Г. И. Бушинский

ДРЕВНИЕ ФОСФОРИТЫ АЗИИ И ИХ ГЕНЕЗИС

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

G. I. BUSHINSKY

OLD PHOSPHORITES OF ASIA AND THEIR GENESIS

(Transactions, vol. 149)

PUBLISHING «NAUKA»

Moscow 1966

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. И. БУШИНСКИЙ

ДРЕВНИЕ ФОСФОРИТЫ АЗИИ И ИХ ГЕНЕЗИС

(Труды, вып. 149)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1966

УДК 552.5(5)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик *Н. М. Страхов*

EDITORIAL BOARD:
Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kuznetzova, V. V. Menner, P. P. Timofeev

RESPONSIBLE EDITOR
Academician *N. M. Strakhov*

ПРЕДИСЛОВИЕ

За последние 30 лет на территории Азии в древних толщах, главным образом в рифейских и кембрийских отложениях, открыто большое количество новых фосфоритовых месторождений и фосфатопроявлений. Широкое распространение древних фосфоритов свидетельствует о былом существовании большого числа более или менее самостоятельных фосфоритоносных бассейнов или районов. Эти открытия имеют принципиальное значение, так как они изменяют наше представление о развитии фосфоритов в геологической истории Земли и дают новые материалы об их генезисе и о возможностях нахождения фосфоритовых месторождений.

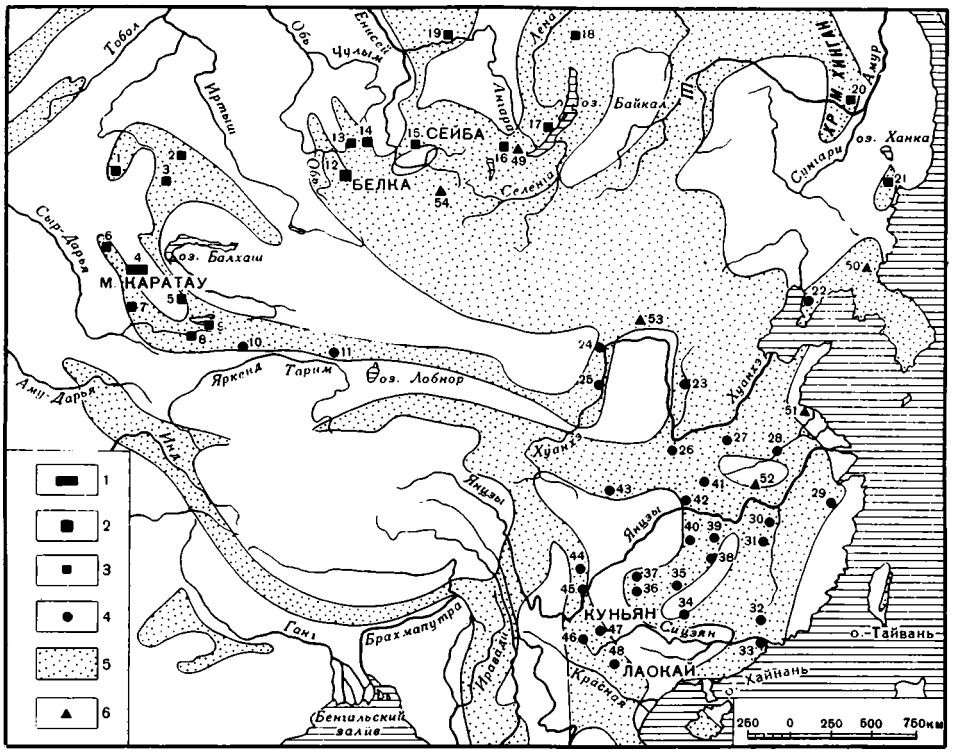
Понятия «рифей» и «синий» близки, но, по-видимому, не вполне однозначны. Стратотип рифея на Южном Урале (Шатский, 1960; Келлер, 1963), как мне представляется, полнее китайского синия. Н. С. Шатский предложил выделить рифей в ранг группы, но китайские геологи считают синий системой. В дальнейшем изложении мы будем употреблять оба эти термина в том значении, в каком они употребляются в соответствующих региональных работах. Однако понятие «рифей» имеет то преимущество, что для него разработаны методы стратиграфии и в опорных разрезах установлен возраст отдельных его частей как по органическим остаткам, так и в абсолютном летоисчислении (Келлер, 1963). Возраст нижнего рифея находится в пределах 1500—1300 млн. лет, среднего — 1300—1100 млн. лет и верхнего — 1100—560 млн. лет.

Если принять за стратотип рифея южноуральский разрез, то встанет вопрос, не окажется ли комплекс Баньси Южного Китая нижней частью рифея? Действительно, породы этого комплекса сравнительно слабо метаморфизованы и не всюду резко отделяются от синийских пород. Однако решение этого вопроса — дело будущего.

Между отложениями рифея и кембрия выделяется вендский комплекс (Келлер, 1963). Однако этот комплекс выделен далеко не везде, поэтому отвечающие ему слои часто описываются то как синийские, то как рифейские.

В течение 1958—1960 гг. мною посещены следующие месторождения рифейских и кембрийских фосфоритов (фиг. 1): Каратау в Казахстане, Белка в Горной Шории, Сейба в Восточном Саяне, Фынтай в провинции Аньхой в Китае, Куньян в провинции Юннань, а также ряд месторождений в провинциях Гуйчжоу, Хэнань, Хубэй, Хунань и Ляонин. Месторождения Каратау посещались мною совместно с Мэн Сян-хуа, Белка и Сейба — с Тан Тянь-фу, китайские месторождения — совместно с проф. Е. Лянь-цзюнем и Чэн Сан-пэем (Геологический институт Академии наук Китая), Чжэн Чжи (Институт минерального сырья Министерства геологии Китая) и другими геологами. Помимо ознакомления с месторождениями на месте, автор изучал образцы и шлифы фосфоритов из китайских провинций Цзянси, Чжецзян, Хунань, Сычуань, Шэньси, Хэбэй и Шаньдунь, а также из автономного района Внутренняя Монголия, из Вьетнама, Кореи и Западного Прибайкалья.

Обзор апатитов и фосфоритов Китая с картой месторождений опубликован Ли Шэн-сы (1956) и затем Н. А. Красильниковой (1958). Геологические разрезы и карта китайских фосфоритовых месторождений опубликованы также в книге «Основы тектоники Китая» (1962), составленной китайскими геологами. В этой же книге сказано, что наиболее крупные и богатые фосфоритовые месторождения относятся к нижнему кембрию и находятся в Южном Китае.



Фиг. 1. Обзорная карта древних фосфоритоносных районов Азии. Залежи фосфоритов кембрийского и более древнего возраста:

Залежи фосфоритов кембрийского и рифейского возраста: *1* — район крупных фосфоритовых месторождений; *2* — район средних фосфоритовых месторождений; *3* — район мелких фосфоритовых месторождений и фосфатопроявлений; *4* — район фосфоритовых скоплений разных размеров; *5* — площади с выходами рифейских (синийских) и кембрийских отложений; *6* — район дорифейских фосфоритов или апатитов. Номера фосфоритоносных районов на карте: *1* — Улутау; *2* — Шидерты; *3* — Атасу; *4* — Малый Каратау; *5* — Кендыктас; *6* — Большой Каратау; *7* — Джебаглы; *8* — Джетымтоо; *9* — Сарыджас; *10* — Калпинтаг; *11* — Куруктаг; *12* — Горная Шория; *13* — Белый Ус; *14* — Батени; *15* — Сейба; *16* — средняя и восточная часть Восточного Саяна; *17* — Западное Прибайкалье; *18* — Байкало-Патомское нагорье; *19* — Енисейский кряж; *20* — Малый Хинган; *21* — Ханкайский район; *22—47* — районы без названий; *48* — Лаокай; Дорифейские залежи; *49* — Слюдянка; *50—53* — районы без названий; *54* — Сангилен

Настоящая работа является предварительным обобщением литературного материала и наших наблюдений. В ней приведены сведения по геологии не только крупных, но и мелких месторождений и фосфатопроявлений, необходимые для понимания особенностей фосфоритоносных бассейнов, их тектонического положения и развития, а также для выяснения закономерностей размещения и генезиса фосфоритов.

Пользуюсь случаем выразить свою глубокую благодарность проф. Е Лянь-цзюню, Чжэн Чжи, Мэн Сян-хуа, Чэн Сан-пэю, а также В. В. Архипову, А. Н. Сухариной, А. И. Сажину, В. К. Козырину, А. М. Шигареву, Б. М. Жуковскому, О. П. Егоровой и другим советским и китайским геологам за любезно оказанную мне помощь при выполнении этой работы.

Транскрипция китайских стратиграфических терминов принята по книге «Региональная стратиграфия Китая» (1960), географических названий — по карте Китая масштаба 1 : 7 000 000, изд. ГУКГ 1956 г. Описание фосфоритоносных районов Китая было составлено в 1961 г. и послано в Институт геологии Академии наук Китая. В соответствии с пожеланиями этого института в настоящем издании сделано упрощение геологической, географической и экономической характеристик китайских фосфоритоносных районов и месторождений, а их наименования заменены цифрами.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

РАЗМЕЩЕНИЕ РИФЕЙСКИХ И КЕМБРИЙСКИХ ФОСФОРИТОВ ПО ОСНОВНЫМ ТЕКТОНИЧЕСКИМ ЕДИНИЦАМ АЗИИ

По особенностям геологического строения принято различать фосфоритоносные районы геосинклинальных и платформенных областей.

В геологической структуре Азии выделяется ряд байкальских и каледонских геосинклинальных складчатых областей, или зон, три крупные досинийские платформы и несколько устойчивых внутригеосинклинальных и межгеосинклинальных массивов.

Размещение фосфоритов в пределах каждой из этих структурных единиц весьма неравномерно и своеобразно. Наиболее крупные фосфоритовые залежи сосредоточены в Улутау-Тяньшаньской и Алтае-Саянской геосинклинальных областях, а также в Синаньской, или Куньмин-Сычуаньской впадине на юго-востоке Китайской платформы.

Раздел А
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

Среди древних отложений Азии фосфориты известны в Улутау-Тяньшаньской и Алтае-Саянской складчатых областях, а также в Восточном и Северном Прибайкалье, на Енисейском кряже, Малом Хингане и в Ханкайском районе. Возраст фосфоритов в Улутау-Тяньшаньской складчатой области нижне- и среднекембрийский, а в остальных областях — преимущественно рифейский.

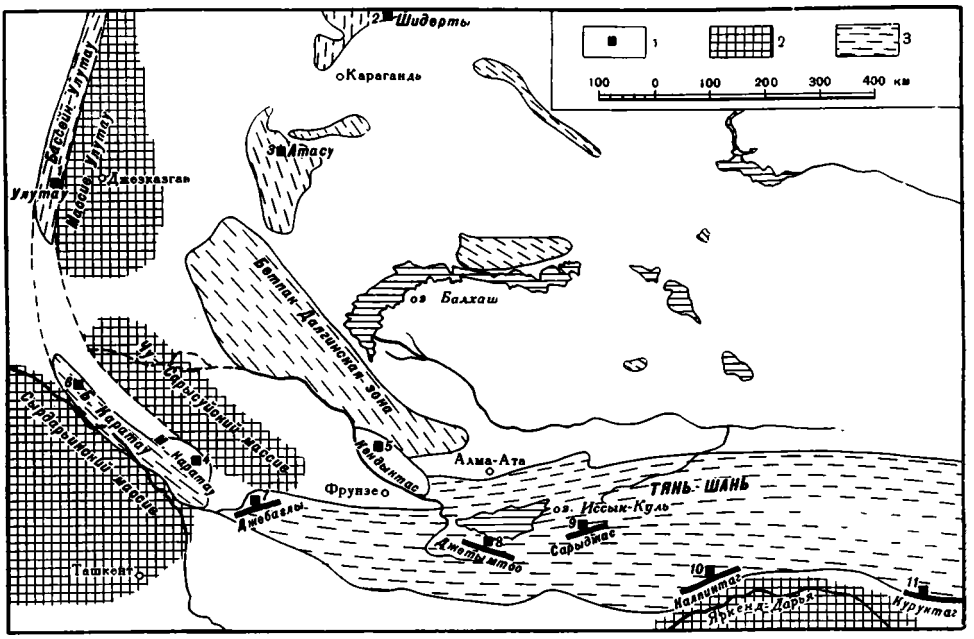
Глава I
УЛУТАУ-ТЯНЬШАНЬСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Небольшой горный хребет Улутау находится на юго-западной окраине Центрального Казахстана. Складки этого хребта имеют меридиональное простирание. К югу они погружаются под мезозойские отложения Чуйской впадины, поворачивают на юго-восток и затем выходят на поверхность, образуя хр. Каратау, или Большой Каратау. У юго-восточного края этого хребта выделяются небольшие горы Малого Каратау. Далее на восток простирается система горных хребтов Тянь-Шаня.

К Улутау-Тяньшаньской области, по-видимому, можно отнести и Бетпакдалинскую зону, ядро которой тоже сложено древними толщами. Насколько далеко идет эта зона к северу — неясно, но весьма вероятно, что она простирается на северо-запад и на север в Кокчетавскую обл., где выходят на поверхность черные сланцы кембрия (Анкинович, 1961).

Фосфориты встречаются на всем пространстве Улутау-Тяньшаньской области, протяженность которой равна около 2000 *км*. На северо-западе ее известны фосфоритоносные районы Центрального Казахстана, на юге — Каратау, а далее на восток простирается ряд районов в Тянь-Шане (фиг. 2).

