатитосодержащих пород мощностью от 6 до 18 м и средним содержанием P_2O_5 от 5 до 11,5 %, которые прослежены горными выработками по простиранию на 1,5 км. На Дальнем Востоке в существенно карбонатных (мраморно-гнейсовых) формациях Станового хребта и Джугджурского массива скопления зерен голубоватого апатита присутствуют в некоторых разновидностях доломитовых и кальцитовых мраморов и кальцифиров с содержанием 2-7 % P_2O_5 /10/.

Осадочно-метаморфический тип апатитового оруденения известен на Анабарском, Украинском, Балтийском щитах, а также в Канаде, Австралии, Корее, Китае, Бразилии, Индии.

Осадочно-метаморфические апатитоносные формации развиты на древних щитах и в складчатых областях. Для них характерно широкое распространение по площади, большая мощность и определенная стратиграфическая приуроченность, т.е. те же геологические закономерности, которые свойственны осадочным фосфоритоносным формациям.

Накопленный в настоящее время материал по апатитоносности докембрийских метаморфогенных формаций свидетельствует о широком развитии уже в раннем докембрии морского фосфатонакопления, теснейшим образом связанного с карбонатонакоплением и биогенными процессами, и указывает, с одной стороны, на большие перспективы докембрийских осадочно-метаморфических образований в отношении выявления в них месторождений фосфатных руд собственно метаморфического (сланянского) типа, с другой стороны, на заключенный в них огромный источник фосфора для формирования месторождений гидротермально-метасоматического типа, аналогичного селигдарскому, за счет первично осадочного фосфатного вещества вмещающих апатитовую минерализацию пород /4,5,12/. Выявление апатитоносных осадочно-метаморфогенных формаций раннего докембрия в том или ином районе свидетельствует:

- о развитии морского осадконакопления в данном районе;
- об участии органики в процессах седиментогенеза, при этом, чем богаче осадочно-метаморфический комплекс фосфатом, тем больше органического вещества участвовало в этом процессе;
- о климатических условиях осадконакопления, поскольку, как показывают палеомагнитные исследования, фосфориты древних и более молодых геологических эпох формировались в основном в условиях низких широт.

Дальнейшее развитие земной коры, начиная с верхнего протерозоя, предопределяет разнообразие условий фосфатонакопления в различных районах, пестроту осадочных отложений, увеличение накопления карбонатных пород и фосфоритов; происходит усложнение типов литогенеза; все большую роль в формировании фосфоритов играет биомасса (организмы планктона) бассейнов осадконакопления. С этим периодом связаны нижне-, средне- и верхнерифейский рубежи фосфатонакопления в Алтае-Саянском и Восточно-Сибирском бассейнах, Лено-Верхоянском, Восточно-Забайкальском, Удско-Шантарском, Мало-Хинганском, Юдомо-Муйском и других районах Сибири и Дальнего Востока. Еще больший размах в этих районах получило фосфоритообразование в венде, нижнем и среднем кембрии. С этим интервалом связаны крупнейшие на территории Азии фосфоритоносные бассейны (Каратауский в Казахстане, Хубсугульский в Монголии), развитие платформен-

ных или близких к ним (миogeосинклинальных) условий фосфатообразования, усиление роли органического вещества в формировании фосфоритов, появление скелетной фауны, широкое развитие эвапоритовых (сульфатно-терригенных), а в ряде районов вулканогенно-осадочных формаций.

Характерной особенностью рифейского-кембрийского стратиграфического интервала является, с одной стороны, приуроченность фосфоритов главным образом к геосинклинальным отложениям и, с другой стороны, наибольшее развитие в этот период карбонатонакопления на территории Сибири.

Фосфоритоносные формации рифея-кембрия характеризуются большим разнообразием литологических типов и могут быть объединены в две генетические группы - осадочную и вулканогенно-осадочную, в каждой из которых выделяются карбонатный, терригенный, терригенно-карбонатный или карбонатно-терригенный ряды формаций.

К наиболее перспективным типам карбонатного ряда относятся карбонатная, кремнисто-карбонатная и терригенно-кремнисто-карбонатная фосфоритоносные формации. Специфической чертой этого ряда формаций является обогащенность их углеродом /I4/. С ними связаны такие месторождения и проявления фосфоритов, как Белкинское и Пурлинское в Горной Шории, Ухагольское, Боксонское, Харанурское - в Восточном Саяне, Бурлинское - в Прибайкалье и др. В разрезах терригенно-карбонатных формаций фосфоритные слои обычно приурочены к смене накопления терригенных пород карбонатными (трансгрессивный цикл) либо карбонатных терригенными (регрессивный цикл), но и в том и другом случаях фосфориты явно тяготеют к карбонатным частям разреза, при этом залежи карбонатных фосфоритов, как правило, богаче фосфором, чем другие литологические типы (кремнистые, кремнисто-карбонатные). В монотонном карбонатном разрезе крупные залежи фосфоритов приурочены к перерывам.

Формации терригенного ряда в геосинклиналях имеют преимущественно тонкообломочный, алевроито-глинистый, или песчано-глинистый состав с примесью карбонатного и вулканогенного материала; в тектонических структурах орогенного типа формации имеют более грубозернистый состав пород (алевритовый, песчаный, гравелитовый); содержат также вулканогенную примесь. В форма-

циях этого ряда фосфориты наблюдаются в виде глинисто-фосфатных или карбонатно-фосфатных конкреций или линз, рассеянных в терригенной толще (мрасская свита Горной Шории), удерейская и погоройская свиты Енисейского края и др.).

На Енисейском крае, в бассейне р.Иркинеевой, в разрезе терригенной фосфоритоносной формации среднего рифея (абсолютный возраст по глауконитам - 1100 млн. лет), представленной песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, наблюдается толща темно-серых алеврито-глинистых сланцев мощностью около 230 м с многочисленными (до 60) тонкими (0,5-3,0 см) прослоями глинистых сидеритов, содержащих более 1 % P_2O_5 , а в некоторых из них до 10 % P_2O_5 . Основными минералами фосфатсодержащих глинистых сидеритов являются фосфат, глинистое вещество, сидерит и глауконит; в подчиненном количестве встречаются кварц и полевые шпаты. Фосфат присутствует в тонкокристаллической и мелкозернистой формах.

Общей характерной чертой вулканогенно-осадочных фосфоритоносных формаций является сравнительно низкое качество связанных с ними фосфоритных руд /2/. К этой группе относится карбонатно-кремнистая формация Удско-Шантарского фосфоритоносного бассейна, которая охватывает верхи нижнего кембрия и низы нерасчлененного среднего-верхнего кембрия. Месторождения фосфоритов бассейна (Лагацское, Нимийское, Горелое, Нельканское, Шантарское) приурочены к толще вулканогенно-карбонатно-кремнистых пород среднего-верхнего кембрия мощностью 1500 м. Залегающие в основании толщи рифогенные известняки и доломиты сменяются вверх по разрезу фосфоритоносными кварцитами с прослоями яшм, вулканических пород и кремнисто-глинистых сланцев. Отложения фосфоритоносной формации этого бассейна перекрыты кремнистой толщей мощностью 1000 м среднего-верхнего кембрия, содержащей промышленные скопления железа и марганца /16/.

Анализ распределения фосфора по стратиграфической колонке свидетельствует об усилении фосфатонакопления от древних к более молодым эпохам.

Каждая эпоха характеризуется свойственными ей физико-химическими и геологическими процессами фосфатонакопления /13/.

Для докембрийских и нижнекембрийских фосфатоносных формаций характерен парагенезис фосфата кальция преимущественно с доломитом, поскольку доломитообразование было основным видом карбонатного процесса в связи с более высоким содержанием CO_2 в атмосфере в этот период, чем в последующее время. Важная роль в осаждении фосфора из морской воды принадлежит фтору, значение которого в геохимическом цикле и физико-химических процессах фосфатонакопления пока еще, на наш взгляд, недостаточно изучено. Как отмечает Э.С.Альтшулер /1/, устойчивость фосфатов кальция зависит от количества фтора в воде. Фторапатит значительно менее растворим, чем гидроксилapatит и даже следы фтора вызывают осаждение фторапатита при более низких значениях pH и содержаниях CaO , чем в его отсутствии при осаждении гидроксилapatита.

Докембрийское время, особенно его ранние этапы, характеризуется осаждением значительных масс фосфора совместно с железом и образованием апатитсодержащих железорудных месторождений.

В геологической истории докембрия-нижнего палеозоя прослеживается тесная генетическая связь между фосфоритообразованием и развитием органической жизни, наблюдается синхронность формирования морских фосфоритоносных и углеродсодержащих формаций, которые, по-видимому, являются закономерными членами единого ряда осадочных образований /8/.

Увеличение общей биомассы живой материи привело к увеличению резерва фосфора в океанической воде и созданию благоприятных физико-химических условий осаждения фосфата (повышение содержания O_2 в атмосфере, общего количества карбонатов и в связи с этим pH морской воды).

Усиление процессов химического выветривания и миграции элементов способствовало более интенсивному выносу с континента в морской бассейн фосфора, что приводило к пополнению, наряду с другими источниками, его резерва в океанах; а характер процессов осадочной дифференциации определял литогенетический тип, качество и размещение фосфоритов /6/.

Ранние эпохи (верхний архей - нижний протерозой) морского фосфатообразования имели, по-видимому, ограниченные условия для накопления больших концентраций фосфора. Расширение и развитие в позднем докембрии и нижнем палеозое на территории Си -

бири морского осадконакопления, связанного с расчленением земной коры, способствовало формированию крупных фосфоритоносных бассейнов (Хубсугульский, Алтае-Саянский, Восточно-Сибирский, Удско-Шантарский и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтшулер Э.С. Выветривание месторождений фосфатов - аспект геохимии среды.-В кн.: Фосфор в окружающей среде.-М.: Мир, 1977, с.47-116.
2. Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис.-М.: Наука, 1966. - 195 с.
3. Гиммельфарб Г.Б. Карбонатные отложения докембрия южной и юго-западной частей Алданского щита: Автореф.дис. на соиск.учен степ.канд.геол.-минерал.наук. - М., 1971. - 30 с.
4. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. К вопросу об апатитоносности докембрия Центрального Алдана.-Докл. АН СССР, 1976, т.229, № 5, с.1192-1194.
5. Парфенов В.Д., Юдин Н.И. Метаморфогенная апатитоносность древних толщ Центрального Алдана.-М.: Наука, 1982.-141 с.
6. Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород.Т.1.-М.-Л.:Гостехиздат, 1940.-476 с.
7. Сердюченко Д.П. Апатиты и апатитоносные породы в архейских толщах Алдана.-В кн.: Железные руды Южной Якутии.-М.:Изд-во АН СССР, 1960, с.274-281.
8. Сидоренко А.В., Теняков В.А., Сидоренко Св.А. О биологической природе процесса созидания и развития сиала земной коры.- В кн.: Докембрий.-М.: Наука, 1980, с.5-11.
9. Фрумкин И.М., Нужнов С.В. Основные проблемы геологии архейских образований Алданского щита.-В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР:Якутск: Якутское кн.изд., 1968, вып.18, с.7-18.
10. Школьник Э.Л., Зимин С.С., Ленников А.М., Кручинин Г.С. Особенности геологического размещения фосфоритов и апатитов Дальнего Востока.-В кн.: Фосфаты Дальнего Востока:Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980, с.5-14.
11. Энтин А.Р., Смирнов Ф.Л., Угрюмов А.Н., Бурнайкин А.И.