Рифейские образования Центрального Казахстана сложены преимущественно терригенными и вулканогенными толщами общей мощностью 8—15 *км* (Штрейс, 1960). Только в Атасу-Моинтинском районе она уменьшается до 2 *км*. Среди этих пород изредка встречаются линзы мраморов, слои графитовых и железистых кварцитов, которые могут



Фиг. 2. Схема Улутау-Тяньшаньской геосинклинальной области в кембрийское время

1 — фосфоритоносный район; *2* — предполагаемые массивы суши в нижнем кембрии; *3* — геосинклинальные области. Значения *1—11* те же, что на фиг. 1

представлять некоторый интерес с точки зрения фосфоритоносности. Фосфатопроявлений в рифее Казахстана до настоящего времени не обнаружено.

Отложения кембрия распространены довольно широко. Р. А. Борукаев (1960) выделяет десять геосинклинальных прогибов, в строении которых принимают участие кембрийские отложения.

Нижний кембрий[1] залегает резко несогласно на рифейских отложениях. Он представлен вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями — спилитами, кератофирами, кремнисто-хлоритовыми сланцами, граувакками, аркозовыми песчаниками, конгломератами и брекчиями.

Средний кембрий представлен преимущественно кремнистыми и кремнисто-глинистыми осадками. На востоке и северо-востоке района в первой половине среднего кембрия происходили излияния лав. Обстановка осадконакопления в среднем кембрии прекрасно охарактеризована Р. А. Борукаевым: «В начале среднего кембрия почти во всех зонах геосинклинальной области страна переживала процесс общего опускания, приведшего к трансгрессии среднекембрийского моря... Широкой транс-

[1] После того как возраст фосфоритов Каратау и ванадиеносного горизонта Тянь-Шаня начал признаваться нижнекембрийским, встал вопрос о пересмотре возраста остальных древних толщ Казахстана. Не исключено, что толщи, отнесенные Р. А. Борукаевым к нижнему кембрию, являются рифейскими, а отнесенные им к среднему кембрию — нижнекембрийскими.

грессии, захватившей даже отдельные участки верхнепротерозойских антиклинорных поднятий, способствовало образование к этому времени сравнительно спокойного рельефа и незначительное относительное превышение области сноса над уровнем морских бассейнов... Привнос терригенного материала был сравнительно небольшим, и поэтому осадконакопление шло замедленно... Вулканическая деятельность в основном ограничивалась поступлением в морские воды большого количества термальных вод и фумарол, что способствовало выпадению кремнезема и в небольших количествах — железа и марганца и образованию различно окрашенных яшм» (Борукаев, 1960, стр. 87). Для выяснения истинной роли фумарол и гидротерм отложения среднего кембрия нуждаются в более детальном литологическом изучении.

Верхний кембрий и тремадок сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями с небольшими прослоями известняков. Мощности большие — достигают 1—4 *км*.

В Центральном Казахстане обособляется его юго-западная часть, или район Улутау, составляющий как бы продолжение хребта Каратау. В отложениях среднего кембрия этого района выделяется курумсакская свита (мощность 50—60 *м*), сложенная углистыми кремнисто-глинистыми ванадиеносными сланцами и яшмами с прослоями доломитов и фосфоритовыми конкрециями. Эта свита, по-видимому, отвечает фосфоритоносному горизонту Малого Каратау. Выше залегает курайлинская свита темно-серых известняков, пестроцветных кремнистых сланцев, глинисто-хлоритовых сланцев и песчаников, общей мощностью 350 *м*.

Фосфориты известны в трех районах: 1) Улутау, Сарысай (№ 1), Шидерты, или Чидерты (№ 2), и Атасу (№ 3).

В районе Улутау фосфориты приурочены к булантинской свите нижнего кембрия и к курумсакской свите среднего кембрия.

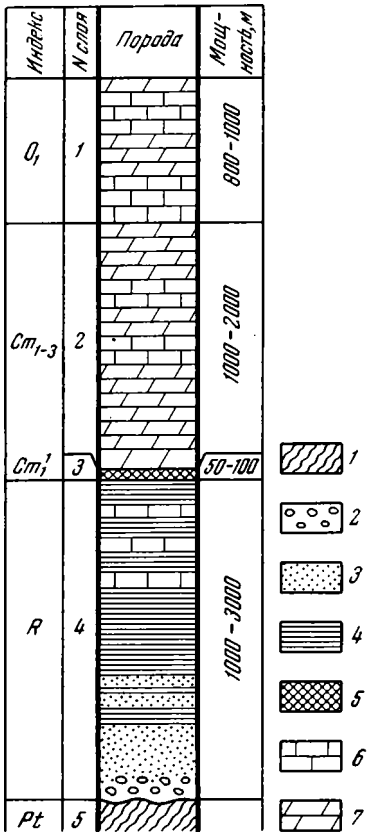
К северо-востоку от Байконура в восточном крыле Сарысайской мульды А. Л. Книппер (1957) в пачке кремнисто-глинистых сланцев булантинской свиты обнаружил три пласта оолитового фосфорита. Нижний пласт фосфорита мощностью 0,5—0,7 *м* прослежен на расстоянии 1,5 *км*. Второй и третий пласты выклиниваются через несколько сотен метров. Вместе с фосфоритами встречаются слои туфо-песчаников. Фосфатсодержащие кремнистые сланцы подстилаются туфопесчаниками с редко рассеянными гнездами фосфатов. На западном крыле мульды развиты мелко- и крупнозернистые кварцевые песчаники, изредка содержащие гнезда фосфатов и горизонты оолитовых халцедоновых пород. А. Л. Книппер считает, что фосфориты Сарысайского месторождения парагенетически связаны с комплексом обломочных и пирокластических пород, фациально замещающихся покровами лав.

З. Д. Попова (1959) опубликовала девять химических анализов пород Сарысайского месторождения. Она отмечает, что мощность пластов алюмофосфатов составляет несколько метров и что образцы для анализа взяты из коры выветривания. Все образцы оказались алюмофосфатами с примесью кварца от 12 до 34%. В наиболее богатом образце определено: SiO_2 13,38%; P_2O_5 40,06%; Al_2O_3 27,70%; Fe_2O_3 0,28%; CaO следы; H_2O^- 7,70%; H_2O^+ 8,21%; п.п.п. 2,21%; TiO_2, MgO, Na_2O и CO_2 не обнаружено. Позднее З. Д. Попова (1963) нашла и минералы группы апатита — франколит, фторапатит и подолит. Она выделила две фации фосфатных пород — фосфоритную, слагающую южную часть месторождения (протяженность ее 1,5 *км*) и алюмофосфатную, приуроченную к центральной и северной частям месторождения (протяженность 7,6 *км*). Слои фосфатов залегают среди фосфатсодержащих сланцев.

Химические анализы образцов фосфорита, доставленных А. Л. Книппером, опубликованы Б. М. Гиммельфарбом (1959). По этим анализам фосфориты булантинской свиты оказались тоже алюмофосфатами.

В наиболее богатом образце определено: P_2O_5 34,40%; CaO 0,97%; Al_2O_3 28,33%; Fe_2O_3 6,14%; фтора не обнаружено.

Немного южнее этого месторождения в том же районе в 1950 г. фосфориты были найдены П. П. Дрожжевой и О. В. Нарчемашвили, но в более высоком горизонте, относящемся уже к среднему кембрию. Вмещающие породы — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Пересекающие их фосфатно-кремнистые прожилки, до 5—6 *см* толщиной, содержат P_2O_5 от 2 до 17%. Фосфатно-кремнистые конкреции размером 2—5 *см*, рассеянные в сланцах, содержат P_2O_5 от 8 до 15%. В шлифе это аморфный или слабо раскристаллизованный фосфат. Этот фосфоритоносный горизонт, по-видимому, относится к курумсакской свите.



3. Разрез древних толщ хр. Малый Каратау.

1 — сланцы и филлиты; *2* — конгломераты; *3* — песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — фосфоритоносная свита; *6* — известняки; *7* — доломиты

Район фосфатопроявления Шидерты находится в бассейне реки того же названия, в Павлодарской области. Фосфатопроявления обнаружены А. И. Смирновым в сасыксорской свите верхней половины среднего кембрия (Гиммельфарб, 1959). Эта свита представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, общей мощностью около 1500 *м*. Среди кремнисто-глинистых сланцев, известняков и алевролитов встречаются линзы и стяжения с содержанием P_2O_5 2—13%. Фосфат в них аморфный и кристаллический.

Фосфатопроявление в Атасуйском районе (№ 3) находится у северо-западной окраины гор Джаксы-Байгул. Здесь в железнодорожной выемке среди кремнисто-глинистых сланцев нижнего и среднего кембрия залегают четыре небольшие линзы черных сильно пиритизированных фосфоритов и фосфатсодержащих песчаников, мощностью 0,05—1 *м*, нижнесреднекембрийского возраста (Боровиков, 1960). Фосфориты кварцево-песчанистые, окварцованные, фосфат аморфный, причем содержание P_2O_5 в отдельных образцах достигает 18%. Л. И. Боровиков указывает на признаки фосфоритоносности кембрийских отложений Северного Прибалхашья, гор Еременьтау и хр. Чингиз.

Фосфоритоносный район Малого Каратау (№ 4)

Фосфоритоносный район Малого Каратау является, пожалуй, наиболее крупным в Азии. Общие запасы фосфоритов в нем, подсчитанные до глубины 200—250 *м*, со средним содержанием P_2O_5 26,3%, превышают один миллиард тонн (Гиммельфарб, 1946). Геология и фосфоритоносность этого района освещена в работах П. Л. Безрукова (1954), Б. М. Гиммельфарба и А. С. Соколова (1954), Г. И. Макарычева (1957), Мэн Сян-хуа (1959, 1960), Б. М. Гиммельфарба и др. (1962) и других геологов, поэтому здесь можно ограничиться лишь кратким обобщением, необходимым для сравнения с другими районами.

Невысокие горные хребты Большого и Малого Каратау представляют собой две параллельные складчатые зоны северо-западного простирания. На границе этих зон проходит продольное внутригеосинклинальное поднятие, сложенное протерозойскими толщами. С обеих сторон оно ограничено серией разломов.

Промышленная фосфоритоносность развита в хр. Малый Каратау. Его длина составляет около 120 *км*, ширина до 25 *км*. Под девонскими отложениями здесь залегают следующие образования (фиг. 3):

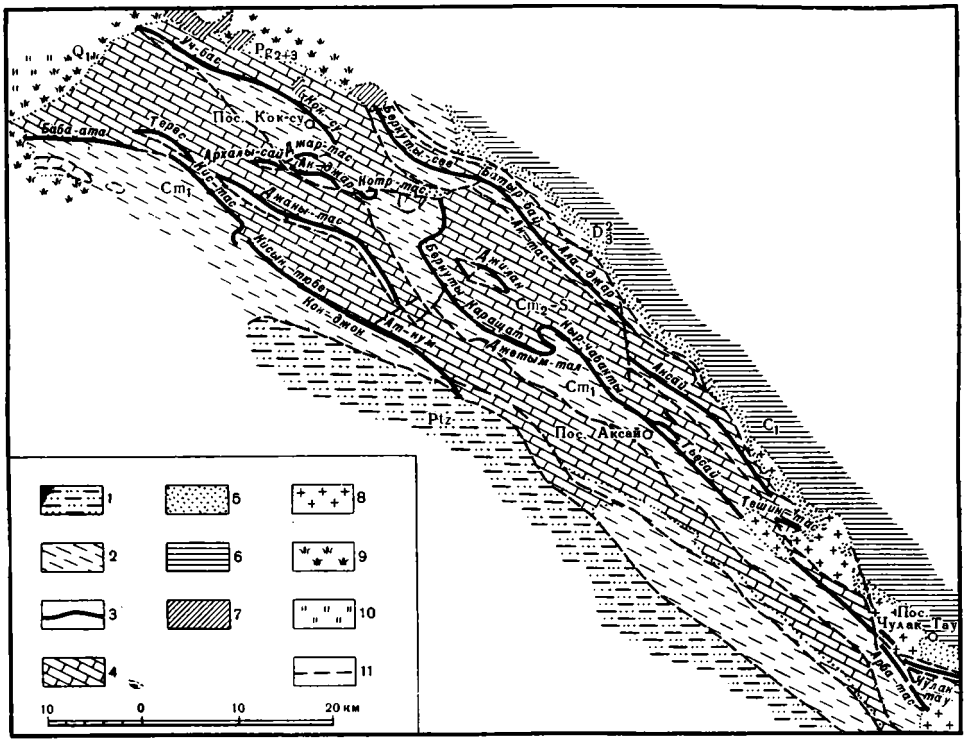
		Мощность, *м*
O_1	1. Тамдинская свита, верхняя часть. Известняки и доломиты желтовато-серые	800—1000
Cm_{2-3}	2. Тамдинская свита, нижняя часть. Доломиты желтовато-серые, вверху иногда пачки известняков. В основании свиты встречаются трилобиты, хиолиты и фосфатные раковины *Lingulella*	1000—2000
Cm_1	3. Фосфоритоносная свита, залегает несогласно. Вблизи поднятий внизу содержит гальку подстилающих пород и кварцевые песчаники с доломитовым цементом	50—100
R	4. Каройская серия. Нижняя часть серии сложена конгломератами, аркозовыми (туфогенными) и кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами; средняя — глинистыми сланцами, кварцево-аркозовыми алевролитами и песчаниками; верхняя — фиолетовыми и серыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями и пачками водорослевых доломитизированных известняков мощностью до 50 *м*. В кремнистых сланцах П. Л. Безруков указывает примесь туфогенного материала. Возраст каройской серии условно определяется как рифейский. Эта серия венчается малокаройской свитой, содержащей, по сообщению Б. М. Келлера, строматолиты вендского комплекса, а по данным С. Г. Анкиновича (1961) — остатки дискоидальных археоциат	1000—3000
	Каройская серия обычно отделяется от подстилающей кокджотской серии разломами, но на юго-востоке Малого Каратау, где нет разломов, связана с ней постепенными переходами.	
Pt	5. Кокджотская серия. Кварцево-серицитово-хлоритовые сланцы, филлиты, рассланцованные туфогенные и кварцевые песчаники с редкими пачками известняков. Мощность — несколько километров.	

Все слои интенсивно дислоцированы, разорваны сбросами, нередко поставлены на голову или опрокинуты. Благодаря сбросам фосфоритоносная свита прослеживается в виде нескольких узких полос, образуя на выходах серию месторождений (фиг. 4). К юго-западу от каждой полосы расположены подстилающие, а к северо-востоку — покрывающие слои.

Возраст фосфоритоносной свиты долгое время считался среднекембрийским на основании находок трилобитов в 6—10 *м* выше ее кровли по р. Коксу (Гиммельфарб, 1950). На этом основании и подстилающая фосфоритоносная свита была отнесена к среднему кембрию. По аналогии с ними стали считать среднекембрийскими и ванадиеносные сланцы Большого Каратау, Улутау и Чаткало-Нарынской зоны Киргизии.

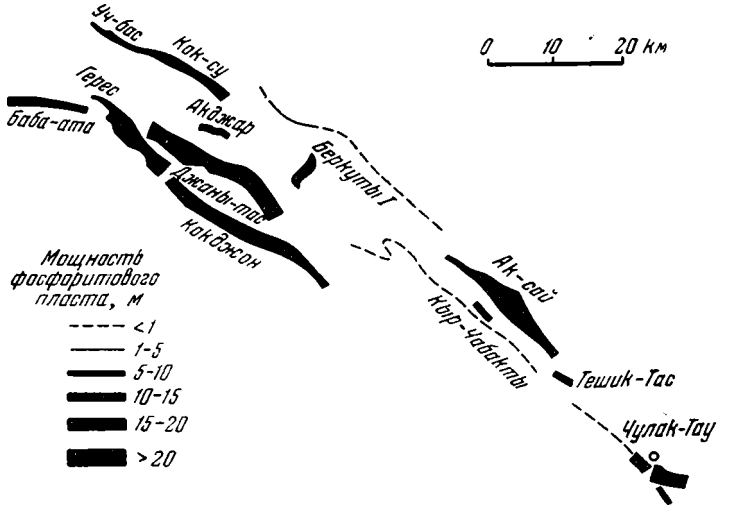
Позднее в нижней части фосфоритоносной толщи на водоразделе рек Беркуты и Шидерты З. А. Журавлева нашла *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Vermiculites irregularis* (Reitlinger) и другие формы, чаще всего встречающиеся в вендском комплексе, но нередко заходящие и в нижнюю часть кембрийских отложений. В марганцево-железистом горизонте встречены хиолиты, обломки трилобитов и брахиопод. На породах этого горизонта местами залегают серые известняки или доломиты с примесью обломочных кварцевых зерен и с обломками трилобитов.

Более богатая фауна трилобитов из рода *Ushbaspis* и др. встречена Б. М. Келлером в вышележащих темно-серых известняках на р. Ушбас (Учбас) в урочище Аулие-Таргой по правобережью сая Таргой. По заключению Б. М. Келлера и Н. В. Покровской, род *Ushbaspis* gen., nov.



Фиг. 4. Обзорная карта фосфоритоносного района хр. Малый Каратау, по П. Л. Безрукову (1954)

1 — протерозой; кокджотская свита: филлиты, кварцево-серицито-хлоритовые сланцы (Prt); *2* — нижний кембрий, каройская свита: туфогенные и аркозовые песчаники, аргиллиты, силициты (Cm_1); *3* — средний кембрий, фосфоритная толща (Cm_2); *4* — средний кембрий — нижний силур, тамдинская свита: доломиты, известняки ($Cm - S_1$); *5* — верхний девон, фаменский ярус: конгломераты, аркозовые песчаники (D_3^2); *6* — нижний карбон, турнейский и визейский ярусы: известняки, песчаники (C_1); *7* — палеоген, эоцен и олигоцен: известковистые песчаники, глины (Pg_{2+3}); *8* — каледонские граниты (γ); *9* — древнечетвертичные отложения: глины, известняки (Q_2); *10* — четвертичные отложения: пески, супеси, галечники (Q_2); *11* — тектонические разрывы, взбросы, надвиги, сдвиги, сбросы.



Фиг. 5. Схематическая карта выходов фосфоритового пласта в хр. Малый Каратау. Мощности указаны для фосфоритового пласта с содержанием P_2O_5 выше 25%

принадлежит к семейству Redlichidae Poulsen, характерному для низов кембрия. Отсюда возраст фосфоритоносной свиты условно может быть определен как самая нижняя часть кембрия. Марганцево-железистый горизонт отнесен этими авторами к алданскому ярусу кембрийской системы.

Строение фосфоритоносной свиты и мощность фосфоритного пласта в различных частях Малого Каратау весьма изменчивы (фиг. 5). По литологическим признакам свита делится на пять более или менее выдержанных горизонтов (сверху вниз) (фиг. 6):

1. Кремнисто-карбонатный горизонт. Бурые и желтовато-серые доломитизированные известняки и доломиты, местами песчанистые и с тонкими прослойками кремнистых пород и пластовых фосфоритов. В районе Чулактау среднее содержание P_2O_5 в горизонте равно 4,0%, нерастворимого остатка 25—30%. Мощность горизонта 1—20 *м*. С подстилающими и покрывающими слоями горизонт связан непрерывными переходами.

2. Марганцево-железистый горизонт. Доломиты и доломитизированные известняки с примесью марганцевых и железистых карбонатов, с тонкими фосфоритовыми и кремнистыми прослойками. Средний химический состав горизонта в районе Чулактау следующий (в %): нерастворимый остаток — 16,4; P_2O_5—9,0; CO_2 — 16,2; MnO — 0,7; R_2O_3 — 11,2. Наибольшее развитие этот горизонт имеет в долине Малого Кароя, где его мощность равна 1—5 *м*, а содержание MnO достигает 6—8%.

В западной части Малого Каратау (месторождения Коксу, Учбас, Кокджон и др.) кремнисто-карбонатный и марганцево-железистый горизонты замещаются тамдинскими доломитами, которые налегают непосредственно на фосфоритовый горизонт.

3. Продуктивный, или фосфоритовый, горизонт. Пластовые фосфориты черные и темно-серые, тонкозернистые, с кремнистыми и карбонатными прослойками. В нижней части горизонта иногда встречается плоскогалечный фосфоритовый конгломерат. Содержание P_2O_5 в горизонте 23—29%. Мощность горизонта варьирует в широких пределах — от нуля до 20 *м*, редко до 40 *м*, обычно 5—12 *м*.

4. Кремнистый горизонт. Кремнистые породы черные, серые и желтовато-белые, с прослойками, линзочками и отдельными зернами фосфорита. Некоторые разновидности кремнистых пород почти целиком состоят из однолучевых спикул губок (Мэн Сян-хуа, 1959). На юго-западе Малого Каратау кремнистый горизонт фациально замещается фосфоритами. Залегает на неровной карманообразной поверхности нижних доломитов, что хорошо видно на юго-западе района. Мощность кремнистого горизонта равна 10—25 *м*.

В районе Чулактау среднее содержание P_2O_5 в горизонте равно 3—6%, нерастворимого остатка — 75%, MnO — 0,2%.

5. Горизонт нижних доломитов. На юго-западе района начинается слоем кварцевого песчаника с гальками каройских сланцев. Выше залегают доломиты светло-серые, массивные и тонкослоистые, с рассеянным пиритом. Содержание P_2O_5 в пробах нижних доломитов варьирует обычно от 1 до 10%. В районе Чулактау среднее содержание P_2O_5 равно 3%, нерастворимого остатка — 14%. Горизонт залегает на размытой поверхности каройских слоев. Мощность изменяется от нуля до 12 *м*, в среднем равна около 8 *м*.

Средний химический состав фосфоритовых пластов (в %) важнейших месторождений, по Б. М. Гиммельфарбу и А. М. Тушиной (1960), следующий:

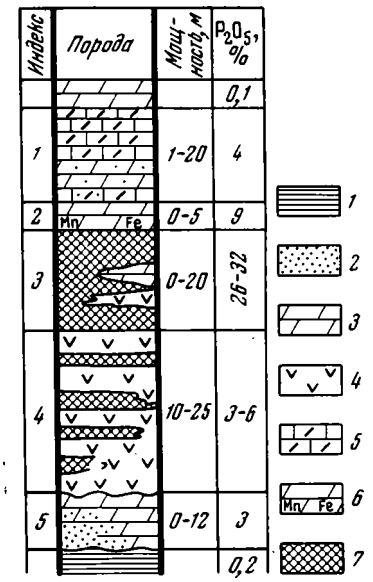
Месторождения	P_2O_5	Нерастворимый остаток	CO_2
Чулактау	25,9	16,5	7,5
Аксай	23,7	15,2	9,0
Джанытас	25,6	15,9	7,1

Обращает внимание высокое содержание углекислоты, которая связана преимущественно с доломитом.

В зоне выветривания фосфориты немного обогащены за счет удаления карбонатов и части сульфидной серы. Фосфатное вещество также местами растворено и переотложено в форме опоковидных, тонкополосчатых, марганцовистых и брекчиевидных фосфоритов (Смирнов и Тушина, 1960).

Минералогический состав фосфатного вещества фосфоритов месторождения Чулактау изучалось многими авторами (Бушинский, 1952;

Озеров, Гриншпан и Бушинский, 1956; Тушина, 1960; Гиммельфарб и Тушина, 1960; Трухачева, 1962). По данным этих авторов, фосфатным веществом является фторапатит. Он представлен тремя важнейшими разновидностями — аморфной или криптокристаллической, в форме шестиугольных табличек в окремнелых фосфоритах и кристаллических зерен в контактово-метаморфизованных фосфоритах. Возможно, что первая форма является переходной от фторапатита к франколиту. К западу от Чулактау фосфат находится в форме франколита (Бушинский, 1952) или фторкарбонатапатита (Гиммельфарб и др., 1962).



Фиг. 6. Разрез фосфоритоносной свиты хр. Малый Каратау.

1 — глинистые сланцы; *2* — кварцевые песчаники; *3* — доломиты; *4* — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; *5* — доломитизированные известняки; *6* — доломиты марганцовистые и железистые; *7* — фосфориты

Различаются фосфатные и нефосфатные структурные элементы фосфоритов. Фосфатными элементами являются кристаллики, зерна, оолиты, песчинки, гальки и цемент; нефосфатными — терригенный и аутигенный кварц, кальцит, доломит, пирит, глинистое и органическое вещество. Сочетания этих элементов в различных вариациях дают большое разнообразие типов фосфоритов.

Характерны два типа фосфоритов — зернистый и зернисто-оолитовый. Оба они содержат кремнистые и карбонатные примеси и присутствуют в составе фосфоритовых галек, давая галечный тип фосфорита.

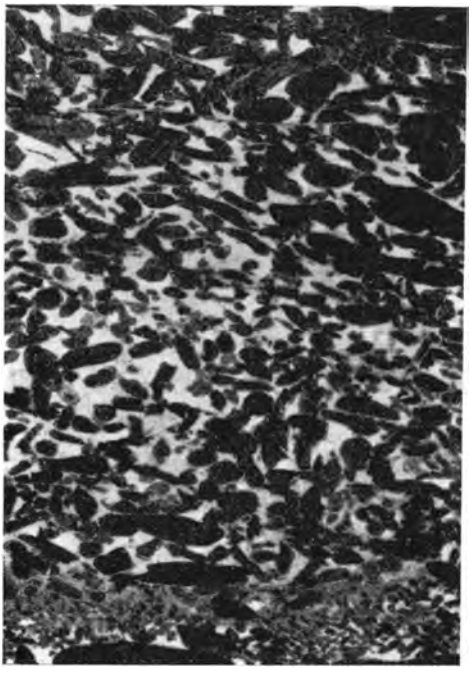
Зернистый фосфорит состоит из округлых фосфатных зерен и фосфатного и карбонатно-кремнистого цемента (табл. I, *1*). Фосфатные зерна обычно имеют размеры 0,1—0,3 *мм* и нередко бывают покрыты тонкими фосфатными оболочками.

Оолитовый фосфорит состоит из фосфатных оолитов и фосфатного или карбонатно-кремнистого цемента (табл. I, *2*). Обычно фосфатные оолиты имеют крупное ядро и тонкую концентрически-слоистую фосфатную оболочку. Ядром почти всегда служат мелкие (0,05—0,1 *мм*) фосфатные и весьма редко — кварцевые зерна. Нередко встречаются сложные оолиты, состоящие из нескольких фосфатных песчинок или зерен, заключенных в общую концентрически-слоистую фосфатную оболочку.

Среди фосфоритовых галек различаются плоские и округлые гальки. Они тоже сложены фосфатными зернами или оолитами (табл. I, *3*). У поверхности галек сохранились полусферы зерен или оолитов (вторая половина истерта при окатывании). Это весьма важный признак, по которому можно уверенно отличить гальку или песчинку от конкреции. Однако во многих случаях поверхность галек бывает настолько сильно корродирована доломитом, что становится трудно отличимой от поверхности конкреций. Таковы гальки, слагающие плоскогалечный конгломерат в Чулактау. Первоначально Б. М. Гиммельфарб и А. С. Соколов (1954) приняли их за фосфоритовые конкреции. Позднее К. Д. Табылдиев (1958) нашел в этом конгломерате кремневые гальки и поэтому фосфоритовые образования счел возможным назвать гальками. В. Н. Холодов и А. С. Карякин (1960) посвятили статью этому спорному вопросу. В месторождении Джилан они наблюдали угловатые, эллипсоидальные или округлые обломки фосфоритов и кремней, залегающие в углублениях неровной поверхности нижних доломитов. По их мнению, это

конгломерато-брекчия, возникшая в результате подводных оползней и одновременного размыва и окатывания обломков волнами.