- Апатитоносные геологические комплексы Алданского щита.—В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с.29-52.
12. Юдин Н.И. Метаморфизм раннедокембрийских фосфатоносных отложений Восточной Сибири.—В кн.: Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского фил.АН СССР, 1980, с.120-126.
13. Юдин Н.И. Эволюция фосфатонакопления.—В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Новосибирск, 1981 . с.275-276.
14. Юдин Н.И. Рассеянное органическое вещество в фосфоритах.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия.—М.: Наука, 1981 , вып.7, с.98-203.
15. Юдин Н.И., Арсеньев А.А. Фосфатоносность древних толщ юга Восточной Сибири.—М.: Наука, 1970.—123 с.
16. Юдин Н.И., Арсеньев А.А., Ручкина Ю.Р., Плотникова Л.Я. Фосфаты в Тихоокеанском районе.—Природа, 1981, № 3, с.46-49.

R.P.Bashyal

PHOSPHATIC ROCKS OF BARAHAKSHETRA FORMATION

Dept. of Mines and Geology Lainchour, Kathmandu, Nepal

INTRODUCTION

The Barahakshetra Formation containing the three different horizons of phosphatic rocks occur at the southern foothills of the Lesser Himalayas in South-Eastern Nepal. The formation, extending in SE-NW direction, outcrops discontinuously due to tectonics for more than 100 km from Takure village near Dharan Bazar to Bhalu khola east of Sindhuli Bazar.

The formation is delimited to the south by Main Boundary Thrust (MBT) from the molassic Siwalik sediments (Ter-

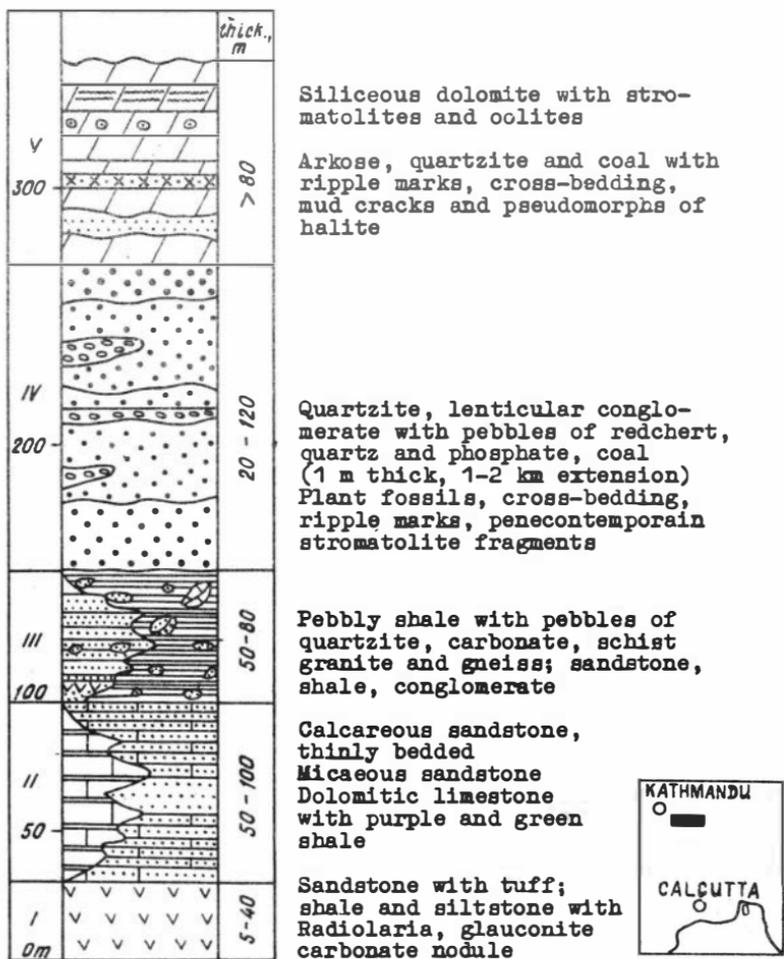
tiary) and it has the tectonic contacts to the north with the quartzites, shales, dolomites, phyllites and amphibolites of Sanguri Formation (Lower Paleozoic ?) and with the phyllites, quartzites, schists and gneisses of Metamorphic Series (Precambrian?).

J.M.Tater /17/ and J.B.Auden /2/ have discussed the possibility of Gondwana affinity of rocks in South-Eastern Nepal. Y.Kazitsyn /11/ reported the occurrence of the phosphate rocks in Dharan-Barahakshetra area, at places, containing up to 30 % P_2O_5 in some nodules and up to 10% P_2O_5 in 1m thickness of rocks /12/. The P_2O_5 content was found less than 5% by the detail prospecting works /10/. A new lithostratigraphic unit called "Barahakshetra Formation" containing the phosphate horizons was recognized /6/. The present paper deals with the lithostratigraphy and the petro-chemical characteristics of the phosphatic rocks of the formation. A regional correlation of the phosphate-bearing formations is attempted.

LITHOSTRATIGRAPHY

Barahakshetra Formation is represented by five different lithostratigraphic units, from bottom to top: 1) Volcanic sandstones; ii) Calcareous sandstones; iii) Pebbly shales; iv) Quartzites and conglomerates with coal; v) Siliceous dolomites with stromatolites (see Fig.).

Volcanic sandstones, 5 to 40 m, thick and being the oldest unit exposed, is truncated by fault at its base. The sandstones, consisting mainly of volcanic clasts, are equivalent to lithic tuffs (less than 4 mm) or volcanic agglomerates (more than 2 cm). The volcanic clasts are characterized by the trachytic texture, composed of microlites and phenocrysts of orthoclase with flow structure and the spherulitic texture. Other constituents are quartz, microcline, albite, biotite, pyroxene and opaque minerals embedded in a chlorite-ferruginous matrix mixed with isotropic glassy materials. The sandstones are interstratified with dark-gray siltstones containing Radiolaria fossils (Takure khola), with black shales and glauconite-bearing sandstones (Seuti kh., Dhobi khola). The mineralogical association and characteristic textures indicate the volcanism of quartz-bearing



The section of the Barahakshetra formation of Lesser Himalayas in South-Eastern Nepal

potash-Trachyte to Keratophyre type. The weak hydrodynamism and the proximity of source inferred to the volcanic materials indicate a subcontemporain volcanism.

Calcareous sandstones, thinly bedded and 50 to 100 m. thick, are fine to medium grained with quartz, ankerite, calcite, muscovite and plagioclase (Barahakshetra). They are represented by the dolomitic limestones with purple and green shale partings in the western sector (Kakaru and Maruwa khola).

Pebbly shales, representing the typical tillite type of rocks of Gondwana, consist of pebbles of quartzite, carbonate, schist, granite and gneiss of different size (mm to 1 m) and shape (Barahakshetra-Materi khola). A facial change to the succession of sandstone, shale and conglomerate can be inferred towards west. The sedimentological and mineralogical characters of pebbly shales indicate a glacio-marine episode.

Quartzites and conglomerates, with a sharp basal contact, mark a change in the sedimentation regime. This unit is characterized by the lenticular conglomerate beds with coal seams of 1 m thickness and 1-2 km extension. The black shales of Takure khola contain the plant fossils of Gondwana affinity such as Schizoneura gondwanensis Feistm of Permian age. The plant debris of Upper Carboniferous - Lower Permian age reported by Kazitsyn /12/ support the age assigned. The sedimentary structures observed indicate the deposition in a "Littoral zone" (See Fig.).

Siliceous dolomites, representing the youngest member of the formation, are characterized by the presence of stromatolites in all over the area. The quartzites, arkose and coal seams are interstratified with the dolomites. A thin band of oolitic dolomite is noted in the upper part of Maruwa khola section. The sediments were deposited in a marine with a few passage to continental conditions in a Supratidal - Intertidal zone indicated by the various sedimentary figures (See Fig.).

The association of the volcanic rocks and the pebbly shales or tillites are the characteristic features of the Barahakshetra Formation, which is correlable to the Gondwana sediments of Lesser Himalayas. The lower succession of the formation with marine fossils succeeded upwards to the subcontinental conditions with coal and plant fossils of Permian age. The lithostratigraphy is similar to Gondwana formation of Sikkim - Darjelling area.

PHOSPHATIC ROCKS

J.M.Tater /19/ has presented a review of the occurrences of Phosphatic rocks of Nepal. The phosphatic rocks of Dharan-Bara - hakshetra area were traced for a distance of 30 km. The phosphatic horizons, 10-30 m thick, were systematically prospected and the concentration of P_2O_5 was found not exceeding 5% in 1m length of channel samples. This phosphorite belt was traced towards west up to Tangsar along the MBT for a distance of more than 100 km /4/. The northern part of this basin was mapped and sampled for phosphate content /5/.

The phosphatic horizons in the area presented are confined to three different lithological types: sandstone, pebbly shale and conglomerate, whose petrographic and chemical characteristics are dealt below.

A. Petrographic Characteristics

a. Sandstone Horizon: The sandstones with volcanic elements are tracable all over the region. In Dharan-Takure sections, the sandstones are overlying the carbonaceous shale and cherty shale with lenses of carbonates and are overlain by the quartzites, conglomerates and coaly shales with plant fossils. In the eastern sector (Takure-Dhobi kh. - Seuti kh.), this horizon can be subdivided into three subhorizons:

Upper : Sandstone and siltstone;

Middle : Volcanic sandstone;

Lower : Glauconitic sandstone and shale.

Irregular grains and patches of glauconite together with quartz and chert are found in sandstone and shales of the Lower part. The Middle part is composed essentially of volcanic lithoclasts with microlitic structure. Fine grained sandstones and siltstones containing Radiolarias occur in the Upper part. The yellow-brown to reddish, isotropic, phosphate grains are present in the sandstones described. The fine rocks as siltstones and shales are phosphatic without any visible phosphate grains.

To the west in Barahakshetra area, the sandstone horizon is represented by litharenites, graywackes and mudstone type of rocks, essentially composed of volcanic lithoclasts. The yellowish - brown, isotropic, phosphate grains of 200 micron are

found in litharenites. Some volcanic clasts with microlites of feldspar are partly or wholly phosphatised. The greywackes contain the phosphate grains of size up to 1,25 mm with irregular form and internal structures. The fine rocks as mudstone are phosphatised without any visible phosphate grains.

b. Pebbly shale Horizon: The pebbly horizon, tracable for more than 12 km from Kokaha khola to Nateri khola, is composed of polymictic pebbles embedded in an argillaceous matrix. The ammonium molybdate reagent gives an yellow colouring to the rock and the detritic dark-brown phosphate grains and apatite fragments were observed under the microscope. The black and gray calcareous phosphatic shales of Materi khola, 10 m thick, contain 6-7% of P_2O_5 .

c. Conglomerate Horizons: The succession of dark shale and quartzites contain several bands and lenses of conglomerates. More than 10 lenses were observed in Bhalu khola-Jinakhu khola of the far western part of area. The polymictic conglomerates contain dark to black coloured calcareous phosphate pebbles embedded in sandy material. The X-ray analysis of the pebbles reveal the presence of quartz, calcite, dolomite, chlorite, illite, sericite and chamosite.

The phosphorite lenses are 5 to 15 cm thick and are concordant with the shales and quartzites of this horizon. The dark coloured phosphorites are rich in organic material together with quartz, siderite, kaolinite, chlorite and manganese.