При изучении плоскогалечного конгломерата в Чулактау мы не обнаружили его связи с подводными оползнями. Поэтому следует согласиться с К. Д. Табылдиевым и допустить, что наблюдения В. Н. Холодова и А. С. Карякина относятся к частному случаю, возможно, действительно связанному с оползнями.

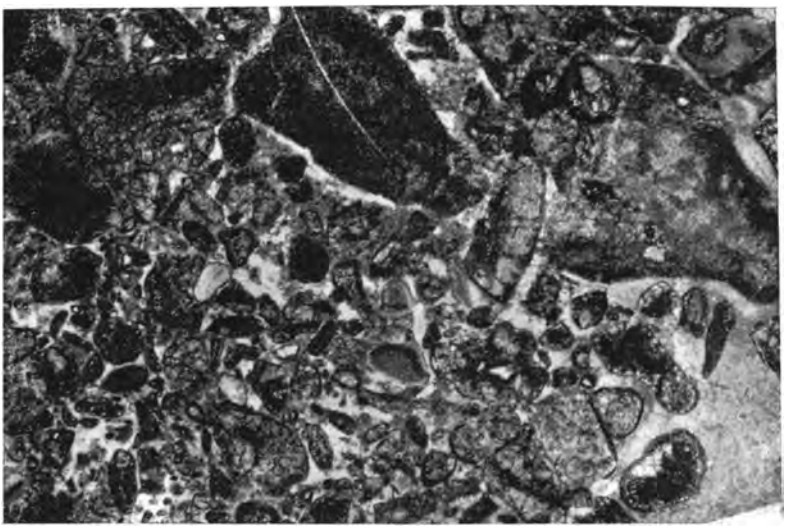


Фиг. 7. Плоскогалечный конгломерат. Плоские гальки фосфорита в доломитовом цементе. Нат. вел. Месторождение Чулактау. Каратау

Различаются два типа фосфоритовых конгломератов — плоскогалечный и с округлыми гальками. В плоскогалечном конгломерате, как указывает само название, гальки фосфорита плоские, хорошо окатанные (фиг. 7). Обычно они представляют зернисто-оолитовый богатый фосфорит. В месторождении Чулактау гальки фосфорита заключены в мелкокристаллическом доломите и сильно корродированы последним. Они образуют довольно выдержанный горизонт, мощностью 0,2—0,6 *м*, залегающий в нижней части фосфоритового пласта. В этом горизонте выделяются слои с чешуйчатым расположением галек, направленным то в одну, то в другую сторону. Такое строение галечника характерно для пляжевых отложений.

Конгломерат с округлыми гальками содержит также и угловатые гальки (фиг. 8). Фосфориты в составе галек разнообразные — зернистые, оолитовые и зернисто-оолитовые. Цемент этого конгломерата также доломитовый, агрессивный, корродирующий гальки. Конгломерат распространен в месторождении Кокджон, где он характеризует мелководную зону.

Доломит представлен двумя основными формами — пелитоморфной (криптокристаллической и микрокристаллической) и мелко- или среднекристаллической. Пелитоморфный доломит развит преимущественно в глубоководной зоне (месторождение Акджар), где он слагает пласты



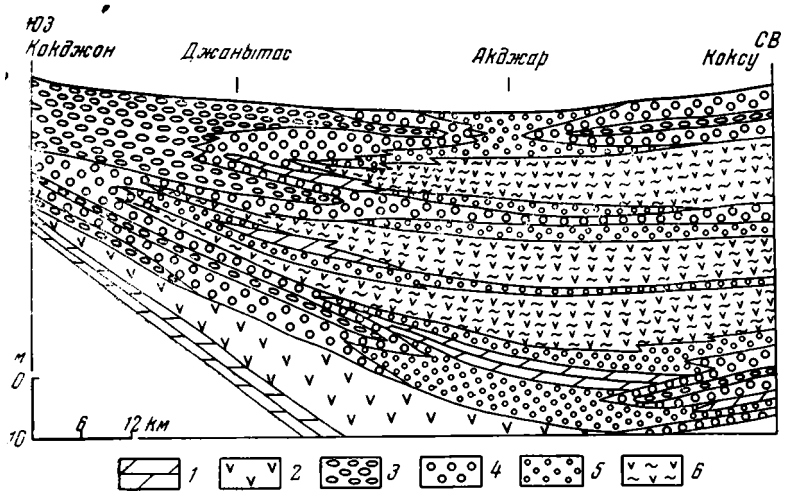
Фиг. 8. Конгломерат из округлых и угловатых фосфоритовых галек в доломитовом цементе. Увел. 2. Образец Мэн Сян-хуа. Месторождение Кокджон, Каратау

и линзы или присутствует в виде примеси в кремнисто-глинистых сланцах и фосфоритах. Вторая форма доломита приурочена к мелководной зоне. Здесь доломит присутствует главным образом в форме цемента фосфоритовых зерен, песчинок и галек, нередко замещая фосфат. Кристаллики доломита часто ромбоэдрические.

Древние размеры фосфоритоносного бассейна Малого Каратау были значительно больше современных. Если расправить складки, то ширина бассейна окажется равной 100—150 *км*, а его длина, возможно, достигнет 500 *км*. При средней мощности фосфоритового пласта 7 *м* и объемном весе 3,0 получим палеогеографический запас фосфоритов около 1 000 млрд. *т*. Исходя из среднего содержания P_2O_5 в пласте, равного 25%, палеогеографический запас P_2O_5 составит 250 млрд. *т*, а P — 110 млрд. *т*.

Фациальные изменения фосфоритового горизонта от мелководной зоны к более глубоководной изучены Мэн Сян-хуа (1959, 1960) и представлены на фиг. 9. Мелководная зона располагалась у юго-западного края Малого Каратау на северном склоне внутригеосинклинального поднятия (месторождение Кокджон). Мощность фосфоритового пласта здесь варьирует от 2 до 20 *м*, обычно 5—10 *м*, среднее содержание P_2O_5 в пласте равно 30—32%. Фосфориты зернистые, с оболочками, и зернисто-оолитовые. Во всем фосфоритовом пласте снизу доверху рассеяны песчинки и гальки фосфорита и зерна терригенного кварца. Цемент фосфатный и частью доломитовый. Доломит выполняет поры и местами замещает фосфат. Редко встречаются остатки рифовых известковых водорослей *Oncolithes*. Наблюдается косая слоистость, похожая на прибрежно-морскую (табл. II, *1*).

К северо-востоку отсюда в сторону более глубоководной зоны (месторождение Акджар) происходит уменьшение размеров и количества фосфоритовых галек, песчинок и зерен, а также песчинок кварца, исчезновение косой слоистости, онколитов, расщепление фосфоритового пласта в результате вклинивания кремнистых и доломитовых слоев, понижение качества фосфорита вследствие увеличения кремнистых, глинистых и карбонатных примесей. Широко развито окремнение фосфорита — замещение фосфатных зерен и фосфатного цемента халцедоном и кварцем



Фиг. 9. Фациально-литологический профиль через фосфоритоносный бассейн хр. Малый Каратау вкрест простирания. Составлен по данным Мэн Сян-хуа (1960).

1 — доломиты; *2* — кремнистые породы; *3* — фосфориты конгломератовые и зернисто-оолитовые с примесью галек; *4* — фосфориты зернистые, часть зерен с фосфатными оболочками; *5* — фосфориты зернистые, зерна без оболочек; *6* — глинистые и глинисто-кремнистые породы

с новообразованием короткопризматических и таблитчатых кристаллов апатита и ромбоэдров доломита. Мощность фосфатной серии возрастает.

На северо-восточной окраине района, в месторождении Коксу, снова, но незначительно, увеличивается примесь терригенного кварца. Здесь распространены мелкозернистые фосфориты, характерные для сравнительно глубоководной зоны (табл. II, *2*).

Признаки мелководья имеются и в восточной части Малого Каратау (месторождения Аксай и Чулактау), о чем свидетельствует наличие песчинок и галек фосфорита.

Таким образом, наиболее богатые фосфориты отлагались в мелководной зоне, на склоне внутригеосинклинального поднятия, в условиях более медленного прогибания по сравнению с глубоководной зоной.

Как видно из рассмотренного фациального профиля, снос терригенного материала происходил с юго-запада и северо-востока.

Хорошо окатанные зерна кварца в песчанике (табл. II, *3*), залегающем в месторождении Кокджон под фосфоритовым горизонтом, а местами и над ним, и почти мономинеральный кварцевый состав этого песчаника заставляют предполагать, что кварцевые зерна были принесены с гумидной платформы, которая располагалась, по данным С. Г. Анкиновича (1961), к юго-востоку и юго-западу от пролива Каратау (см. фиг. 2).

Трудно допустить, чтобы источником этого кварца было внутригеосинклинальное поднятие, так как при перемывании песков на пляже полиминеральность их сохраняется. Но если это и так, то приходится делать и второе, в настоящее время маловероятное допущение, что прогиб Большого Каратау, по крайней мере часть его, находящаяся южнее Малого Каратау, была заполнена осадками и представляла собой мелководье, через которое мог переноситься среднезернистый кварцевый песок. Этот весьма интересный вопрос еще недостаточно ясен и требует дальнейшей разработки.

Рассматривая историю тектонического развития Малого Каратау, П. Л. Безруков писал следующее: «По мере нивелировки древних

горных сооружений каройские осадки становились более тонкозернистыми, и далее началось накопление кремнистых и затем карбонатных пород; фациальный состав осадков к концу нижнего кембрия начал утрачивать типичный геосинклинальный характер» (Безруков, 1954, стр. 27).

К этому же времени начала затухать и вулканическая деятельность. Эвгеосинклиналь Каратау перешла в стадию миогеосинклинали. К последней и приурочено фосфатонакопление.

Фосфоритоносный район хребта Кендыктас (№ 5)

В 350 *км* восточнее хр. Малый Каратау в горах Кендыктас, или Кандыктас, К. И. Дворцова (1958) выделила наркызылскую свиту среднего кембрия и обнаружила в ней фосфориты. Эта свита сложена сланцами, песчаниками, известняками и местами массивными кремнистыми породами. Для нее характерно частое чередование песчаников и сланцев с горизонтами фосфатсодержащих известняков и кремнистых сланцев. Обычное содержание P_2O_5 в этих горизонтах равно 2—5%, редко 10—20%. В одном пятиметровом горизонте известняка, обнаженном по правому берегу р. Наркызыл, отмечены небольшие линзы фосфорита с содержанием P_2O_5 27—32%. Известняки серые до черных, местами доломитизированные, часто с прослоями и линзами кремня.

Местами непосредственно выше горизонта фосфатсодержащих пород залегают черные глинисто-кремнистые и глинисто-углисто-кремнистые сланцы и массивные кремнистые породы с остатками спикул губок и радиолярий. В черных глинисто-кремнистых сланцах содержание ванадия колеблется от 0,1 до 1%.

Фосфориты Кендыктаса темно-серые, почти черные, оолитовые, залегают в виде мелких линз. Спектральными анализами в фосфоритах и фосфатсодержащих карбонатных и кремнистых породах установлено почти постоянное присутствие V от 0,1 до 1%; Zn от 0,01 до 0,1%, Ni от 0,001 до 0,01%; Ba, Sr, иногда Co, Cr, Be, Mo.

Наркызылская свита подстилается сугандинской свитой терригенных пород, мощностью 700—1000 *м*, предположительно нижнекембрийского возраста.

Позднее район Кендыктаса изучали Л. И. Боровиков и Л. Н. Краськов (1963). Они установили, что наркызылская и сугандинская свиты К. И. Дворцовой не являются самостоятельными литологическими свитами, и объединили их в кендыктасскую серию. В нижней части этой серии ими найдены трилобиты среднего, а в верхней — верхнего кембрия. Таким образом, если в Каратау возраст фосфоритов понижен от среднего кембрия к нижнему, то в Кендыктасе он повышен от среднего к верхнему кембрию.

Фосфоритоносные районы Большого Каратау и Советской части Тянь-Шаня (№ 6—9)

К западу от хр. Малый Каратау протягивается полоса выходов отложений рифея и кембрия в хр. Большой Каратау (см. № 6 на фиг. 1). Рифейские отложения обоих этих районов преимущественно терригенные, с примесью туфогенного материала. Нижний кембрий Большого Каратау существенно отличен. Он начинается байконурской свитой несортированных полимиктовых песчаников, алевролитов, хлоритово-серицитовых сланцев и своеобразных конгломератов, которые многими исследователями принимались за тиллиты. Г. И. Макарычев (1957) склонен считать их конгломератами свала, а С. Г. Анкинович (1961) — тиллитами, которые отложены ледником материкового типа. Мощность свиты 20—120 *м*.

Вышележащая курумсакская свита примерно соответствует фосфоритоносной свите Малого Каратау. Она в основном сложена кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, вверху с двумя прослоями доломитизированных известняков. Мощность ее 10—60 *м*.

В сланцах встречаются радиолярии и спикулы губок, местами переполняющие породу. На северо-западе района сланцы преимущественно кремнистые, мощность их равна 25—30 *м*, а на юго-востоке — главным образом глинистые, мощностью 5—10 *м*. В верху этой свиты залегают черные ванадиеносные углисто-кремнистые сланцы, представляющие собой тонкое чередование кремнистых, углисто-глинистых и глинистых сланцев (Е. А. Анкинович и С. Г. Анкинович, 1959; Анкинович, 1961). Мощность их на северо-западе Большого Каратау равна 4—5 *м*, на юго-востоке — 12—13 *м*.