B. Chemical Characteristics

The phosphate content of different horizons of Barabaks - hetra Formation is presented in table 1. It is notable in the sandstone horizon that the rocks bearing glauconite and radiolarian fossils and the mudstones are relatively rich in P_2O_5 content. The pebbles and lenses of phosphorite associated with the conglomerate horizon contain maximum 11 to 14% P_2O_5 .

Three thin sections were studied by microprobe analysis in electronic microscope at B.R.G.M., France. The sandstones contain the phosphate grains more or less well formed with points up to 42% P_2O_5 . The mudstone is composed of irregularly dispersed fine phosphatic materials with points up to 42% P_2O_5 .

Table 1. Phosphate Content of Barahakshetra Formation

<u>Horizons</u>	<u>Lithology</u>	<u>Thickness, M.</u>	<u>P₂O₅%*</u>
1. Sandstone			
Horizon:			
Eastern Sector			
(Takure-Seuti kh.):			
a. Upper part	Sandstone & siltstone	4 - 5	7 - 8
b. Middle part	volcanic sandstone	2 - 6.5	3 - 5
c. Lower part	sandstone & shale	2 - 6.5	7
Barahakshetra:	litharonites	22	3 - 6
	graywacke	5	5
	mudstones	3	6 - 8
2. Pebbly shale	Pebbly shale	-	1 - 3
Horizon:			
(Barahakshetra. Materi khola)	Calcareous shale	10	6 - 7
3. Conglomerate			
Horizon:	Phosphate pebble beds	15-20 cm	3-11
(Jinakhu - Bhalu kh.)	Lenses of Phosphorite	2-3 cm	14

* (Semiquantitative analyses performed at B.R.G.M., France)

The phosphatic materials seems to be metamorphosed to apatite. In the third sample, the phosphatic material, containing up to 38% P₂O₅, are irregularly distributed which explains the considerable variation of P₂O₅ in the same phosphorite sample of conglomerate horizon.

The chemical analyses of the representative samples of three horizons are presented in Table 2., which shows a high content of K₂O and TiO₂ in volcanic sandstones as well as a

considerable amount of Ba, Sr and Cr was revealed. The oxides of Fe, Ca and Mn are notable in the phosphate pebbles of conglomerate horizon.

Table 2. Chemical Analyses of Phosphatic Rocks

Major Elements	1.Sandstone Horizon (Takure khola)	2.Pebbly shale Horizon (Barabakshetra)	3.Conglomerate Horizon (Jinakhu khola)
SiO ₂	54.80	67.98	35.91
Al ₂ O ₃	10.56	13.84	4.15
Fe ₂ O ₃	9.83	5.29	32.25
CaO	2.80	0.62	6.09
MgO	5.24	1.77	1.37
Na ₂ O	0.67	2.09	0.09
K ₂ O	7.22	3.56	0.47
MnO	0.05	0.08	2.21
TiO ₂	5.21	0.66	0.43
P ₂ O ₅	0.78	0.17	1.16
Loss on ignition	4.64	3.20	15.82
Total %	101.80	99.26	99.95

(Analysis of S.No. 1 conducted at D.M.G., Kathmandu, Nepal; 2 & 3 in CRFG, Nancy, France)

The study reveals that the volcanic sandstones were deposited in a marine condition. The phosphate are, of detritic nature as well as the matrix is phosphatised. A relative increase of phosphate in radiolarian horizon are noted. The volcanic clasts partly or wholly phosphatised is probably related to the leessivage of volcanic materials. On the whole, the phosphate formation of the area is associated with the detritic sedimentation.

C. Regional Correlation

A regional correlation and comparison of the phosphatic rocks of Barabakshetra Formation with other formations in India and Nepal is briefly described with a view to envisage the possible regions for the phosphate rocks in the Lower Nepal Himalayas.

a. Darjelling-Arunchal Pradesh: The phosphorite horizons are not reported to the East of Nepal, except the phosphate nodules occurring in the marine black shale of Gondwana in Arunchal Pradesh /1/.

b. Lesser Nepal Himalayas: The Lesser Nepal Himalayas is composed mainly of carbonates, various phyllites, quartzites and schists of Midland group /18,19/. The Lower Gondwana type of sediments consisting of phyllitic slates, conglomerate layers and black slates occur in Western Nepal /7,8/. The Sallyan series contain the tilloid type of conglomerates /16/. No phosphate rocks are reported from these sediments.

c. Kumaun Himalayas: The phosphate rocks occur in Krol (Trias ?), Tal (Mesozoic ?) and Gangolihat Dolomites (Precambrian ?) formations.

Tal formation constituted of black shale, carbonate and chert is succeeded upwards by detritic sediments at Mussoorie /14/. The lenticular phosphate deposits are found in quartzitic sandstones at Rajgarh and Sharaun /13/. Barahakshetra formation can be broadly correlated to Blaini-Infra Krol succession stratigraphically situated below Tal and Krol formations. A.Gansser /9/ and G.Fuch and W.Frank /8/ have envisaged the presence of Tal and Krol in Nepal, and some carbonate-shale-quartzite sequence of southern foothills may be equivalent to Krol.

Precambrian phosphorites found in "Gangolihat Dolomites" of Pithoragarh area /20/ or the Cambrian-Precambrian phosphorites of Udaypur, Rajasthan /3/ of India can not be correlated with Barahakshetra Formation. However, the continuation of Gangolihat Dolomites of India across the border into Far-western Nepal (Baitadi-Bajhang area) should be considered. Equally, the phosphatic pebbles conglomerate horizon of Barahakshetra Formation suggest a probable existence of the ancient phosphorite series.

CONCLUSION

The phosphatic rocks of Barahakshetra Formation occurring in sandstone, pebbly shale and conglomerate horizons are mostly of detritic or volcanic(?) nature which could not give rise to the rich accumulation of the phosphates.

Gondwana sediments correlable to Barahakshetra Formation are not phosphate-bearing in the Lesser Himalayas. Phosphatic Tal formation of India, though recently considered as Upper Paleozoic /15/, is not correlable lithostratigraphically to Barahakshetra Formation, but the latter may help to locate the succession of Tal and Krol.

Precambrian-Paleozoic Midland group carbonates, associated with black shale and chert, is to be given priority for search of phosphate rocks in Nepal. The direct continuation into Nepal of Precambrian phosphate bearing formation of Kumaun is to be examined.

REFERENCES

1. Acharyya S.K. Tectonic framework of sedimentation of the Gondwana of the Eastern Himalayas, India.-In: Campell K.S.W. (Ed.) Gondwana Geology. 3rd. Gond.Symp., Canberra, Australia, 1973. Aus. Nat. Univ. Press, 1975, p. 663-675.
2. Auden J.B. Reconnaissance investigation of three alternative alignment for a diversion tunnel in Eastern Nepal (1965-1968): Sem. Eng. and Geol. Problem in Tunnelling.-Proc. Ind. Soc. Eng. Geol., pt. 1, 1971, p. 72-90.
3. Banerjee D.M. Precambrian phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India.-Bull. Geol.Soc.Am., 1971, v.82, p.2319-2330.
4. Bashyal R.P. Report on the geology of phosphorite basin of Barahakshetra-Tangsar area.-Nep.Geol.Survey, Kathmandu, Nepal (unpub.), 1973, p.1-56.
5. Bashyal R.P. Report on the phosphorite rocks of south-eastern Nepal.-Nep.Geol.Survey, Kathmandu, Nepal (unpub.) 1975, p.1-29.
6. Bashyal R.P. Les niveaux phosphates du Bas Himalaya au SE

- Nepal: (Thesis), Docteur 3eme cycle, P.et M. Curie University. Paris, 1978, p.1-205
7. Fuchs G. The geology of the Karnali and Dolpo regions, Western Nepal.-Jahrb.Geol. Bundes.,1977, Bd. 120, H.2,s.165-217.
 8. Fuchs G. and Frank W. The geology of West Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri.-Jahrb.Geol. Bundes.,1970, Sonder bd.,18,103p.
 9. Gansser A. Geology of the Himalayas.-London Interscience Publ., 1964 -289 p.
 10. Kayastha N.B. Report on phosphorite-bearing horizon of Takure-Barahakshetra area.-Nep. Geol.Survey, Kathmandu, Nepal (unpub .), 1971.
 11. Kazitsyn Y. Non-metallic resources and prospects for development of a rock product industry in Nepal:-Nepal Geol.Surv., Kathmandu,Nepal (unpub.), 1970.
 12. Kazitsyn Y. The ancient phosphorites of Nepalese Himalaya. Dok.Akad.Nauk, SSSR, 1973, 212, N°5, p.1184-1187 (In Russian).
 13. Pareek H.S. Petrographical studies of the Krol, Tal and Paleocene phosphorites of Himachal Pradesh.-Him.Geol., 1976, Vol.6,
 14. Patwardhan A.M. and Ahluwalia A.D. A note on the origin of Mussoorie phosphorites in the Lower Himalaya, India and its paleogeographic implications.-Mineral Deposita.(Berl.), 1973,v. 8, p.379-387.
 15. Patwardhan A.M. First Moravamminids from the Himalaya.-Naf:Acad.Sci.Letters, 1978, Vol.1, N°1, p.7-8.
 16. Remy J.M. Geology of Nepal, West of Nepal Himalaya.-Paris: Edition du CNRS, 1975.
 17. Tater J.M. The geology of Dharan-Dhankuta map-area.-Nep. Geol. Survey, Kathmandu,Nepal(unpub.), 1968.
 18. Tater J.M., Kayastha N.B. and Shrestha J.N. The geological map of Nepal. Scale: 1: 1 000 000.-Department of Mines and Geology, Kathmandu, Nepal, 1977.
 19. Tater J.M. Occurrences of phosphatic rocks in Nepal.-In: A.I.N. Lee (Ed.) Fertilizer mineral occurrences in the Asia-Pacific region. Honolulu: East-West Resource Systems Inst., 1980, p.53-65.

Н.Сривастава, Г.С.Сайгал, Д.М.Банерджи

КАРТИНА ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В СТОЛБЧАТЫХ ФОСФАТНЫХ СТРОМАТОЛИТАХ, МЕЖСТОЛБЧАТЫХ КАРБОНАТНЫХ И МАССИВНЫХ ФОСФОРИТАХ ИЗ ПОРОД УДАЙПУРА (РАДЖАСТХАН, ИНДИЯ)

Делийский университет, Индия

Введение

Строматолиты, с которыми связаны различные минеральные ассоциации, известны на нескольких докембрийских и более молодых уровнях. Известна ассоциация строматолитов с медью из района Парадайз Крик в Северном Квинсленде, ассоциация со свинцом и цинком отмечена в месторождениях Мак Артур Рэндж. Крупные залежи медных руд находятся среди докембрийских пород Ботсваны. Железосодержащие строматолиты, многие из которых содержат хорошо сохранившиеся микроорганизмы, встречаются в различных частях мира. В Польше встречаются марганецсодержащие строматолиты. Есть сведения, что в ассоциации со строматолитами в различных частях мира встречаются уран, ванадий, серебро и некоторые другие металлы и неметаллы /6,10/. Ассоциация фосфоритов со столбчатыми и онколитовыми строматолитами до недавнего времени считалась уникальной в своем роде, поскольку она встречалась только в араваллийской фосфорсодержащей толще района Удайпура и в доломите Ганголихат в Малых Гималаях. Недавно фосфориты, ассоциирующиеся со строматолитами, найдены среди синийских пород Китая /11/ и на севере Квинсленда /9/. Данное исследование посвящено химическому составу строматолитовых фосфоритов надгруппы Аравалли в Раджастхане. Хотя там много мест, где встречаются такие фосфориты, наилучшее развитие первично-фосфатоносных водородсодержащих биостром можно наблюдать на месторождениях фосфоритов Кан -

пур, Матун и Джамаркотра района Удайпура. Исследование включало отделение собственно фосфатных строматолитовых столбиков от доломитовой вмещающей породы, петрографический анализ фосфатных строматолитов и доломитовых вмещающих пород, определение основных и малых элементов в выделенной фосфоритовой фракции.