Кулантауская свита параллелизуется с нижней частью тамдинской свиты Малого Каратау. Вблизи этого хребта она сложена карбонатными породами с пачками водорослевых известняков, далее к северо-западу (Центральный Каратау) в ее составе преобладают доломиты, в северо-западном Каратау внизу разреза — серые кремнистые сланцы, а вверху — преимущественно тонкослоистые известняки. В сланцах довольно часты кристаллы пирита и доломита. Мощность свиты 100—400 *м*. Возраст свиты определяется находками трилобитов, характерных для верхов среднего кембрия.

В нижней части сланцев на контакте с ванадиеносным горизонтом встречаются фосфоритовые и кремнисто-фосфоритовые конкреции эллиптической или шаровидной формы. Размеры конкреций варьируют от величины горошины до 20—25, чаще всего 5—8 *см* в диаметре. Мощность пачки фосфоритоносных сланцев варьирует от 6—7 до 17 *м*. Конкреции в ней распределены более или менее равномерно, но их больше внизу. Местами наблюдается сгущение конкреций в виде прослоев. Конкреции имеют концентрически-зональное строение и сложены аморфным фосфатом, подолитом или фторапатитом, с примесью кремнистого и глинистого материала. По периферии конкреций, на контакте их с вмещающими сланцами, обычно наблюдается тонкая кайма, состоящая из кварца и мельчайших зерен фторапатита. Содержание P_2O_5 во всей фосфоритоносной пачке варьирует от 1—2 до 6—8%, в отдельных конкрециях — от 10 до 30%. В глинисто-кремнистых сланцах встречаются хорошо выдержанные прослои углистых и углисто-глинистых доломитистых сланцев.

Верхняя часть кулантауской свиты сложена тонкослоистыми или массивными известково-глинистыми кремнистыми сланцами. Известняки местами доломитизированы и баритизированы.

К востоку от хр. Малый Каратау в Джебаглинских горах (№ 7) Таласского Алатау, по данным В. А. Соколова (1946), прослеживается курамсакская свита с ванадиеносными углисто-кремнистыми сланцами, обогащенными фосфором.

Южнее оз. Иссык-Куль, в хребтах Джетымтоо (№ 8) и Кок-Ийримтоо, В. В. Шабалин и К. О. Сагындыков (1960) указывают в древних толщах три горизонта углисто-кремнистых пород. Из них нижний горизонт относится к синию — нижнему кембрию, средний — к среднему кембрию и верхний, содержащий граптолиты,— к нижнему ордовику. Средний горизонт содержит фосфоритовые желваки. Ванадий отмечается в среднем и верхнем горизонтах.

По данным В. Г. Королева (1962), в основании разреза хр. Джетымтоо залегает протерозойская свита Большого Нарына. Она сложена кислыми эффузивами с прослоями спилитов, кварцево-серицитовых сланцев и мраморов; общая мощность 2000—3000 *м*.

Отделяясь крупным несогласием, выше располагается джетымская серия синия — нижнего кембрия (условно). Она начинается горизонтом

нижних тиллитоподобных конгломератов мощностью 350—2500 *м*. Выше идут зеленые и вишнево-красные сланцы и песчаники, затем известково-хлоритовые сланцы и известняки общей мощностью 250—300 *м*.

Выше, отделяясь небольшим несогласием, залегает шорторская серия среднего кембрия — нижнего ордовика с ванадиеносными сланцами и фосфоритами. Мощность этой серии 500—700 *м*.

Она покрывается зелеными песчаниками и сланцами среднего — верхнего ордовика мощностью 650—1200 *м*.

Строение шорторской серии в шорторском (северном) типе разрезов хр. Джетымтоо, по данным В. В. Шабалина и К. О. Сагындыкова (1960), следующее (сверху вниз):

		Мощность, *м*
O_1	1. Чередующиеся слои тонкоплитчатых серицитово-глинистых, серицитово-кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев . . .	100
Cm_{2-3}	2. Известняки, частью доломитизированные, серые и темно-серые, с прослоями темно-серых сланцев. В верхней части свиты найдены трилобиты верхнего кембрия	200—500
Cm_2?	3. Углисто-кремнистые сланцы темно-серые и черные, с прослоями и линзами серых известняков. С поверхности обохрены и огипсованы	50—60
»	4. Углисто-кремнистые сланцы черные и темно-серые Слои 3 и 4 объединяются в свиту кремнистых пород.	50—60
»	5. Свита верхних тиллитоподобных конгломератов. Серые, зеленовато-серые и темно-серые рассланцованные слюдистые песчаники с редко рассеянными гальками разных размеров. Встречаются прослои зеленовато-серых кремнистых и хлоритово-кремнистых алевролитов и углисто-кремнистых сланцев	50—100

Общая мощность шорторской серии 500—700 *м*.

В хр. Кок-Ийримтоо верхняя часть шорторской серии развита более полно. Так, в верху карбонатной толщи этой серии появляются слои черных углисто-глинистых сланцев и зеленовато-серых алевролитов. В составе нижнего ордовика большое развитие приобретают углисто-кремнистые сланцы с прослоями углисто-глинистых граптолитовых сланцев.

Желваки фосфорита присутствуют в значительных количествах в отдельных прослоях углисто-кремнистых сланцев и кремнистых алевролитов шорторской серии. Эти сланцы изобилуют пиритом, содержат примесь анкерита и сидерита, отличаются повышенным содержанием ванадия и молибдена.

М. М. Адышев (1964) указывает, что в Тянь-Шане ванадиеносная толща залегает прямо на «тиллитах», со следами перерыва. На основании сопоставления разрезов Сарыджаса и Куруктага он относит «тиллиты» к докембрию, а ванадиеносный горизонт — к нижнему кембрию.

В хр. Сарыджас (№ 9) фосфориты в ванадиеносном горизонте были найдены И. П. Новохатским (Соколов, 1946). Углисто-глинисто-кремнистые сланцы развиты здесь во всей толще отложений от нижнего кембрия до силура (Анкинович, 1961).

Фосфоритоносный бассейн в пределах Советской части Тянь-Шаня во время накопления отложений шорторской серии представлял собой узкий мелководный прогиб шириной 10—15 *км*. На юге он ограничивался полосой срединных поднятий — отмелей. Севернее этого прогиба, за полосой поднятий, простиралась Терскейская эвгеосинклиналь. Происходившая в ней бурная вулканическая деятельность, по мнению В. Г. Королева, В. В. Шабалина и К. О. Сагындыкова, была источником ванадия, фосфора и других элементов. Повышенное содержание этих элементов наблюдается в прослоях, обогащенных органическим веществом и пиритом.

Таким образом, полоса нижне- и среднекембрийских углисто-кремнистых сланцев, обогащенных фосфором и ванадием, протягивается от

хр. Улутау на юго-восток через Большой Каратау и Тянь-Шань вплоть до китайской границы. Фосфориты в пределах этой полосы желваковые и промышленных месторождений не образуют. Возрастные и фациальные взаимоотношения их с фосфоритами Малого Каратау во многом неясны.

Фосфоритоносные районы Китайской части Тянь-Шаня (№ 10—11)

В южных отрогах восточной части Тянь-Шаня в хребтах Калпинтаг (№ 10) и Куруктаг (№ 11) фосфориты открыты китайскими геологами в 1958 г.

Хр. Калпинтаг расположен у северо-западного края Таримской платформы. По данным Гао Цзюнь-цзе (1959), на зеленых песчаниках и алевролитах предположительно среднесинийского возраста несогласно залегают переходные слои от синия к нижнему кембрию, возраст которых также определен условно. Они начинаются конгломератами, которые выше сменяются красными песчаниками, глинистыми сланцами и песчанистыми мергелями. Далее следуют нижние доломиты и доломитизированные известняки с прослоями песчаников и конгломератов, относимые к нижнему кембрию.

На нижних доломитах залегает фосфоритоносная пачка. Она начинается горизонтом кремнистых пород (мощностью 3 *м*), которые выше переходят в углистые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями доломитизированных известняков и фосфоритов. В сланцах прослежено от 2 до 6 слоев пластовых и частью желваковых фосфоритов. Местами преобладают то пластовые, то желваковые фосфориты, иногда брекчиевые или песчанистые. Нижние и средние слои лучшего качества. Мощность их 0,2—1 *м*, редко до 2 *м*. Выше идут фосфатсодержащие доломитовые известняки, битуминозные мергелистые доломиты и мощная толща кремнистых доломитов (верхние доломиты). Фосфоритоносная пачка тоже считается нижнекембрийской.

Средний кембрий (?) представлен доломитами, доломитизированными известняками и красными гипсоносными мергелями.

Кембро-ордовик сложен мощной толщей известняков и доломитов с конкрециями и линзами кремня. В верху этой толщи залегают комковатые буро-красные известняки.

Фосфориты распространены в восточной части Калпинтага на большой площади и сопровождаются черными углистыми глинисто-кремнистыми сланцами с характерным комплексом химических элементов, как и в Советском Тянь-Шане. Интересно, что в Калпинтаге желваковые и пластовые фосфориты и углистые сланцы сочетаются в одном разрезе.

Хр. Куруктаг (№ 33) расположен значительно восточнее хр. Калпинтаг, у северо-восточного края Таримской платформы. Оба эти хребта разделены молодым прогибом Акшу-Курнель. Геологическое строение Куруктага изучалось Ху Шу-юном (1958), Гао Цзюнь-цзе (1959) и А. С. Макуриным (1960). Геологический разрез района следующий:

		Мощность, *м*
O	1. Известняки серые, вверху буро-красные, с прослоями известково-глинистых песчаников и ракушняков.	
Cm_3	2. Известняки серые, тонкослоистые, кремнистые, с трилобитами, вверху с прослоями известняковых плоскогалечных конгломератов	150
Cm_2	3. Известняки серые, бурые и черные, с трилобитами, местами окремнелые, внизу известково-глинистые сланцы с остатками спикул губок	200

		Мощность, *м*
	В западном Куруктаге средний кембрий представлен фиолетово-красными и серыми известковистыми сланцами с прослоями известняков (Гао Цзюнь-цзе, 1959).	
Cm_1	4. Известняки темно-серые, тонкослоистые. Ху Шу-юн (1958) указывает в них археоциаты и трилобиты *Redlichia* sp., *Palaeolenus* sp., *Kootenia* sp. и др.	50
	5. Чередующиеся слои черных и серо-белых кремнистых пород с желто-зелеными андезитовыми порфирами. Редко встречаются прослои темно-серых известняков	230—700
	6. Фосфориты пластовые, темно-бурые и серые до черных, афанитовые, вверху фосфоритовые конкреции	0,2—0,5
	7. Кремнистые породы серо-зеленые и бурые, тонкослоистые, вверху с фосфоритами	5
	8. Известняки серо-черные, глинистые, афанитовые, тонкослоистые, фосфатсодержащие, слегка окремнелые, внизу с примесью кварцевого песка, вверху переходящие в кремнистые породы	2—5
Sn	9. Свита Хонглочены. Тиллоиды серо-зеленые	300
	10. Свита Инчуань. Известняки темно-серые, вверх переходящие в кварцевые песчаники и далее в глинистые сланцы . .	130
	11. Свита Лочен. Глинистые сланцы тонкослоистые, местами с прослоями эффузивных пород типа спилитов	500
	12. Свита Замокрыбулак. Глинистые сланцы, переходящие вверх путем переслаивания в кварцевые песчаники . . .	780
	13. Свита Отунбулак. Тиллоиды с прослоями серо-зеленых алевритово-песчано-глинистых пород. Валуны и гальки в тиллоидах чаще хорошо окатанные, несортированные, размер их колеблется от 1 см до 1—3 *м* в диаметре. Цемент сложен неокатанным и несортированным материалом, внешне он напоминает микробрекчию. Состав обломков: гранитоиды, гранито-гнейсы, гнейсы, порфиритоиды, известняки и кварцевые породы	1600
	14. Свита Чжаобисань. Серые и серо-черные тиллитоподобные конгломераты и кварцевые песчаники, редко серо-зеленые глинистые сланцы	950
	15. Сынырская свита. Серые и темно-серые известняки и доломиты, переходящие вверх в известняки с прослоями песчаников	900
	16. Сынырта гская свита. Серые и зеленовато-серые до черного песчаники, алевролиты и серицитово-хлоритово-кварцевые сланцы	650—700
	17. Южно- и северосынырта гская свиты. Известняки серые и светло-серые, местами доломитизированные . . .	670
Pt	18. Комплекс кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов	4700
A (?)	19. Комплекс гнейсов и кристаллических сланцев.	

Общая мощность отложений синия 6000—6500 *м*, кембрия — 1000 *м*.

В этом разрезе весьма интересно присутствие археоциат и другой нижнекембрийской фауны в слое 4, залегающем выше фосфоритов. Если сопоставить этот разрез с разрезом фосфоритоносной пачки хр. Малый Каратау, то она может быть нижнекембрийской, а каройская свита — докембрийской или рифейской. Слои 4 и 5 этого разреза примерно будут соответствовать марганцево-железистому горизонту, слой 6 — фосфоритовому горизонту, слой 7 — нижней кремнистой пачке, а слой 8 — горизонту нижних доломитов. В то же время слой 5 будет соответствовать ванадиеносному горизонту хр. Большой Каратау.

Тиллоиды слоя 9 следует скорее отнести к основанию кембрия, чем к кровле синия. Неясным остается вопрос и о возрасте остальных тиллитоподобных пород (слои 13 и 14).

Таким образом, разрез докембрийских слабо метаморфизованных отложений в Куруктаге гораздо более полный, чем в Каратау, и в своем основании содержит пачку известняков. Любопытны также проявления вулканизма, соответствующие времени образования ванадиеносного горизонта и почти одновременные с фосфатонакоплением.

Фосфориты известны у восточного окончания Западного Куруктага, наиболее полно развиты в районах Шедишань и Олитаг. Нижняя часть фосфоритового пласта мергелистая и кремнистая.