Настоящее исследование посвящено породам группы Матун, которая включает строматолитовый фосфоритовый горизонт. Метаморфизм, который претерпели фосфориты, так же, как и вмещающие породы, относится к зоне низкого давления, и в породах содержатся следы некоторых диагенетических преобразований. Это наблюдение имеет важное значение для интерпретации картины распределения элементов, которая показывает, что влиянием метаморфизма на ассоциации элементов можно пренебречь. Детальная геологическая обстановка этих фосфоритовых месторождений Удайпура дается в работах /1-4/.

Тип строматолитов и характер распределения минералов

Основываясь на исследованиях, проведенных Д.Банерджи (Banerjee) /2/ и Д.Чауном (Chauhan) /4/, строматолиты изучаемого района могут быть сгруппированы в следующие основные роды:

- I) Baicalia;
- II) Minjaria;
- III) Kussiella;
- IV) Неопределенные формы.

Настоящее исследование связано с изучением химического состава определенных столбчатых фосфатных строматолитов, относящихся к родам Baicalia и Minjaria и массивных фосфоритов, которые включают строматолитовые и нестроматолитовые микросфороиты. Д.Банерджи (Banerjee)/2/ отметил, что фосфатными являются только те строматолиты, которые имеют обширные межстолбчатые пространства и широкие межслоевые промежутки. Строматолиты с хорошо развитыми крупными столбиками (как на Канпуре и Джамаркотре), относящиеся к большой группе *Collenia Columbaris*, все же не содержат фосфата в своих столбиках или во вмещающей породе. В некоторых фосфатных строматолитах этих месторождений, кроме фосфата, можно видеть также тонкие пленки пиролизита. Полиметаллы в прямой ассоциации с фосфоритом не встречены, но несколько проявлений их отмечено в доломитах, лежащих непосредственно под фосфоритами.

Петрография

Петрография фосфоритов района Удайпура изучалась Р.Чоудхури и др. (Choudhuri et al) /5/, Н.Рао и Г.Рао (Rao and Rao) /7/, Д.Банерджи (Banerjee) /1/ и в недавнее время Д.Банерджи и др. (Banerjee et al)/3/. Предыдущие петрографические исследования /7/ не увенчались успехом, ввиду неправильного использования терминологии. Некоторые из этих исследователей не выявили различий между брекчированными обломками, интракластами и пеллетами. Микросфороитовая структура была установлена только Д. Банерджи с соавторами (Banerjee et al) /3/, связь между петрографическими типами пород и их химическим составом была впервые выявлена также этими исследователями. Настоящая статья является дополнением к этой работе /3/, в ней мы решили ограничить наши наблюдения анализом петрографических изменений фосфоритов, строматолитовых столбиков и межстолбчатых доломитов, содержащих водорослевые образования.

Опробование и аналитические методы

Выборочно отбирались образцы свежих невыветрелых строматолитов. Частота опробования определялась частотой распределения выходов строматолитовых фосфоритов; образцы отбирались также из недавно вырытых шурфов и канав.

Столбики строматолитов и известковая вмещающая порода были разделены с помощью вольфрамо-карбидного наклонного виброгравитатора. Массивные фосфориты были отобраны на различных стратиграфических интервалах и включали смеси более чем одного типа микросфороитов. Попыток очистить фосфатную фракцию не делалось. Для оценки содержания окислов и концентраций малых элементов готовились два раствора - А и Б. Раствор А готовился путем спекания 0,4 г образца с NaOH с последующим выщелачиванием водой и доведением объема раствора до 500 мл. /8/. Для приготовления раствора Б обычная смесь кислот HF + HCl + HNO₃ не была действенной для большинства фосфоритов, поскольку оставались нерастворенными небольшие количества вещества в виде белого осадка (возможно, апатит), который всегда оставался на дне стакана. В виду этой трудности для приготовления раствора использовался метод сплавления с эквимолекулярной смесью карбонатов натрия и калия.

Раствор А использовался для определения SiO₂ и Al₂O₃.

Стандартами при определении кремнезема и глинозема служили ВСП_I и GSP₁ Бюро стандартов США. Раствор Б использовался для определения P₂O₅, CaO, MgO, MnO, Fe₂O₃ и микроэлементов.

Кремнезем, глинозем и P₂O₅ определялись на спектрофотометре Бауша и Ломба (модель "600 E"). Полученное значение содержания P₂O₅ сравнивалось со стандартным двуводородным фосфатом^х, а конечные результаты с результатами многократных анализов образца фосфорита ЖМК-1, который проводился одновременно и независимо в лаборатории компании Раджастхан Стейт Майнз анд Джеолоджи Удайпур, лаборатории отдела геологии университета Св.Эндрю в Шотландии и в данной лаборатории. Предел наблюдаемых ошибок равнялся приблизительно 1,5 %. CaO определялся титрометрически. Используемый стандарт делался из A.R.Grade CaCO₃, и результаты сравнивались с анализом ЖМК-1 и Томас-фосфатом Британских Аналитических Стандартов. Предел наблюдаемых ошибок был равен 0,8 %.

Fe₂O₃, MgO, MnO и микроэлементы определялись на атомно-абсорбционном спектрофотометре Перкин - Эльмер (модель 603). Для сравнения в качестве внутренних стандартов использовались чистые металлы. Для различных элементов использовались различные длины волн и ширина щели.

Изменения основных элементов в фосфатных строматолитовых столбиках

В отличие от многих распространенных силикатов содержание основных катионов, т.е. Ca и P, в большинстве апатитовых образцов достаточно постоянно, хотя существуют заметные исключения. Это постоянство основных элементов приводит к тому, что вариации малых и микроэлементов определяются структурными факторами и особенностями среды в большей степени, чем это имеет место для минералов, где существенная вариация основных элементов также является важным фактором.

Содержания P₂O₅ подвержены значительным колебаниям. На месторождении Джамаркотра строматолитовые столбики содержат от 18 до 34 весовых процентов P₂O₅, в то время как межстолбчатые

^х Очевидно, здесь имеется в виду кислая фосфорнокислая однозамещенная соль (прим. ред.).

доломиты показывают только от I до 8 весовых процентов пятиоксида фосфора. В строматолитовых столбиках и доломитовом матриксе месторождения Матун содержание P_2O_5 изменяется от 25 до 37 и от 4 до 8 весовых процентов соответственно.

Величина CaO в области Джамаркотра варьирует от 28 до 65^X весовых процентов в строматолитовых столбиках, в то время как в межстолбчатых доломитах она изменяется от 40 до 65^X весовых процентов. Содержание CaO в строматолитовых столбиках и доломитах Матун - Канпура варьирует от 40 до 63^X и от 50 до 64^X весовых процентов соответственно.

Содержание MgO особенно велико в строматолитовых столбиках месторождения Джамаркотра и изменяется от 0,65 до 16 весовых процентов, в то время как оно довольно низкое в строматолитовых столбиках Матуна, где изменяется от 0,04 до 2,25 весовых процентов.

Содержание SiO_2 обычно изменяется от 4 до 7 и от 2 до 7 весовых процентов в строматолитовых столбиках и доломитах месторождения Джамаркотра соответственно. В месторождениях Матун - Канпур содержание варьирует от 5 до 7 весовых процентов в строматолитовых столбиках и от I до 6 весовых процентов в доломитах.

Содержание Al_2O_3 изменяется от I,5 до 3,7 и от 2,0 до 3,0 весовых процентов в строматолитовых столбиках и доломитах соответственно для месторождения Джамаркотра. Образцы Матун - Канпура имеют почти такой же предел измерения.

Ожидалось, что Na_2O и K_2O будут важными окисями в фосфоритах и доломитах, но их не определяли, потому что раствор Б был приготовлен сплавлением образца с эквивалентной смесью карбонатов Na и K .

Изменения содержания рассеянных элементов в фосфатных строматолитовых столбиках.

Концентрация марганца в столбчатых фосфатных строматолитах месторождений Джамаркотра и Матун составляет в среднем около 500ppm и 180ppm соответственно, в то время как в межстолбчатом пространстве она равна 900ppm для образцов Джамаркотра и 1000

^X Эти значения представляются завышенными (прим. ред.)

ррш для пород Матуна.

Концентрация хрома в строматолитовых столбиках Джамаркотры равна 300ррш. Только один образец содержит существенно более высокое количество этого элемента (850ррш). Доломит (межстолбчатая вмещающая порода) содержит около 180ррш хрома, в то время как доломиты содержат его 160ррш. Результаты показывают в общем более высокую концентрацию хрома в строматолитовых фосфоритах всей области.

Отдельные столбики из Джамаркотры показывают концентрацию меди от 10 до 50ррш, тогда как межстолбчатые доломиты показывают немного большую концентрацию, от 15 до 70ррш. Строматолитовые фосфориты Матуна, однако, показывают меньшую концентрацию меди (24ррш), чем фосфориты Джамаркотры, а также чем доломитовые вмещающие породы (40ррш).

Содержание никеля особенно высоко. В Джамаркотре оно варьирует от 200 до 880ррш, а в окружающих доломитах от 200 до 600 ррш. Образцы Матуна имеют такой же предел изменения. Образцы всех областей показывают более высокую концентрацию никеля в строматолитовых столбиках, чем в доломитах.

На Джамаркотре содержание цинка варьирует от 50 до 330ррш в строматолитовых столбиках, в то время как в доломитах оно выше. Строматолиты Матуна имеют более высокую концентрацию цинка (от 70 до 400ррш) по сравнению с фосфатными строматолитами Джамаркотры.

Концентрация кадмия в Джамаркотре варьирует между 30 и 50 ррш в строматолитовых столбиках, в то время как в доломитовом матриксе она изменяется от 20 до 45 ррш. Строматолиты Матуна содержат более высокую концентрацию кадмия (15 - 100ррш) по сравнению со строматолитами Джамаркотры.

Концентрация кобальта равна 222ррш в строматолитовых столбиках и 175ррш в доломитах месторождения Джамаркотра. Строматолитовые столбики и доломиты месторождения Матуна имеют тот же предел изменения; в строматолитовых столбиках концентрация кобальта немного выше по сравнению с доломитовой основной массой.

Концентрация серебра почти равна в строматолитовых столбиках и доломитах этих месторождений. Она несколько выше в некоторых образцах доломитов.

Изменение содержания основных элементов в фосфоритах

Содержание P_2O_5 испытывает значительные колебания на месторождениях Канпур – Харвария – Матун, где оно изменяется от 25 до 37 %. Содержание CaO варьирует от 40 до 60 % в Канпур – Харвария и Матуне. Содержание MgO низкое и находится в пределах от 0,04 до 2,55 %. Содержание SiO_2 изменяется от 5 до 7 %, Al_2O_3 – от 1,5 до 3,7 %.

Общее содержание Fe_2O_3 обычно низкое, кроме восточной (ближе к проявлениям полиметаллов) и северо-восточной части месторождения Матун.

Основные элементы во вмещающих породах

Содержание P_2O_5 во вмещающих породах месторождений Канпур и Матун изменяется от 4 до 8 %.

Концентрация P_2O_5 выше в доломитовых вмещающих породах, чем в кварцевых породах. Карта фосфатных изолиний ясно показывает, что содержание P_2O_5 высокое над всеми тремя известными фосфоритсодержащими горизонтами месторождений Канпур – Харвария и Матун. Большое значение имеет постоянное увеличение содержания P_2O_5 , которое изменяется от Канпура до Матуна через Харвария, т.е. с запада на восток. Содержание CaO на месторождениях Канпур – Матун изменяется от 30 до 60 %. Содержание MgO изменяется от 9 до 25 %, SiO_2 – от 1 до 6 % и Al_2O_3 – от 1,7 до 2,9%. Общее содержание Fe_2O_3 обычно низкое и изменяется от 0,5 до 6,2 %. Важно отметить, что образцы из восточной и северо-восточной частей месторождения Матун показывают более высокую концентрацию Fe_2O_3 .

Рассеянные элементы в массивных фосфоритах

Средняя концентрация Mn в фосфоритах месторождений Канпур–Матун равна около 600ppm. Она не показывает никакой связи с P_2O_5 и CaO , но показывает положительную связь с Fe . Средняя концентрация Cu равна 35ppm, но она не показывает связи с CaO и P_2O_5 . Концентрация Zn слегка выше, чем Cu ; среднее содержание его в фосфоритах Матун–Канпура равно 150ppm. Как и Cu , Zn не показывает связи с P_2O_5 и CaO . Средняя концентрация Cr равна 200ppm и не показывает связи с P_2O_5 и CaO . Средняя концентрация Ni в месторождениях Канпур – Матун равна 400ppm и не свя-

зана с CaO и P_2O_5 . Концентрация Cd , Co и Ag ниже по сравнению с другими элементами, их среднее содержание равно 50ppm , 200ppm и 20ppm соответственно. Ни один из этих элементов не показывает связи с CaO и P_2O_5 . Ag показывает положительную связь с Si .

Рассеянные элементы во вмещающих породах

Средняя концентрация Mn во вмещающих породах в месторождениях Канцур – Матун равна 950ppm . Карта изолиний содержания Mn показывает, что оно постоянно возрастает от Канцура к Матуну, т.е. с запада на восток. Образцы, взятые в районе восточнее старых разработок полиметаллов, показывают максимальную концентрацию Mn . Концентрация Si во вмещающих породах почти такая же, как в фосфоритах изучаемого района (40ppm). Карта изолиний содержания Si показывает, что ее содержание постоянно возрастает от Канцура к Матуну, т.е. с запада на восток. Образцы, взятые в районе между фосфоритовой залежью Матуна и старыми разработками полиметаллов, показывают максимальную концентрацию Si .

Среднее содержание Zn на указанных месторождениях равно 150ppm . Карта изолиний содержания Zn показывает, что его содержание возрастает от Канцура до старых разработок полиметаллов, т.е. с запада на восток. Средняя концентрация Sr на месторождениях Канцур – Матун равна 120ppm . Карта изолиний содержания Sr показывает постоянное возрастание его от Канцура к Матуну, т.е. с запада на восток; при этом он имеет тенденцию концентрироваться над слоями фосфоритов, особенно на месторождениях Харвария и Матун. Средняя концентрация Ni в месторождениях Канцур – Матун равна 300ppm . Все образцы показывают немного более высокую концентрацию Ni в фосфоритах, чем во вмещающих породах. Карта изолиний содержания Ni показывает, что содержание этого элемента в породах района Канцура низкое, но постепенно повышается в сторону проявлений полиметаллов. Поведение концентраций Cd , Co , Ag во вмещающих породах подобно концентрациям их в фосфоритах.

REFERENCES

1. Banerjee D.M. Precambrian-stromatolitic phosphorites of Udaipur Rajasthan, India.-Geol. Soc. Amer. Bull., 1971 , v.82, p.2319-2330.
2. Banerjee D.M. Aravallian Stromatolites from Udaipur, Rajasthan.-Jour. Geol. Soc. India, 1971 , v.12, N°4, p.349-355.
3. Banerjee D.M., Basu P.C. and Srivastava N. Petrology, mineralogy, geochemistry and origin of the Precambrian Aravallian phosphorite deposits of Udaipur and Jhabua, India.-Economic Geology, 1980, v.75, N°8, p.1181-1199.
4. Chauhan D.S. Phosphate bearing stromatolites of the Precambrian Aravalli phosphorite deposits of the Udaipur Region, their environmental significance and genesis of phosphorite.-Precamb. Res., 1979, v.8, p.95-126.
5. Choudhuri R., Chakraborty A.K., Ghosh S.K. and Banerjee K.C. Studies on Indian phosphates. Part 1.-Technology, 1968, v.5, N°4, p.285-293.
6. Mendelsohn F. Mineral deposits associated with stromatolites.-In.: Developments in Sedimentology, 1976, N°20, p.645-662.
7. Rao N.K. and Rao G.V.U. Petrographic study of some Indian phosphorites.-Jour. Geol. Soc. India, 1971, v.12, N°4, p.356-367.
8. Shapiro L. & Brannock W.W. Rapid analysis of silicates, phosphates & carbonate rocks.-U.S. Geol. Surv. Bull., 1962, 1144-A. 56 p.
9. Southgate P.N. Middle Cambrian hypersaline environments along the eastern margin of the Georgina Basin.-In: Proterozoic-Cambrian Phosphorites. Cook P.J. and Shergold J.H. (eds). Papers given at a UNESCO sponsored conference held in Australia in 1978.-Canberra Publishing and Printing, 1979, p.45-47.
10. Trudinger P.A. Microbiological processes in relation to ore genesis.-In: Wolf K.H. Handbook of Stratabound and Stratiform ore Deposits. Principles and general studies. Elsevier Pub. Co., 1976, v.1, p.135-190.
11. Yeh L.T. Metallogenic epochs of sedimentary ores and their significance in historical geology.-Peking: Academia Sinica, 1977.-10 p.

GEOLOGY OF THE PHOSPHATE-BEARING PRECAMBRIAN STROMATOLITIC
ROCKS OF UDAIPUR IN RAJASTHAN, INDIA - AN APPRISAL OF THE
STATUS OF INVESTIGATION

Rajasthan State Mines and Minerals limited
Udaipur, India

Since the discovery of the stromatolitic phosphorite in the Pre-Cambrian Aravalli sediments near Kanpur and Matoon villages Udaipur district by the Geological Survey of India and the follow up discovery of the biggest hitherto known phosphate deposit of the country in the Jhamarkotra area by the state Department of Mines and Geology, in 1968, considerable investigation has been undertaken towards the geology of these isolated phosphate occurrences in and around Udaipur.

The stromatolitic phosphate bearing sediment of Aravalli group in Udaipur region forms a part of the thick sequence of metasediments which overlies unconformably the peneplaned Ar - chean basement complex known as the banded gneissic complex. The entire sequence including the basement have undergone considerable structural disturbance due to three phases of folding. The rock shows a very low grade of metamorphism equivalent to greenschist facies.

The geochronological data (Sr/Rb age determination) is suggestive of the fact that the Aravalli group of rocks dates between 2500 - 2000 m.y. However on the basis of the occurrence of characteristic stromatolite assemblage like *Collenia* and *Bacalia*, the age of the Aravalli group of rocks has been postulated to be of mid Riphean of the USSR (1350 ± 50 - 950 ± 50).

The litho association in the Aravalli around Udaipur has

* At 1981 M.Raaben published a paper (in Russian) on Low Proterozoic age of Aravalli stromatolitic phosphorites. See: "Izvestija Academi Nauk SSSR", ser. geol., 1981, N°6, p.51-64 (editor's note)

been thought to reflect two different facies sequences a deep water and a shallow water environment. The deep sea lithofacies is manifested by schists (altered basic - volcanics) quartzite, arkose and arkosic conglomerate in the east while towards the west shallow water lithofacies is conspicuously represented by such types as orthoquartzites, the dominant dolomite with conspicuous phosphate bearing stromatolite, carbonaceous phyllite graywacke and lithic arenites.

The bathymetric control in the development of stromatolite with phosphatic constituents forming an integral part of these organosedimentary structure is conspicuous and on the basis of the morphological characteristics of stromatolite as well as the nature of associate sediments and sedimentary structures, supratidal, intertidal and subtidal environment of the stromatolitic phosphorite bearing carbonates we suggested.

The facies distribution, particularly of the dolomite sandwiching the stromatolitic phosphorite bed is thought to have been controlled by seafloor topography and the presence of an epicontinental sea bounded by landmass to the West with a series of island and shoals. Indeed the apparently isolated occurrences of dolomite-chert sequence with ubiquitous association of stromatolitic phosphate as a marker horizon represented the most favoured topographic locales of phosphate trapping in an otherwise contiguous shallow subbasin.

The morphology and the petrography of the phosphatic stromatolite has been studied in details. The framework of the columnar stromatolite is thought to have been formed by the in situ precipitation of calcium carbonate as well as coeval and progressive replacement of the developing carbonate structures by collophane produced from the phosphate bearing stromatolites and accordingly they are dominantly chemogenic - a view not fully shared by some. However it is felt that the exclusive confinement of phosphatic constituents with the columnar stromatolite and the total absence of phosphate in the inter-columnar space (non-deformed and non weathered type) coupled with the presence of non phosphatic stromatolite in the dolomite overlying the sharply defined columnar stromatolitic phosphate bed seems to be suggestive in situ rhythmic co-precipitation.

precipitation and localization of calcium carbonate/calcium phosphate in area defined by the columnar stromatolite framework through the direct interaction of algal life. A somewhat similar view was earlier expressed wherein it was indicated that the phosphorites in the Aravalli carbonates were formed due to accumulation of phosphorous compounds in the organic rich laminae of the stromatolites during the process of their growth. In the light of the above perhaps it can be postulated that stromatolites with phosphate/carbonate as the framework constituents (with evidence of the preservation of algal remains) offered a zone of microenvironment in which the pH was vertically controlled for the alternate precipitation of sharply defined sheaths calcium carbonate/calcium phosphate. The diffused contact of the carbonate and the phosphate sheaths in the columnar stromatolite may be suggestive of the overlapping pH fence of carbonate/phosphate precipitation. Incidentally the concept of microenvironment for precipitation of phosphate and carbonate under the aegis of algae and resulting in the formation of columnar stromatolite was favoured by some. However while suggesting the development of phosphatic constituents in the stromatolitic laminae or sheath due to alternative rhythm of phosphatic and non phosphatic cycles (obviously precipitation) within the microenvironment levels it was maintained by one of the above mentioned worker that the process of uptake by the marine blue-green algae and its cycle in the algal life process alone can not explain such large scale concentration of phosphate as has been the case in Udaipur region.

In addition to the above mentioned type of phosphate occurrence (which is frequently laminated in character) and their reworked variants, massive bedded phosphorite are also found occasionally particularly along the upper contact of the stromatolitic phosphate bed. Additionally occasional sporadic cappings of secondary phosphate having a deceptive look of chalcidony commonly showing fine layering and sometimes botryoidal character have been found.

The petrological, X-ray and infrared studies indicated the phosphatic constituent, the carbonate-fluorapatite ten -

ding more towards fluorapatite with very little carbonate substitution.

The grade behaviour of Udaipur group of phosphate deposit is broadly reflective of bimodal character, the high grade ore (P_2O_5 range 30% - 37%) with very low carbonate and the low grade ore (P_2O_5 range 16% - 22%) with high carbonate (dolomite). The grade behaviour is thought to be the resultant phenomena of varied degree of development of the phosphate bearing stromatolite in per unit area and which in turn was considerably influenced by the basin floor topography, intense deformation and follow up weathering action. The leaching of carbonates in zones of intense deformation with percolating meteoric waters resulted in the residual enrichment of columnar stromatolitic phosphate fragments and consequently in P_2O_5 content.