По мнению Гао Цзюнь-цзе (1959), фосфор был принесен с Тянь-Шаньского и Таримского массивов, которые были тогда сушей. Фосфатонакопление происходило по периферии моря на глубине менее 50 *м*.

Далее на восток, в горах Артиншань и Куньлунь, тоже известны кембрийские фосфориты, но они слабо изучены.

Характерными спутниками фосфоритов являются черные кремнистые и углисто-кремнистые породы, наличие которых можно расценивать как поисковый признак на фосфорит. В этих породах часты железистые прослойки, линзочки и конкреции барита, зеленые и желто-зеленые выцветы.

Фосфориты заключены среди сравнительно легко выветривающихся сланцев, поэтому и те и другие приурочены к понижениям рельефа и плохо обнажены.

Таким образом, полоса выходов нижнекембрийских фосфоритов и углистых кремнисто-глинистых сланцев прослеживается от Джаркайнагача на р. Ишим, через Улутау, Большой Каратау, весь Тянь-Шань и уходит далее на восток. Наиболее богатые фосфориты Малого Каратау не сопровождаются ни углистыми сланцами, ни вулканогенными породами и тяготеют к массивам равнинной суши (см. фиг. 2). Проявления бедных фосфоритов, обычно желваковых, сопровождаются углистыми кремнисто-глинистыми сланцами, нередко ванадиеносными, иногда в ассоциации с вулканогенными породами.

Глава II

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ОБЛАСТЬ

Мощные рифейские и кембрийские отложения выходят во многих местах Алтае-Саянской области. Строение их в разных частях области достаточно сложное и своеобразное, так что публикуемые стратиграфические схемы меняются почти каждый год. Фосфориты изучаются в Горной Шории, в Кузнецком Алатау, Батеневском кряже и в Восточном Саяне.

Горношорский фосфоритоносный район (№ 12)

Фосфориты в Горной Шории найдены К. В. Радугиным в 1944 г. на левом берегу р. Пызас ниже устья рч. Кайзас в делювии. Они имели вид брекчии, в которой содержание P_2O_5 достигает 22,76%. К. В. Радугин определил эту брекчию как пещерное образование, но, по современным данным, это карстовый фосфорит. В 1956 г. Г. И. Спандерашвили (1957) среди карбонатно-терригенной толщи нижнего кембрия нашел фосфоритовые конкреции с содержанием P_2O_5 25—30%. В 1957 г. им же были обнаружены остаточно-метасоматические карстовые фосфориты. На основе этих находок Западно-Сибирским геологическим управлением были проведены геологопоисковые работы, в результате которых установлено широкое распространение фосфоритов (Шаманский и Сухарина, 1959; Спандерашвили и Сажин, 1961; Спандерашвили, 1962, 1965; Спандерашвили и Рубаха, 1962; Сухарина, 1961, 1963; Сухарина, Сажин, Спандерашвили, 1961). Этот район нам удалось посетить в

1960 г. при содействии Усть-Шалымской геологической экспедиции Кемеровского геологического управления.

Горношорский фосфоритоносный район представляет собой внутригеосинклинальный массив (Мрасский), сложенный карбонатными породами рифея и нижнего кембрия. Площадь района около 3 тыс. кв. *км*.

В основании разреза здесь залегает енисейская свита мощностью около 4000 *м* верхнерифейского возраста (Винкман, Гинцингер, Егорова, 1962). Нижняя часть ее представлена черными массивными доломитами, среди которых изредка встречаются известковые водоросли и водорослеподобные структуры. К верхней части этой свиты относятся серые и светло-серые известняки, внизу сильно, вверху слабо доломитизированные, тоже с известковыми водорослями, правда, весьма редкими.

Фосфориты приурочены к контакту этих двух частей свиты, тяготея больше к доломитизированным известнякам.

По данным Г. И. Спандерашвили (1965), среди толщи доломитов енисейской свиты залегает пачка черных углисто-глинистых и кремнистых сланцев мощностью до 200 *м*. Эти сланцы обнажены на левом берегу р. Мрассу выше устья рч. Колзас.

Выше енисейской свиты залегает кондомская свита туфо-порфиритов и диабазо-спилитов. Она не представляет собой постоянного горизонта, и стратиграфическое положение ее не вполне ясно.

Затем следует усинская свита нижнего кембрия (может быть, низов среднего кембрия) с археоциатами. Она подразделяется на две подсвиты: нижнюю — карбонатно-глинисто-сланцевую и верхнюю — карбонатную. Карбонатно-глинисто-сланцевая подсвита развита на юго-востоке района, где содержит рассеянные желваки фосфоритов, а к северо-западу она, по-видимому, фациально замещается известняками. К усинской свите тоже приурочена пачка ванадиеносных сланцев, обнаженная по р. Камзас. Мощность свиты около 2 *км*.

Средний кембрий представлен улутагской и мундыбашской свитами вулканогенно-осадочных пород.

В Горношорском районе различаются четыре типа фосфорита: пластовый, или массивный, брекчиевый, желваковый и карстовый.

Пластовые и брекчиевые фосфориты залегают совместно, образуя первичные, или коренные, «пластовые» залежи. Известно четыре месторождения пластовых и брекчиевых фосфоритов: Белкинское, Мрасское, Колзасское и Кабырзинское. Все они расположены в южной половине Мрасского массива. Из них наиболее изучено Белкинское месторождение. Мощность фосфоритоносной толщи карбонатных пород со средним содержанием P_2O_5 3—5% здесь равна 200—400 *м*. В этой толще выделяются две-три более богатые пачки с содержанием P_2O_5 5—8, местами до 15%. Протяженность отдельных пачек редко превышает 1 *км*, они то выклиниваются, то раздуваются до 100—150 *м*. В их составе преобладают брекчиевидные фосфориты, а пластовых фосфоритов немного.

На участке Нымзас пластовый фосфорит, обычно черный, иногда светло-серый, залегает в виде линз или пластов среди черных доломитов и серых доломитизированных известняков енисейской свиты. Фосфатное вещество аморфное, близкое к франколиту или весьма слабо раскристаллизованное, отвечающее фторапатиту. Оно находится в виде сплошных масс, небольших линзочек и неправильных, очень мелких (0,1—0,7 *мм*) участков, местами округлых, похожих на фосфатные зерна — копролиты. В фосфатном веществе рассеяны, иногда в значительном количестве, агрегаты доломита, реже кальцита. Кроме того, доломит, кальцит и флюорит присутствуют в форме жеод, жилок и вкрапленников.

Брекчиевые фосфориты состоят из кусков черного фосфорита, серого, светло-серого и темно-серого известняка или доломита, заключенных

в темно-сером или черном фосфатно-карбонатном цементе. Форма этих кусков неправильная, угловатая, округлая и удлиненная; поверхность ровная, а у карбонатных пород занозистая, изъеденная, с резкими выступами и углублениями. Встречаются округлые куски известняка с нечеткими границами. Вытянутость кусков обусловлена растворением их при боковом давлении, о чем свидетельствует наличие стилолитовых швов, расположенных параллельно этой вытянутости. Размеры кусков известняка варьируют от микроскопически мелких до 20—30 *см* в поперечнике. Цементирующая масса — микрокристаллический доломит и кальцит. В цементе часты жеоды с белым доломитом и лиловым флюоритом, иногда с фторапатитом и кальцитом.

Таким образом, минералогический состав фосфоритов довольно простой: кальцит, доломит, апатит, флюорит и органическое вещество.

По внешнему виду к брекчиевым фосфоритам близки темно-серые или черные карбонатные фосфатсодержащие породы, сложенные кусками светлого известняка или доломита в темно-сером или черном карбонатном цементе. Содержание P_2O_5 в цементе варьирует от 0,5 до 3, редко до 5%, а в кусках карбонатных пород — от 0,01 до 0,5%.

Карбонатные брекчии в Горной Шории распространены очень широко, причем местами они связаны с фосфоритами и поэтому представляют существенный интерес. Различаются два основных типа брекчий: брекчии дробления и брекчии грануляции. В брекчиях дробления обломки угловатые, с резкими границами, цвет цемента и обломков почти одинаковый. Такие брекчии могли образоваться в результате свалов к подножиям рифов и путем тектонического дробления. Породы, похожие на брекчии подножий, наблюдались нами в кровле енисейской свиты вблизи пос. Белка (табл. III, *1*).

В брекчиях грануляции форма кусков (это именно куски, а не обломки) неправильная, сильно корродированная или изъеденная, часто вытянутая, с занозистыми окончаниями. Цвет цемента темно-серый или черный, окраска кусков разнообразная — чаще светло-серая или белая, иногда черная. В шлифе видно, что цемент состоит из микрокристаллического кальцита (иногда с доломитом), пропитанного углисто-черным органическим графитистым веществом. Куски сложены средне- и мелкокристаллическим известняком или доломитом. Граница их с цементом хотя и быстрая, но нерезкая. Наблюдая эту границу, можно проследить, как по мере проникновения органического вещества происходит измельчение кристалликов карбоната — их грануляция.

Изъеденная форма кусков известняка или доломита в брекчиевой фосфатсодержащей породе образовалась, по-видимому, в результате грануляции карбонатных пород в связи с привносом углерода или органического вещества. Наряду с брекчией грануляции встречается брекчия механического дробления, сцементированная черным известняком.

Брекчии растворения и замещения известняков, несколько похожие на горношорские, давно известны в основании слоев карстовых бокситов в девоне Урала.

Органическое вещество представлено тремя типами: первично-рассеянное, дендритовое и вторично-рассеянное. Дендритовое вещество проникает вдоль трещин, растекаясь от них в стороны, как чернила по промокательной бумаге (табл. III, *3*). Вторично рассеянное органическое вещество отложилось вместе с кальцитом и доломитом в составе цемента брекчии грануляции и брекчии дробления.

В цементе встречаются жеоды, стенки которых усажены белыми кристаллами доломита. В центре жеод находится флюорит, иногда кальцит или фторапатит или эти три минерала вместе. Редко наблюдаются жилки кальцита, местами с кварцем, фторапатитом, флюоритом и доломитом.

Желваковые фосфориты впервые найдены Г. И. Спандерашвили (1957, 1965) в юго-восточной части района у пос. Камзас в верхнем карьере среди карбонатно-терригенной толщи усинской свиты. В этой толще выделяется пласт темно-серых и черных кремнисто-глинистых сланцев мощностью около 20 *м*, среди которого содержится до шести прослоев фосфоритовых желваков от 1 до 5 *м* мощностью. Желваки темно-серые, округлые, от 0,5 до 5 *см* в диаметре. На расколе их видно чередование светлых и темных концентрических полос. Содержание P_2O_5 в желваках варьирует от 20 до 31%, во вмещающих сланцах равно 0,3—0,5%. Фосфат — фторапатит микрокристаллический и аморфный. Желваки в сланцах редко рассеяны. Два прослоя с фосфоритными желваками заключены в известняках.

Карстовые фосфориты по району распространены очень широко. По внешнему виду они весьма разнообразны. Среди них преобладают рыхлые глиноподобные желтовато-серые разности с содержанием P_2O_5 10—12%. Часто встречаются брекчиевидные, кавернозные, сухаристые, натечные, кремневидные разности. Содержание P_2O_5 в них варьирует в широких пределах от 10 до 40%. Показатели преломления в кристалликах натечного фосфата равны 1,616—1,622, что отвечает франколиту. Химический состав следующий: P_2O_5 40,16%; CaO 54,11%; F 3,24%; CO_2 1,37%. Возраст карста кайнозойский.

Практический интерес представляют пластовые, брекчиевые и карстовые залежи фосфоритов. В результате разведки Белкинского месторождения за период с 1958 по 1962 г. подсчитаны запасы пластовых фосфоритов в количестве 274 млн. *т* по категории C_1 с содержанием P_2O_5 6—11%, в том числе один блок на участке Нымзас с запасом 22 млн. *т* и средним содержанием P_2O_5 14,7%. Карстовые фосфориты на этом же месторождении более богатые, в среднем они содержат P_2O_5 21,3%; запас их составляет 22 млн. *т* (Сухарина, 1963).

По химическому составу пластовые горношорские фосфориты представляют собой сильно фосфористый доломит или доломитизированный известняк с очень низким содержанием кремнезема (1—2%).

	P_2O_5	CaO	MgO	Al_2O_3	Fe_2O_3	SiO_2	F	П. п. п.
Фосфорит пластовый	8,0	46,0	7,0	—	0,1	1,9	1,2	34,0
Фосфорит карстовый	21,3	28,2	0,2	11,5	5,9	22,8	1,4	7,1

Содержание лимоннорастворимого P_2O_5 в пластовых фосфоритах менее 1%, в карстовых — 8,2%. Окислы Al, Fe и Si в карстовых фосфоритах накапливались не только за счет растворения фосфоритоносных пород, но и путем приноса со стороны, возможно, эоловым путем.

Интересно, что залежи карстовых фосфоритов несколько смещены от выходов коренных пластов фосфорита в сторону их восстания. Очевидно, карстовые фосфоритовые залежи представляют проекцию древнего положения коренной залежи до ее размыва.

Происхождение залежей карстовых фосфоритов не вызывает сомнения, но пластовые и брекчиевые фосфориты остаются загадочными и поэтому на них мы остановимся подробнее.

Вблизи пос. Белка выделяются три зоны, или горизонта, брекчиевых и пластовых фосфоритов. Форма рудных тел линзообразная. Простирание линз примерно совпадает с простиранием контакта известняков и доломитов. Об этом приходится говорить пока только примерно, так как слоистость в фосфоритах и во вмещающих породах отсутствует, а контакты фосфоритовых линз с известняками весьма нечеткие.