S.R.Riggs

THE RELATIONSHIP OF MIOCENE PHOSPHORITE SEDIMENTATION
TO STRUCTURE ON THE COASTAL PLAIN - CONTINENTAL SHELF,
SOUTHEASTERN UNITED STATES

Department of Geology, East Carolina University,
Greenville, North Carolina, USA

Sedimentological and stratigraphic studies demonstrate that three scales of structures have controlled the formation and subsequent deposition of the Miocene Hawthorn and Pungo River phosphorites in southeastern United States. The first order structures, the Ocala Arch - SE Georgia Embayment - Cape Fear Arch - Hatteras Embayment, define the regional limits of the phosphogenic system and provide the extensive coastal and shelfal depositional environments. Major phosphate sedimentation was concentrated along the nose and flanks of the

two major arch structures, decreasing into the embayments. Superimposed on the regional framework is a series of second order structural highs and adjacent basins. Each major structural shoaling system, essential for the formation of the phosphate, and the necessary accumulation basins, has the possibility of containing one or more phosphate districts depending upon the size and geometry of the system and the subsequent geologic history. The third order structures represent the detailed topography of the second order structures. The specific location, size, and geometry of the entrapment basins where the phosphates accumulate, is dictated by the genesis of the topographic features (i.e. structural deformation, primary depositional processes, subaerial or submarine erosion, or groundwater solution and collapse associated either with the pre-phosphate units or contemporaneous with phosphate deposition). Individual or groups of mines occur within this level of structural control.

Francisco J. Zambrano

CRETACEOUS PHOSPHORITE OF COLOMBIA

Instituto nacional de investigaciones geologico - mineras
Bogota, Colombia, S.A.

Phosphorites are located on the eastern Cordillera of Colombia in marine sediments of Upper Cretaceous age. The phosphorite extends patchily for some 600 kilometers and are mostly associated in two facies. The first is limestone, chert, black shale, and minor microcrystalline quartz of the la Luna Formation in the Maracaibo and Middle Magdalena Valley basins. The second facies is formed by clastic rocks sequence of the Planers Formation (Boyaca area), and Monserrate Formation (Tolima-Huila area), associated with chert, shale, siltstone and fine grained sandstone.

Phosphate rock is composed by pellets and nodules of apatite in a ground mass of siliceous material. Also it has been recognised in eleven different localities of phosphorites. Among them are been selected Sardinata (Norte de Santander), and La Conejera deposits (Boyaca). Both were studied in detail by mapping, trenching, drilling, and sampling. Both deposits are being studied at present in order to probe more reserves and know the beneficiation process to produce phosphoric acid and fertilizer. Unweathering rock of calcareous facies is high in calcite and low in P_2O_5 content. Weathering phosphorite is high in apatite up to 35 per cent of P_2O_5 . Reserves calculated in a million of metric tons are as following: 22 measured, 40 indicated and 465 inferred. The mineral composition is carbonate fluorapatite.

Peter F.Howard

THE GEOLOGY AND GENESIS OF THE D-TREE PHOSPHORITE

Macquarie University, Sydney, Australia

The early Middle Cambrian phosphorites of the epicontinental sea portion of the Georgina Basin were formed in shallow nearshore marine environments and those of D Tree, Sherrin Creek and Lily Creek in particular can be shown to have formed in embayments exhibiting lagoonal, estuarine, littoral and intertidal environments. Each of the deposits have reserves in the order of 300 million tonnes with grades in the order of 16 to 19 percent P_2O_5 . These deposits show distinct differences compared to the Duchess deposit and significant variation in phosphorite types compared to the Lady Annie and Lady Jane deposits.

The D Tree deposit occurs as three beds within a 43 m thick phosphoritic siltstone sequence of the Beetle Creek Formation and are laterally equivalent to the Thornton Limesto-

ne. The phosphorite unit is, in part, underlain by fans of conglomerate and ferruginous grits and sands and by tongues of Thornton Limestone, and overlain by a sandstone. The barren conglomerates and sandstones shed from a local Precambrian provenance very close to the basin edge, as demonstrated by increasing grain size and decreasing vertical separation of the beds towards the paleo shoreline. Likewise the phosphatic sequence between them wedges from 43 to as little as 4 metres thick towards the paleo shoreline. The two lower beds were formed during regression cycles of sedimentation and the upper one during a transgression; detrital iron, manganese and base metal minerals being associated with the regression phases. These metals show an identical spatial distribution to that of the conglomerates and sandstones and are interpreted to have been derived from the mineralized Precambrian hinterland. The middle phosphate bed has been subaerially exposed and eroded by stream channels during periods of regression and the channels then filled with barren sediments.

There are three types of phosphorites named the mudstone phosphorite, pelletal phosphorite and replacement phosphorite, the latter two aggregating 10-15 percent of the total. The replacement phosphorite consists of replaced beds and lenses of coquina interbedded in mudstone phosphorite in addition to the replacement of tongues of Thornton Limestone at the base of the section. This replacement took place prior to lithification of the limestone as evidenced by the gravites sliding of the lower bed into isoclinal folds devoid of brecciation: the carbonate bed textures and structures are preserved. The pelletal phosphorite is a variant, and consists of the replacement of comminuted fossil fragments as well as microcrystalline featureless pellets. The mudstone phosphorite consists of featureless microcrystalline carbonate fluorapatite together with equal proportions of clay, and some 10 percent of detrital material in the form of an angular cert, illite and phosphatized shell debris. Poorly developed bedding is evidenced by trails of detrital minerals and variation in the proportions of apatite to clay.

The origin of the mudstone phosphorite is uncertain, but

based on the widespread evidence of replacement of carbonate rocks and fossil fragments within the mudstone type, a replacement origin of carbonate mud at the sediment - water interface is favoured.

In summary, the D-Tree, Sherrin Creek, Lily Creek and other small prospects formed in subtidal to intertidal marine environments within a 3 to 7 km wide clastic zone along the paleo edge of the Georgina Basin and passed basinward into the Thornton Limestone. Away from the paleo shoreline phosphogenesis decreased rapidly and sediments are geochemically barren approximately 50 km basinward. The shallow epicontinental sea and the depositional environments indicated by the sedimentary section leave little scope for applying an upwelling oceanic water model for phosphate genesis. The distribution of discrete concentrations of phosphorite at localized points about the basin suggests the deposits were formed where there was supplementation of phosphate to the sea from coastal streams.

Дж.К.Роджерс

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ФОСФЕЙТ ХИЛЛ

Вестерн Майнинг корпорейшн, Сент-Мэрис, Австралия

В 1975-1978 гг. на месторождении Фосфейт Хилл, составляющем часть месторождения Дачес, (Бассейн Джорджина, северо-западная часть штата Квинсленд, Австралия) было добыто 1,067 млн. т фосфоритов.

Рельеф в районе месторождения равнинный. Фосфатносные отложения залегают практически горизонтально. Сверху они перекрыты кайнозойскими рыхлыми осадками. Фосфориты приурочены в основном к формации Биттл Крик (средний кембрий, темптонский ярус). Они слагают верхний пласт мощностью 8-14 м, состоящий из ясно слоистых пеллетовых разностей в сочетании с фосфатными кремнистыми алевролитами и фосфатными кремнями формации Монас-

тери Крик, и нижний пласт мощностью 40–50 м, сложенный фосфатными кремнистыми алевrolитами и фосфатными кремнями. Эти фосфатноносные отложения перекрыты тонкослоистыми глинистыми сланцами, а подстилаются маломощным горизонтом кремнистых доломитов, которые, в свою очередь, покоятся на базальных песчаниках.

Фосфатноносные отложения месторождения были детально разбурены сетью вертикальных скважин, затем продуктивные слои были вскрыты глубокими траншеями, детально откартированы в масштабе 1 : 20 и опробованы. При детальных работах было выявлено несколько маломощных (0,5–30 см), но латерально весьма выдержанных местных маркирующих горизонтов, сложенных плотными коллофановыми фосфоритами, фосфатными сланцами и кремнями. Благодаря этим маркирующим горизонтам и разделяющим их малофосфатным и бесфосфатным породам разрез всей серии фосфатноносных отложений расчленяется на несколько литологически различных и латерально выдержанных элементов (слоев) мощностью от нескольких см до 6 м каждый. Опробование скважин показало, что такое расчленение подтверждается и данными химического анализа проб. Эти элементы были коррелированы в 1300 скважинах, пробуренных на месторождении. Корреляция способствовала надежному подсчету запасов и обеспечила составление реального плана отработки месторождения.

Заложение и разработка карьера были осуществлены на основе этих, заранее полученных данных, по детальной корреляции продуктивной серии.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФОСФАТОВ В НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ
МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ПАЙН-КРИК,
СЕВЕРНАЯ ТЕРРИТОРИЯ, АВСТРАЛИЯ

Мобайл Энерджи Минералз, Мельбурн, Австралия

В начале 60-х годов геологи Австралийского Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики (БМР) обнаружили ряд не – больших гидротермальных месторождений фосфатных руд в нижне – протерозойских метаморфизованных отложениях геосинклинали Пайн-Крик в северной части Северной территории Австралии.

Первое открытие было сделано Брайаном Рекстаном в 1961 г. в районе Рам Джанга при поисках урана и цветных металлов. Затем геологи БМР обнаружили еще несколько участков в районе Саут Аллигатор Ривер.

Нижнепротерозойские образования геосинклинали Пайн Крик представлены континентальными и морскими осадками с подчиненным количеством кислых и основных вулканитов. Они были интенсивно смяты, метаморфизованы и превращены в породы от зелено – сланцевой до гранулитовой фаций. Залегают они несогласно на кристаллическом фундаменте и перекрыты умеренно или слабодислоцированными средне- и верхнепротерозойскими толщами. Выше следуют меловые, затем современные отложения. Рассматриваемые породы прорваны поздне-нижнепротерозойскими – ранне-среднепротерозойскими (около 1860 млн.лет) посттектоническими гранитами. Они вмещают также до- и посттектонические силлы долеритов и дайки, а также породы, выполняющие подводящие каналы для среднепротерозойских – раннекембрийских вулканитов.

Разрез нижнепротерозойских отложений распадается на два крупных подразделения или цикла (см. таблицу). Стратиграфическая номенклатура находится в стадии разработки.

Фосфатные месторождения гидротермального типа приурочены к морским мелководным отложениям обоих циклов (район Рам Джангл) либо локализованы лишь в верхнем цикле (район Саут Аллигатор Ривер).