Фосфоритовые зоны по простиранию крайне непостоянны и самостоятельность каждой из них еще не установлена. Так, на участке Нымзас в скв. 22 нижний пласт со средним содержанием P_2O_5 16% достигает 50 *м* мощности. Через 200 *м* по простиранию в скв. 23 он переходит в фосфатсодержащую карбонатную брекчию, а еще далее через 200 *м* к скв. 12, снова возобновляется в виде брекчиевого и частью пластового фосфорита с содержанием P_2O_5 5—15% и мощностью около 20 *м*. В нижней части этой зоны встречается много обломков и редко линзочки черного слоистого фосфорита. Изменчивость качества фосфоритов связана местами с интенсивной их доломитизацией и кальцитизацией, вследствие чего фосфоритовые «пласты», выделяемые по содержанию P_2O_5, оказываются непостоянными и даже выклиниваются.

При выяснении генезиса брекчиевых и пластовых фосфоритов необходимо иметь в виду следующие факты: 1) стратиграфическую приуроченность фосфоритов к карбонатной толще, мощностью порядка 200 *м*, составляющей верхнюю часть енисейской свиты на площади обширного района; 2) отсутствие слоистости в этой толще и в фосфоритах, что не позволяет уверенно относить брекчиевый фосфорит к пластовому типу; 3) отсутствие или редкость нормальных контактов фосфорита с вмещающими породами; 4) интенсивное замещение или грануляция светлых кусков известняка черной фосфато-карбонатной породой с жеодами кальцита и флюорита; 5) последующие неоднократные замещения фосфорита доломитом и затем кальцитом; 6) сравнительно малое количество линзочек пластовых фосфоритов и их обломков на участке пос. Белка относительно большого количества фосфатсодержащих пород.

Для пластовых фосфоритов Нымзаса характерно присутствие округлых телец аморфного фосфата размером 0,2—0,7 *мм* в диаметре, похожих на зерна или копролиты в пластовых фосфоритах других месторождений. Поверхность этих телец часто неровная, по-видимому, корродирована окружающим карбонатом. Кроме того, в тельцах содержатся вкрапленники доломита, реже — кальцита.

Часто аморфный фосфат находится среди доломитизированных известняков в форме микроскопически мелких линзочек или неправильных телец. Редко встречается фторапатит в жеодах и жилках доломита вместе с кальцитом, кварцем и флюоритом. Флюорит обычно темно-лиловый, иногда светло-лиловый или бесцветный. Появление его, вероятно, связано с эпигенетической дефосфатизацией — с замещением фосфата доломитом и кальцитом. Освобождавшийся при этом фтор здесь же осаждается в форме флюорита, а фосфор большей частью мигрирует в неизвестном направлении. Лишь небольшое его количество осаждается вместе с флюоритом в виде кристаллов фторапатита размером $0{,}2 \times 0{,}5$ *мм*.

Г. И. Спандерашвили отмечает присутствие в фосфорите галенита и блеклых руд.

Наблюдения над структурами пород позволяют воссоздать такую последовательность геологических процессов.

1. Стадия седиментации — осаждение кальцита, доломита, органического вещества и фосфора, вероятно, в составе микропланктона.

2. Стадия диагенеза — уплотнение осадка, перераспределение фосфата с образованием линзочек или пластообразных конкреций фосфорита и псевдоморфоз по копролитам.

3. Стадия эпигенеза, протекавшая в несколько фаз: а) привнос дендритного органического вещества и грануляция кристалликов доломита и кальцита; б) привнос вторично-рассеянного органического вещества, P и Mg, грануляция кристалликов карбоната с образованием брекчий грануляции: в) привнос Mg и вынос P и Ca с образованием жеод

доломита; г) привнос F, Ca и SiO_2 с образованием флюорита, кальцита и кварца в жеодах доломита и в жилках; д) привнос $CaCO_3$ с образованием белых жилок кальцита.

4. Стадия гипергенеза — выветривание, карстообразование, накопление карстовых фосфоритов преимущественно через фазу раствора. Монтмориллонит-гидрослюдистый состав глинистого вещества карстовых фосфоритоносных выполнений указывает на слабую интенсивность их выветривания по сравнению с латеритизацией.

Дендритное органическое вещество не сопровождается ни фосфором, ни фтором. Вторично рассеянное органическое вещество, иногда вместе с доломитом и апатитом, замещает и гранулирует известняк, образуя брекчию грануляции (см. табл. III, *1*). Выделившийся позже доломит образует в гранулированном карбонате или в фосфорите неправильные или округлые массы (табл. III, *4*). Эти выделения доломита имеют вид жеод, часто с флюоритом или кальцитом в центре их. Однако вряд ли эти жеоды возникли в пустотах. Скорее всего выделение жеодистого доломита шло одновременно с растворением известняка, может быть, одновременно с его грануляцией. Встречены крупные концентрически-слоистые доломитовые жеоды с кальцитом в центре, рассеченные жилками черного карбоната.

Стратиграфическая приуроченность фосфоритов к известнякам верхней части енисейской свиты и наличие фосфатных зерен типа копролитов, хотя и плохо выраженных, свидетельствуют о нормально-осадочном накоплении первичного фосфата. По своему облику фосфориты Нымзаса относятся к пластовому типу. Особенность их заключается в присутствии большого количества примеси доломита и кальцита и наложении серии интенсивных эпигенетических процессов. Из них наиболее ярко выражен процесс брекчирования, сопровождавшийся грануляцией карбонатов и битуминизацией. При этом происходило замещение фосфатов карбонатами и вторичное выделение апатита и флюорита.

Районы фосфатопроявлений в Кузнецком Алатау и на Батеневском кряже (№ 13 и 14)

В соседних и более или менее отдаленных от Горной Шории районах имеется ряд фосфатопроявлений.

Немного севернее известного Усинского марганцевого месторождения среди пачки черных кремнисто-глинистых сланцев, известняков и доломитов средней подсвиты усинской свиты З. Р. Валюжевич обнаружил тонкие линзочки углисто-черного фосфорита с обилием пирита. В шлифе углисто-фосфатная масса черная, непрозрачная, редко просвечивающаяся, сложена аморфным фосфатом. Содержание P_2O_5 в фосфоритах равно 16—20%, в брекчии светлых доломитов — до 16%. Углистые кремнисто-глинистые сланцы ванадиеносны,— содержание V_2O_5 в отдельных образцах достигает 0,1%.

В районе Белоусинского фосфатопроявления (№ 13) в 100 *км* к северо-востоку от г. Новокузнецка фосфориты приурочены к основанию усинской свиты нижнего кембрия (Смирнов и Шмелькова, 1962). Эта свита сложена внизу фосфатсодержащими доломитами (P_2O_5 — 0,2—1,0%), которые выше сменяются кварцитами и затем известняками с прослоями хлоритово-серицитовых сланцев. Фосфориты присутствуют в форме мелких стяжений, редко рассеянных в доломите. Слои кембрия сильно дислоцированы. Интерес представляют карстовые франколитовые фосфориты разнообразного облика (Зимин, 1959), заключенные в буро-желтой глине монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Среднее содержание P_2O_5 в массе глины равно 10—12%.

К северу эта фосфоритоносная пачка, по данным Е. А. Соколовой, фациально замещается пачкой бесфосфатных вулканогенных пород с прослоями глинисто-кремнистых сланцев.

Усинское марганцевое месторождение приурочено к толще черных известняков и доломитов верхней подсвиты усинской свиты. Эта подсвита в районе Усинского марганцевого месторождения и Белоусинского фосфатопроявления сложена преимущественно светлыми известняками и доломитами. К северу она тоже замещается туфогенной толщей с прослоями кремнисто-глинистых сланцев. Белоусинское фосфатопроявление по возрасту считается более древним, чем Усинское марганцевое месторождение.

На восточном склоне Кузнецкого Алатау в Батеневском кряже (№ 14) у сел. Боград известны кремнисто-карбонатные брекчированные фосфориты с содержанием P_2O_5 16—32%. Они приурочены к верхам мартюхинской свиты основания нижнего кембрия (алданский ярус), составляющей верхнюю часть енисейской серии (Ярошевич, 1962). Мартюхинская свита сложена кремнистыми известково-доломитовыми породами общей мощностью около 1000 *м*. В ее нижней части залегают покровы палеобазальтов мощностью до 80 *м*. Палеобазальты сопровождаются порфиритами, вулканическими брекчиями и различными пирокластами. Биджинская свита — нижняя часть енисейской серии, относимая к верхам синия, почти целиком сложена темно-серыми массивными известняками мощностью до 1500 *м*. Во многих разрезах енисейской серии встречаются многочисленные и разнообразные донные известняковые водоросли: *Saralinskia, Newlandia, Palaeogirvanella* и др.

Линзочки фосфорита в мартюхинской свите найдены в этом районе на горе Карасын, а желваки фосфорита — в толлевской свите у ст. Сон (Красильникова, 1962, 1963; Ярошевич, 1962). Залежи фосфоритов на горе Тамалык относятся к пограничным слоям рифея и кембрия.

Фосфатопроявления в карбонатно-сланцевых отложениях нижнего кембрия известны также в Салаире и на Алтае (Колобков, 1963).

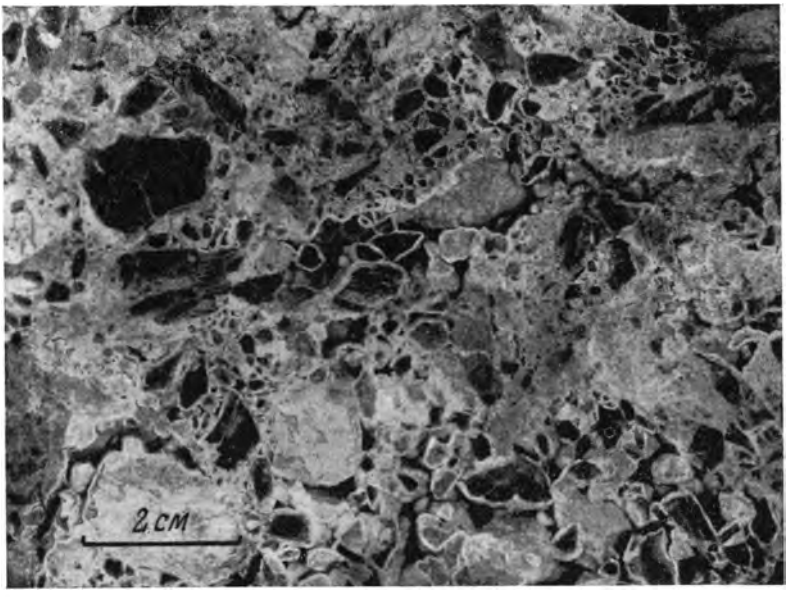
Сейбинский фосфоритоносный район (№ 15)

В западной части Восточного Саяна геологическим отрядом под руководством Б. Ф. Хромых (Минусинская экспедиция Красноярского геологического управления) при металлометрической съемке в 1959 г. найден выход фосфорита в виде небольшой скалы. Эта скала находится в бассейне р. Сейбы вблизи дер. Макарьевки, примерно в 200 *км* на восток-северо-восток от Минусинска.

Фосфорит, слагающий скалу, представляет собой брекчию, состоящую из обломков черных и серых кремнистых пород в фосфатном цементе (фиг. 10). Фосфатный минерал франколит находится в форме микрокристаллической массы и натечных корочек по стенкам пор.

Иногда брекчиевый фосфорит залегает в виде неправильных глыб или гнезд среди песчанистых глин, заполняющих карстовые углубления, и проникает по клиновидным полостям растворения в подстилающие известняки (фиг. 11). Типы карстового фосфорита разнообразны — крупно- и мелкощебенчатые брекчии, кавернозные, сухаристые и плотные фосфориты серого и желтовато-серого цвета, иногда с розоватым оттенком. Содержание P_2O_5 в брекчии варьирует от 10 до 30%. Глубина карстовых карманов достигает 60 *м*.

Геологический разрез района еще недостаточно ясен. По данным работ 1959 г. П. И. Ралдугина, А. Е. Туманова, И. А. Смирновой и Г. М. Утяшева, в основании разреза залегает манская свита верхнего протерозоя. Она сложена светло- и темно-серыми известняками, мраморизированными, мощностью более 400 *м*. Ее согласно покрывает



Фиг. 10. Карстовый брекчиевый фосфорит. Нат. вел. Сейбинское месторождение. Восточный Саян

бахтинская свита, образованная зелеными актинолит-хлорит-кварцевыми сланцами с прослоями кварцево-серицитовых, хлоритово-серицитовых и углисто-кремнистых сланцев, общей мощностью около 2000 *м*. Возраст ее также верхнепротерозойский.

Выше идет павловская (овсяниковская) свита рифея или синия. Она вскрыта серией канав и шурфов, которые при содействии Сейбинской партии просмотрены нами на Караульной горке вблизи дер. Макарьевки.

В основании павловской свиты залегают черные песчаниковидные известняки и доломиты. В шлифе видны оолиты кальцита или доломита с одной — тремя оболочками. Размеры оолитов 0,6—0,8 *мм*, их ядер 0,5—0,6 *мм* в диаметре. Нередко оболочки отсутствуют, и тогда порода приобретает копрогенный облик. Видимая мощность слоя песчаниковидных карбонатных пород равна 3—5 *м*.

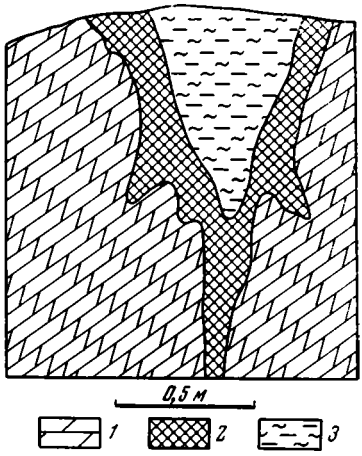
В этих карбонатных породах и в низах вышележащих хлоритовых сланцев рассеяны светло-серые округлые включения, похожие на песчинки, гравийные зерна и гальки, нередко образующие конгломерат. В шлифе это хлоритизированные порфириты с обилием лейкоксена, иногда с пиритом, местами кальцитизированные. Поверхность зерен неровная, с углублениями и выступами; это вызывает сомнение в принадлежности их к галькам и дает основание предполагать, что это лапилли.