Месторождения сложены апатит-кварц-гематитовыми, либо

Стратиграфическая колонка и минерализация нижнепротерозойских
отложений геосинклинали Пайн-Крик

Возраст (млн. лет)	Разрез	Предполагаемые условия обра- зования	Минерализация
	СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	Обломочные отло- жения	—
	<u>Крупное несогласное</u>	—	—
1800- -1860	Гранитные интрузии	—	—
	НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ		
	Верхний цикл		
—	Песчаники, сланцы	Прогибающийся морской бассейн	Au (Pb, Zn)
—	Черные сланцы, кремни, фосфориты	Прибрежные мор- ские	U, Au, Fe, (P, Mn)
—	Полосчатые железистые кварциты	- " -	—
—	Доломиты, туфы, ве- роятно эвапориты, косослоистые песча- ники, сланцы.	- " -	—
	<u>Предполагаемое несо-</u> <u>гласие</u>	—	—
	Нижний цикл	—	—
—	Сланцы	Морской бассейн	U, Au, (Cu, Ni, Pb, Zn, Fe, Mn, Mg)
—	Глинистые песчаники, сланцы, доломиты	Прибрежный мор- ской бассейн	—
—	Кремни, железистые кварциты, латерально переходящие в вулка- ниты	- " -	—
—	Аркозовые песчаники, сланцы	- " -	—
	<u>Крупное несогласие</u>	—	—
—	АРХЕЙСКИЙ КРИСТАЛЛИ- ЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ	—	—

апатит-кварц-хлоритовыми брекчиями. Определенное количество апатита заключено в апатит-гематитовых жилах. Запасы каждого из месторождений не превышают несколько миллионов тонн фосфатных пород. Содержание P_2O_5 в среднем около 17 %, но может достигать и 37 %. Содержание Fe_2O_3 в среднем около 5 %, максимальное — до 15 %. Апатит наблюдается в виде гексагональных кристаллов размером до нескольких десятых миллиметра в поперечнике.

Апатитоносные брекчии тесно ассоциируются с урановой минерализацией, а в некоторых участках и с полиметаллической. Предполагается, что весь этот комплекс полезных ископаемых сформировался одновременно приблизительно 700 млн. лет назад и что источником рудного вещества были метасадочные породы. Гидротермы /~250°/ обеспечили лишь концентрацию материала.

УДК 553.64 + 550.4 + 551.732

Sedimentological and Geochemical aspects of Cambrian phosphogenesis - A preliminary report. Cook P. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.7-10.

The main period of Precambrian-Cambrian phosphogenesis appears to extend from about 650 m.y. with a climax at about 570-590 m.y. Phosphorites formed in a response to a broad oceanographic condition. A close link is found between oceanic upwelling and the formation of many phosphorites. High bioproductivity over wide areas of the world ocean near the base of the Cambrian is also a major positive factor.

УДК 553.64 + 551.732

Biochronology of Cambrian phosphorites - A preliminary report. Shergold J. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.10-13.

Several phases of phosphogenesis are found and biochronologically substantiated within the Cambrian phosphogenetic epoch: Early Aldanian (major phase), Late Aldanian (minor phase), Lena stage; Templtonian and Floran stages of the Middle Cambrian; Late Cambrian (minor occurrences). All known phosphorite deposits and occurrences are assigned to either stage.

УДК 553.64 + 551.7

Evolution of geological processes and Latest Precambrian phosphorites. Yanshin A. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.13-15.

Latest Precambrian-Cambrian sediments are comparatively enriched in phosphorus. Biological radiation event happened simultaneously. Both phenomena were caused by higher phosphorus content in the sea water generated most probably with hydrothermal activity accompanying the Balkalian tectonism.

Precipitation of apatite at the sediment-water interface - a non-uniformitarian process. Sheldon R.P. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.15-25.

The problem on the possibility of direct apatite precipitation from sea waters at the sediment-water interface is considered. If for modern oceanic environments it is established that phosphatic nodules from upwelling zones, enriched by phosphorus, are formed in diagenesis of mud only, the author believes the process of direct phosphate precipitation on the sea floor to be possible for paleoceans, which were different from the present day oceans in composition, circulation or both.

To prove it the considerable amount of the supplied phosphate participating in the formation of the old (Permian and Mesozoic-Eocene) phosphorite deposits, and petrographic data on the features of chemogenic formation of pellet phosphorites and phosphatic muds are discussed. Thus much evidence exists that phosphogenesis is non-uniform process that does not fall within the uniformitarianian dictum of Lyell.

Phosphogenic events - a regular distribution of phosphate accumulation in geological history. Pokryshkin A., Shkolnjik E., Zubkova I. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.25-36.

Emergence of the phosphate deposition epochs in the Pre-cambrian and Phanerozoic is substantiated with reference to the largest of them occurred at the frontiers of the Late Precambrian, the Paleozoic and Mesozoic, the Late Cretaceous and Paleogene. Evolution of organic life, paleoclimate and development of the global tectonic environment are considered among the main factors governing the processes of an extensive phosphate deposition epochs.

Кембрийская палеогеография мира и фосфогенез/ Зиглер А. – В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.36–38.

Большинство континентов в кембрии находилось в низких широтах. Такая позиция способствовала формированию устойчивых воздушных циркуляций типа трейд-винда. Ориентировка континентальных окраин благоприятствовала апвеллингу. Амплитуда колебаний уровня моря в кембрии была таковой, что карбонатообразование и аутигенная седиментация подавляли накопление терригенных осадков. Наличие эвапоритовых эпиконтинентальных бассейнов, сообщавшихся с океанами, способствовало интенсификации апвеллинга.

УДК 551.46(83 + 85)

Геологическая история зон апвеллинга у западных берегов Южной Америки/ Зиглер А., Барретт С., Казмер К. – В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.38–41.

У берегов Южной Америки функционируют две зоны апвеллинга, с которыми связано фосфоритообразование – течение Гумбольдта у берегов Перу и Карибское – у берегов Венесуэлы. Представляется, что они функционируют по крайней мере последние 200 млн. лет. Однако древние (юрские–меловые) фосфориты Перу и Колумбии не коррелируются строго с этими течениями. Они образованы не на шельфе (как это имеет место в настоящее время), а в узких трюгах, примыкающих к вулканическим областям. Шельфовые отложения, đồngовозрастные указанным фосфоритам, вдоль западного побережья Южной Америки вообще отсутствуют. Можно думать, что отложения этой зоны вместе с накапливавшимися в ее пределах фосфоритами, были субдуцированы вместе с погружающейся океанической плитой, а содержащийся в них фосфор был включен в продукты вулканических извержений и субвулканические породы.

Ил. 1.

Quaternary history of phosphate formation in the Peru-Chile Region. Burnett W. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p. 41-52.

Authigenic apatite and glauconite occur within organic-rich diatomaceous sediment from the coastal upwelling zone off Peru and Chile. Both minerals are found as unconsolidated pellets and within indurated phosphate nodules. Uranium disequilibrium dating has shown that the apatite is of Quaternary age and that episodes of phosphorite formation appear to be related to major climatic variations. The occurrence and progressive alteration of glauconite within some of these phosphate nodules also appear to be related to large scale oceanographic phenomena which have fluctuated during the Quaternary. A lateral shifting or contraction of the oxygen minimum zone and locus of maximum upwelling in response to climate variations best explains the present data.

УДК 553.64 + 551.583.7

Эпиконтинентальное фосфатонакопление и некоторые вопросы гумидного фосфогенеза / Занин Ю.Н. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.52-65.

Обзор материалов по фосфоритоносным отложениям и фосфоритам внутренних эпиконтинентальных бассейнов показывает образование их в гумидных обстановках; при этом в ряде случаев выявляется развитие на континенте процессов химического выветривания.

Проведено сопоставление этапов фосфоритообразования с глобальными изменениями таких палеогеографических и палеоклиматических факторов, как развитие трансгрессий, повышение температур и показано их определенное соответствие.

Ил. 1, табл. 2, библи. 29 назв.

Phosphatisation of soft tissue on Cambrian Crustacea.

Müller K. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.65-66.

Upper Cambrian sediments from Sweden contain a phosphatized fauna with completely preserved soft parts. Phosphatization occurred instantly either by coating or replacement. More than 80 % of Evolution of Arthropoda has been already completed by the beginning of Upper Cambrian; only minor modifications took place during the 500 m.y. of Phanerozoic.

УДК 551(517.3 + 571)

Principal geological features of Northern Mongolia and Southern Siberia. Zaitzev N. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.66-78.

The paper deals with geological structure and evolution of the Precambrian Siberian platform and East Siberia - Mongolia folded area, which is an eastern portion of the Ural-Mongolian Paleozoic folded belt.

The geological evolution of the two major Asian units was closely linked. The North Mongolian structures being a portion of the folded belt were formed as a result of the prolonged discrete development in Late Proterozoic (Riphean or Algoncian tectonic epoches) and Early Paleozoic (Baikalian or Cadomian epoches). The old crystalline basement embraces Pre-Riphean complexes. The Khubsugul phosphate-bearing series belongs to Early Paleozoic epoch. Main phosphorite deposits of the Khubsugul basin are of the Lower Cambrian age. They originated in miogeosyncline tectonic environment and locate at the base of the carbonate - siliceous assemblage.

УДК 551(517.3)

Principal features of Mongolian geology. Luvsandan-zan B. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.78-90.

Main tectonic units of Mongolia are described both in

spatial and temporal aspects. Special attention is paid to granitoides and corresponding mineralisation.

УДК 551.7(517.3)

Latest Precambrian - Cambrian biostratigraphy. Dorjnamjaa D., Korobov N., Pokrovskaya N. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.90-99.

A short review of the Later Precambrian - Cambrian stratigraphy is given. The geologic age and biostratigraphy are discussed, mostly for Lower Cambrian sediments. In the southern and western parts of the Khubsugul area previously defined biostratigraphical horizons with typical trilobite assemblages are used. The paper is supplemented with correlation chart and locality map. The Lower Cambrian age of the phosphorite in Western Khubsugul basin is confirmed.

УДК 553.64(571.51 + 517.3)

Latest Precambrian phosphorite-bearing sequence of the Eastern Sayan ridge and its correlation with Khubsugul sequence. Semeikin I. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.99-110.

The structural position of phosphorite deposits of northern (East Sayan) part of the Hubsugul phosphorite-bearing basin and the structure of sections of carbonate phosphorite-bearing formation (of Zabitskaya suite) are described. In the sections everywhere 4 sedimentation cycles of transgressively-regressive type are singled out. Phosphorites are confined to initial and final phases of the cycle. The second from below cycle is productive at most. Analogous to it is the section of the carbonate phosphorite-bearing formation (of the Doodnurskaya suite) southward - in the Hubsugul phosphorite deposit (Mongolia). Here the same cycles are singled out, and the industrial ores are confined to the second from below cycle. The East-Sayan deposits were formed in a somewhat isolated portion of the basin, which was separated from the phosphorite-bearing basin (Hubsugul proper) located far-

ther south, by paleoelevation. Phosphorite-bearing areas are confined to the slopes of paleoelevations.

УДК 553.64(517.3) + 552

Petrography of the Khubsugul phosphorite. Ratnikova G. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.110-114.

Bedded aphanitic structureless phosphorite (microsphorite) is abundant in the Khubsugul basin. Its orthochemical precipitation in shallow water on the inner shelf is established. The microspherite was the parent material for the other petrographic types of phosphorites, arising due to desintegration and granulation. Dolomitization of matrix apatite was a significant part of the granulation.

УДК 553.64(517.3)

Processes of generation of the Khubsugul phosphorite. Mikhailov A. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.114-118.

The behaviour of the phosphorus, released at decomposition of the organic substance on the carbonate precipitate surface depends on reduction - oxidation conditions. Under the oxidation conditions the decomposition products acidify the environment and cause the carbonate solution and phosphate deposition. Under the extreme reduction conditions the examined process has the opposite direction and leads to the carbonate precipitation and phosphate solution. The primary phosphate deposit in Hubsugul Basin formed according to the first type process; during diagenesis in buried deposit when the existing conditions changed into the extreme reduction, the phosphate partially dissolved and transferred to the surface of the deposit and enriched the upper interval of the last one.

УДК 553.64(571)

Old phosphorites of Siberia and Soviet Far East. Yudin N. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritogenesis. Novosibirsk, 1982, p.118-126.

The oldest apatite-bearing metamorphosed formations in the USSR are confined to the Archean Yengra series of the Aldan shield dated 2,6 - 3,0 bil.y. Similar formations of the Lower Proterozoic age occur in the Upper Vitim, Dzhugdzhur - Stanovoy, Near - Baikalian regions of Eastern Siberia. Phosphorite of the Later Proterozoic are lithologically more diversified and found in Altay-Sayan, Lena-Verkhoyan, Uda-Shantarsk, Malo-Khing'an, Judoma - Maya regions.

УДК 553.64(540)

Фосфатные породы формации Барахакштра/ Басьял Р.П. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982. с.126-137.

Фосфатные породы Малых Гималаев на юго-востоке Непала найдены в формации Барахакштра, сложенной различными песчаниками, сланцами, конгломератами и доломитами верхнепалеозойского возраста, установленного по присутствию гондванской флоры. Вулканические песчаники, галечные сланцы и конгломераты образуют три литологических подразделения, содержащих фосфатные горизонты.

Фосфаты залегают обычно в виде обломочных зерен и гальки. Наблюдается также фосфатизация вмещающей породы и вулканических обломков. Содержание P_2O_5 в общем не превышает 8 %, лишь в фосфатных гальках достигая 14 %. Региональные сопоставления и данное исследование показывают, что формации типа Барахакштра не содержат богатых фосфатных месторождений. В Малых Гималаях Непала поиски фосфоритов следует вести в отложениях группы Мидленд (Pt - Pz).

Ил. I, табл. 2, библи. 20.

УДК 553.64(540)

Element variation patterns in the phosphatic stromatolite columns and intercolumnar carbonates and bulk phosphorites from the rocks of Udaipur, Rajasthan, India. Srivastava N., Saigal G., Banerjee D. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.137-146.

Variation of major and minor element's distribution in phosphorite and associated dolomite of Kanpur, Matoon and Jha-

markotra deposits has been studied. P_2O_5 content in phosphorites varies from 18 to 37 % and in dolomite from 1 to 8 %. Mg in the Matoon phosphorite changes from 0,04 to 2,25 % and in the Jhamarkotra from 0,65 to 16 %. SiO_2 content in phosphorite is 4-7 %, while in adjoining rocks 1-6 %, and Al_2O_3 - 1,5-3,7 % and 2-3 5 respectively. Mn content in phosphorite is considerably less than in dolomite. Columnar stromatolitic phosphorite is enriched in Cr, Ni, Co comparatively with dolomite. No such correlation exists in bulk variety of phosphorite.

УДК 553.64(540) + 55I.72

Геология докембрийских фосфатноносных строматолитовых отложений района Удайпур (Раджастхан, Индия)/ Чоудхури Р. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.146-149.

Столбчатые фосфатные строматолиты были образованы путем осаждения *in situ* кальцита и синхронным замещением карбонатных образований коллофаном. Строматолиты при жизни обуславливали возникновение специфических физико-химических условий. Концентрация фосфата в строматолитовых фосфоритах столь велика, что ее нельзя объяснить только прижизненными процессами.

УДК 553.64(73) + 55I.782.I

Структурный контроль миоценового фосфатонакопления - прибрежная равнина и континентальный шельф юго-востока США/ Ригтс С. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.149-150.

Структурами первого порядка определяется распространение фосфатноносных отложений, структурами второго порядка (поднятия и прогибы) - границы фосфатноносных районов, а структурами третьего порядка - положение отдельных залежей или групп залежей, которыми, в свою очередь, контролируется размещение до - бычных карьеров, месторождений.

УДК 553.64(86I) + 55I.763

Меловые фосфориты Колумбии/ Замбрано Ф.Дж. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.150-151.

Меловые фосфориты обнаружены в восточной части Кордильер Колумбии. Невыветрелые разности фосфоритов, карбонатные по составу, небогаты по содержанию P_2O_5 , в выветрелых - содержится до 35 % P_2O_5 . Установленные запасы одного из месторождений - около 22, а потенциальные ресурсы - 465 млн.т фосфоритов.

УДК 553.64(94)

Геология и генезис месторождения фосфоритов Ди-Три
Ховард П. - В кн.: Геология месторождений фосфоритов и проблемы фосфоритообразования. Новосибирск, 1982, с.151-153.

Месторождение фосфоритов Ди-Три и соседние с ним месторождения были сформированы в мелководных заливах, эстуариях, лагунах, в пределах полосы кластических осадков шириной 3-7 км. Эта полоса протягивалась вдоль палеоокраины бассейна Джорджина. Месторождения возникли в тех участках, где имел место привнос фосфатного материала с близлежащей суши.

УДК 553.64(94)

Economic geological development of the Phosphate Hill Phosphorite deposit, Queensland, Australia. Rogers J. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.153-155.

Phosphate hill deposit is a part of the bigger Dachsen deposit. In 1975-78 1.067 mln.t phosphorites was mined. Productive unit of the Beetle Creek formation was found to contain numerous thin interlayers (0,5-30 cm) of collophane phosphorites, phosphatic shale and cherts, building ten horizons, each up to 6 m thick. A mine was developed using these parameters.

553.64(94) + 551.72

Phosphate deposits in Lower Proterozoic Metasediments in the Pine Creek Geosyncline, Northern Territory, Australia. Pritchard P. - In.: Geology of Phosphorite Deposits and Problems of Phosphoritegenesis. Novosibirsk, 1982, p.155-157.

Lower Proterozoic (> 1860 m.y.) metasediments and basic volcanics contain apatite-quartz-hematite and apatite-quartz-chlorite breccia. Some of the apatite is present in apatite-

hematite veins. Breccias are closely associated with uranium and in some places with lead, zinc and copper mineralization. Average P_2O_5 content is about 17 %. Several small deposits have been found, each amounting to a few million tonnes of phosphorites.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Кук П. Седиментологические и геохимические аспекты кембрийского фосфогенеза (предварительные соображения)...	7
Шерголд Дж. Биостратиграфия кембрийских фосфоритов (предварительные данные).....	10
Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов и фосфориты пограничных слоев докембрия-кембрия	13
Шелдон Р.П. Осаждение апатита на границе вода-осадок - неуниформистский процесс	15
Покрышкин В.И., Зубкова И.М., Школьник Э.Л. Эпохи фосфатонакопления - закономерное распределение крупнейших концентраций фосфоритов в геологической истории Земли	25
Зиглер А. Кембрийская палеогеография мира и фосфогенез ...	36
Зиглер А., Барретт С.Ф., Казмер К.С. Геологическая история зон апвеллинга у западных берегов Южной Америки	38
Барнетт У. Образование фосфатов в регионе Перу-Чили в четвертичном периоде	41
Занин Ю.Н. Эпиконтинентальное фосфатонакопление и некоторые вопросы гумидного фосфогенеза	52
Мюллер К. О фосфатизации мягких тканей кембрийских организмов	65
Зайцев Н.С. Основные черты геологии Северной Монголии и Южной Сибири	66
Лувсанданзан Б. Основные черты геологического строения МНР	78
Доржнямажаа Д., Коробов М.Н., Покровская Н.В. Биостратиграфия верхнего докембрия и кембрия Северной Монголии ..	90
Семейкин И.Н. Структура разрезов позднекембрийской фосфоритоносной формации Восточного Саяна и их корреляция с разрезом Хубсугульского месторождения МНР	99
Ратникова Г.И. Петрография Хубсугульских фосфоритов	110
Михайлов А.С. Процессы образования фосфоритов Хубсугульского бассейна	114
Юдин Н.И. Древние фосфориты Сибири и Дальнего Востока	118
Башьял Р. Фосфатоносные породы формации Барахзкетра	126
Сривастава Н., Сайгал Г.С., Банерджи Д.М. Картина изменения содержания элементов в столбчатых фосфатных стро-	

матолитах, межстолбчатых карбонатах и массивных фосфоритах из пород Удайпура (Раджастхан, Индия).....	I37
Чоудхури Р. Геология докембрийских фосфатоносных строматолитовых отложений района Удайпур (Раджастхан, Индия)	I46
Риггс С. Структурный контроль миоценового фосфатонакопления – прибрежная равнина и континентальный шельф юго-востока США	I49
Замбрано Ф. Дж. Меловые фосфориты Колумбии	I50
Ховард П. Геология и генезис месторождения фосфоритов Дитри	I51
Роджерс Дж. К. Месторождение фосфейт-Хилл	I53
Притчард П. Месторождения фосфатов в нижнепротерозойских метасадочных толщах геосинклинали Пайн-Крик, Северная территория, Австралия	I55

CONTENTS

Preface	6
Cook P. Sedimentological and Geochemical aspects of Cambrian phosphogenesis - A preliminary report	7
Shergold J. Biochronology of Cambrian phosphorites - A preliminary report	10
Yanshin A. Evolution of geological processes and Latest Precambrian phosphorites	13
Sheldon R. Precipitation of apatite at the sediment - water interface - a non-informitarian process	15
Pokryshkin A., Shkolnjik E., Zubkova I. Phosphogenic events - a regular distribution of phosphate accumulation in geological history	25
Ziegler A. Cambrian world paleogeography and phosphogenesis	36
Ziegler A., Barrett S., Kazmer C. Geologic history of the upwelling zones off western South America	38
Burnett W. Quaternary history of phosphate formation in the Peru-Chile Region	41
Zanin Yu. Epicontinental phosphate accumulation and some problems of humid phosphogenesis	52
Müller K. Phosphatisation of soft tissue on Cambrian Crustacea	65
Zaitzev N. Principal geological features of Northern Mongolia and Southern Siberia	66
Luvsandanzan B. Principal features of Mongolia geology ..	78
Dorjnamjaa D., Korobov N., Pokrovskaya N. Latest Precambrian-Cambrian biostratigraphy	90
Semeikin I. Latest Precambrian phosphorite-bearing sequence of the Eastern Sayan ridge and its correlation with Khubsugul sequence	99
Ratnikova G. Petrography of the Khubsugul phosphorite ...	110
Mikhailov A. Processes of generation of the Khubsugul phosphorite	114
Yudin N. Old phosphorites of Siberia and Soviet Far East	118
Bashyal R. Phosphatic rocks of Barahakshetra formation ..	126
Srivastava N., Saigal G., Banerjee D. Element variation	

patterns in the phosphatic stromatolite columns and intercolumnar carbonates and bulk phosphorites from the rocks of Idaipur, Rajasthan, India	137
Choudhuri R. Geology of the phosphate-bearing Precambrian stromatolitic rocks of Udaipur in Rajasthan, India - an appraisal of the status of investigation	146
Riggs S. The relationship of Miocene Phosphorite sedimentation to structure on the coastal Plain - Continental shelf, Southeastern United States	149
Zambrano F.J. Cretaceous phosphorite of Colombia	150
Howard P. The geology and genesis of the D-Tree phosphorite	151
Rogers J. Economic geological development of the Phosphate-Hill Phosphorite deposit, Queensland, Australia..	153
Pritchard P. Phosphate deposits in Lower Proterozoic Metasediments in the Pine-Creek Geosyncline, Northern Territory, Australia	155

Св. темат. план 1982, поз. 17

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ
И ПРОБЛЕМЫ ФОСФОРИТОБРАЗОВАНИЯ
Сборник научных трудов

Ответственный за выпуск
Юрий Николаевич Занин

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 20.10.82. МН 05061.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 10,75 + 3 вкл. Уч.-изд. л. 10,0.
Тираж 500. Заказ 385. Цена 1 руб.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.