Выше лежат зеленовато-серые хлоритовые и слюдисто-хлоритовые сланцы с прослоями углисто-черных сланцев, черных и серых доломитов и доломитизированных известняков 0,5—2 *м* мощностью каждый. Всего наблюдалось семь прослоев карбонатных пород. Мощность сланцевой толщи около 50 *м*.

Далее следует марганцовистый горизонт. Мощность его около 40 *м*. Он сложен черными глинисто-кремнистыми сланцами с марганцовистыми и реже с железистыми прослоями. При этом железистые прослои встречаются преимущественно внизу, а марганцовистые — вверху горизонта. У поверхности, в канаве, марганец находится в форме порошковатых окисленных минералов, а железо — в виде охры. На глубине они, вероятно, переходят в карбонатные руды.

Вышележащий горизонт кремнистых пород плохо обнажен. В канаве он представлен черным мелкощебневатым кремнистым сланцем, при выветривании переходящим в щебень. В этом горизонте на глубине, возможно, содержатся линзочки карбонатных пород. Карстовая фосфоритовая брекчия с белым натечным франколитом, найденная на контакте марганцовистого и кремнистого горизонтов, указывает на возможность присутствия фосфатсодержащих пород на глубине. Мощность горизонта около 60 *м*.

Кремнистый горизонт постепенно, путем переслаивания, сменяется кверху горизонтом черных кремнистых кальцитизированных доломитов мощностью около 70 *м*. В его основании залегает пласт черного тонкослоистого плитчатого фосфорита мощностью 1 *м*. В нем слабо выделяются фосфатные зерна диаметром 0,2—0,3 *мм* и многочисленные жилки кальцита. Фосфат аморфный, довольно однородный. Первично это был богатый фосфорит, но впоследствии он оказался разубоженным жилками кальцита. В покрывающем сером кремнистом доломите встречаются фосфоритовые конкреции. К его выходам приурочены находки карстовых фосфоритов. Возможно, что в этом горизонте имеется не один, а несколько фосфоритовых слоев, так как в осыпях были найдены обломки богатого фосфорита без жилок кальцита.



Фиг. 11. Условия залегания карстового фосфорита на р. Сейбе, Восточный Саян.

1 — известняки; *2* — обломки фосфорита в кальците; *3* — глины серые

Верхняя часть павловской свиты сложена доломитами, светло-серыми, серыми и черными, изредка фосфатсодержащими, с обилием жилок кальцита. Мощность их 200—300 *м*. На выходах этих доломитов также встречаются карстовые фосфориты, но сравнительно редко.

На размытой поверхности павловской свиты (по данным П. И. Раздугина и др.) залегает колпинская свита нижнего кембрия. Она сложена конгломератами, аркозовыми песчаниками, туфопесчаниками, туфосланцами, а также черными и зеленовато-серыми филлитовидными сланцами с прослоями известняков. Мощность свиты 1200 *м*.

Колпинская свита покрывается известняками балахтисонской (камешковой) и чибижекской свит общей мощностью около 2000 *м*, тоже относящимися к нижнему кембрию.

Верхи нижнего кембрия и средний кембрий представлены вулканогенно-осадочными породами.

Как видно, в Сейбинском фосфоритоносном районе имеется два типа фосфатопроявлений — морской и карстовый. Морской тип приурочен к карбонатным и кремнисто-карбонатным породам павловской свиты рифея и представлен одним или несколькими слоями пластового фосфорита, первично-богатого. На выходах этих фосфатсодержащих пород развиты карстовые фосфориты, большей частью бедные вследствие примеси обломков кремнистого сланца. Возраст карста неясен (вероятно, неогеновый). Небольшие фосфатопроявления встречаются и среди хлоритовых сланцев. Для этого района характерно присутствие в одном разрезе марганцевых руд и фосфоритов.

Фосфатопроявления в восточной части Восточного Саяна (№ 16)

В Восточном Присаянье фосфатсодержащие породы установлены П. В. Дубиным в 1956 г. в верхней части ипситской подсвиты карагасской свиты позднего докембрия Присаянья. Эта подсвита сложена известковыми алевролитами с содержанием P_2O_5 до 3—4%.

В Иркутском Присаянье в составе олхинской свиты верхнего протерозоя, являющейся стратиграфическим аналогом улунтуйской свиты, по сообщению О. П. Егоровой, обнаружены кремнисто-карбонатные породы с содержанием P_2O_5 до 4—6%. По литологическим особенностям эти породы близки к кремнистым фосфоритам улунтуйской свиты.

Во внутренней области Восточного Саяна (№ 16) фосфориты обнаружены в верхней (нижнекембрийской?) части боксонской свиты и в подбокситовых слоях, содержащих прослои песчаников, в которых определено содержание P_2O_5 до 18%. Эта свита относится Б. М. Келлером к вендскому комплексу.

Несколько южнее Боксонского месторождения бокситов В. Арсентьевым в 1956 г. в гальке нижнекембрийских конгломератов обнаружены черные фосфориты высокого качества.

Глава III

ПРОЧИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ

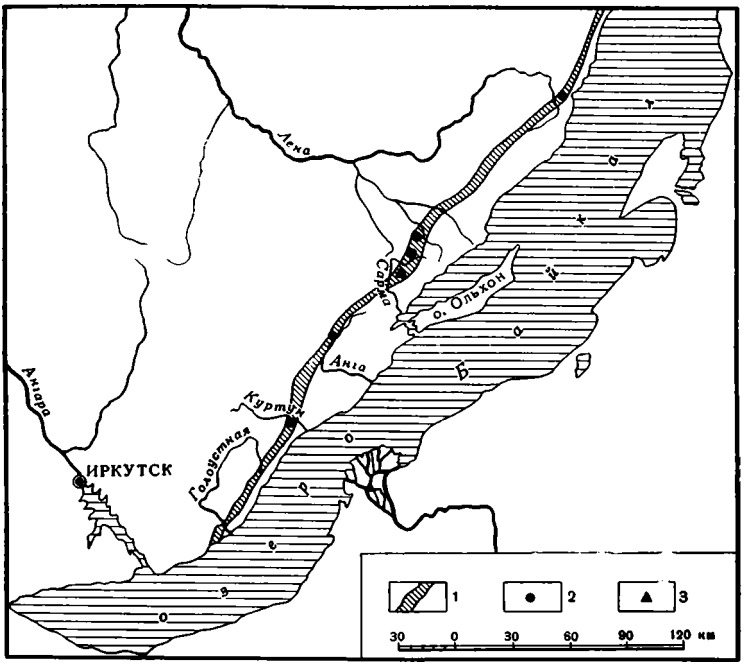
Фосфоритоносные районы Западного Прибайкалья (№ 17) и Байкало-Патомского нагорья (№ 18)

Фосфориты в бассейне р. Средней Иликты в Западном Прибайкалье впервые найдены А. С. Кульчицким и В. Д. Мацем в 1952 г. Дальнейшее их изучение производилось В. Д. Мацем, О. П. Егоровой, А. К. Бабкиным (Мац, 1956; Мац и Егорова, 1957; Мац, Егорова, Бабкин, 1956; Егорова, 1960), Е. В. Павловским и В. Г. Беличенко (1958) и др. Наиболее полная работа по изучению фосфоритов и фосфоритоносной толщи выполнена О. П. Егоровой (1960). Ее данные послужили основой для составления настоящей главы.

Фосфориты распространены на полосе, протягивающейся примерно на 200 *км* вдоль западного побережья Байкала (фиг. 12). Они приурочены к улунтуйской свите байкальского комплекса.

В основании разреза здесь залегают архейские образования, сложенные гнейсами, амфиболитами, кварцитами и мраморами, общей мощностью около 20 000 *м*. Отделяясь от них тектонической границей, выше идут протерозойские отложения. Нижний протерозой представлен гнейсами, амфиболитами, эффузивами, кварцитами, хлоритово-карбонатными сланцами, доломитами, песчаниками и конгломератами, а в самом верху — железистыми кварцитами. Средний протерозой отделен несогласием от нижнего и слагается внизу кварцевыми порфирами, а выше, после нового несогласия,— конгломератами, кварцевыми песчаниками и филлитами. Общая мощность нижнего и среднего протерозоя составляет около 10 000 *м*.

Выше идут отложения верхнего протерозоя, именуемые также байкальским комплексом, или синийской системой. Они делятся на три свиты — голоустенскую, улунтуйскую и кочергатскую. Над ними залегает ушаковская свита нижнего кембрия, возраст которой Н. И. Полевая и Ю. А. Казаков определяют по глаукониту равным 609 млн. лет. В осадках байкальского комплекса найдены строматолиты и онколиты, а Б. В. Тимофеевым определены споры, характерные для позднего докембрия. Возраст улунтуйской свиты, по-видимому, переходный от среднего к верхнему рифею.



Фиг. 12. Обзорная карта фосфоритоносности Западного Прибайкалья, по О. П. Егоровой (1960).

1 — выход улунтуйской свиты; *2* — фосфатопроявления; *3* — месторождения фосфоритов

Голоустенская свита с угловым несогласием залегает на различных горизонтах протерозоя и даже архея. По р. Куртуну в основании этой свиты встречается конгломерат с галькой кварца, гранита и порфира. Выше лежат серицитово-хлоритовые сланцы мощностью около 50 *м*. В других местах голоустенская свита начинается доломитами, которые выше переходят в кварцевые песчаники с прослоями песчанистых известняков и доломитов. Разрез венчается толщей известняков, частью доломитизированных, с известковыми водорослями и оолитами. Мощность свиты 800—1000 *м*.

Улунтуйская свита является фосфоритоносной. Ее строение по вертикали и по простиранию весьма изменчивое. Она разделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена алевритовыми и алевритово-глинистыми сланцами мощностью до 500 *м*, с прослоями известняков, песчаников и углисто-глинистых сланцев (углистые сланцы тяготеют к Ленскому прогибу).

Средняя подсвита сложена преимущественно оолитовыми известняками, частью кремнистыми, с прослоями доломитов, известково-алевритовых сланцев и линзами фосфоритов и фосфатсодержащих пород. У южного основания Ангинского поднятия карбонатные породы, по-видимому, замещаются углисто-глинистыми сланцами с оолитово-кремнистыми фосфоритами вверху. Мощность средней подсвиты 50—150 *м*.

Верхняя подсвита представлена преимущественно алевритово-глинистыми сланцами и венчается довольно выдержанной пачкой известняков, более или менее доломитовых, с прослоями песчаников, сланцев и фосфоритов. В этой подсвите выделяется довольно выдержанная пачка красноцветных пород. Мощность подсвиты до 800 *м*. На Ангинском поднятии она отсутствует.

Кочергатская свита преимущественно глинисто-сланцевая. На юге района она представлена водорослевыми известняками, которые к

северу сменяются глинистыми сланцами с линзами водорослевых известняков, а севернее, в Ленском прогибе — глинисто-алевритовыми сланцами. Мощность свиты 1000—1200 *м*.

Из приведенного разреза следует, что Западное Прибайкалье в течение нижнего и среднего протерозоя представляло собой типичную геосинклинальную область. В верхнем протерозое вулканизм прекратился, интенсивность прогибания сильно уменьшилась (о чем говорит малая мощность осадков), а снос терригенного материала происходил с равнинной суши — с Сибирской платформы.

Разрезы фосфатсодержащих пачек довольно пестрые. По р. Нуган разрез нижней пачки начинается углисто-глинистыми сланцами мощностью 15 *м*. Выше идут серые фосфатно-кремнистые оолитовые породы мощностью 7 *м*. Содержание P_2O_5 в них 4—6%, а в двух прослоях по 0,3 *м* — до 11—16%. На них лежит толща таких же, но бесфосфатных кремнистых пород мощностью 26 *м* и толща оолитовых кремнистых доломитизированных известняков мощностью 50 *м*. Разрез венчается известняками мощностью 10 *м*, местами доломитизированными и окремнелыми, с содержанием P_2O_5 1—2%, и прослоем фосфорита 0,3 *м* с содержанием P_2O_5 16%.

В данном разрезе внизу преобладают кремнистые, а вверху карбонатные породы. В других разрезах наблюдаются либо такие же, либо обратные соотношения.

Верхняя фосфатсодержащая пачка наиболее полно развита на р. Кылгане, левом притоке Средней Иликты. Разрез ее следующий (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Зеленовато-серые и черные глинистые сланцы и песчаники с прослоями доломитистых известняков. Содержание P_2O_5 0,2—0,3%. В середине встречены два сантиметровых прослойка фосфорита с содержанием P_2O_5 12—14%	200
2. Доломит, в середине с метровым прослоем мергеля, содержащего тонкие линзочки фосфорита	15
3. Песчаники темно-серые, с прослоями алевритово-глинистого сланца. Содержание P_2O_5 0,4—0,6%, редко до 2%	15
4. Доломит, в середине с прослоем глинистого сланца 0,9 *м* мощностью, над которым прослеживается 5-сантиметровый слоек фосфорита. Содержание P_2O_5 в доломите 1—8%, в фосфорите — 36%	26
5. Песчаники серые, известковистые, с двумя прослойками песчанистого фосфорита мощностью по 10 см. Содержание P_2O_5 в песчанике 1—4%, в фосфорите — до 29%	3
6. Песчаники темно-серые, известковистые. Содержание P_2O_5 0,6%	12
7. Песчаники светло-серые, состоящие из хорошо отсортированных зерен и кварцевого цемента. Содержание P_2O_5 0,7%	15

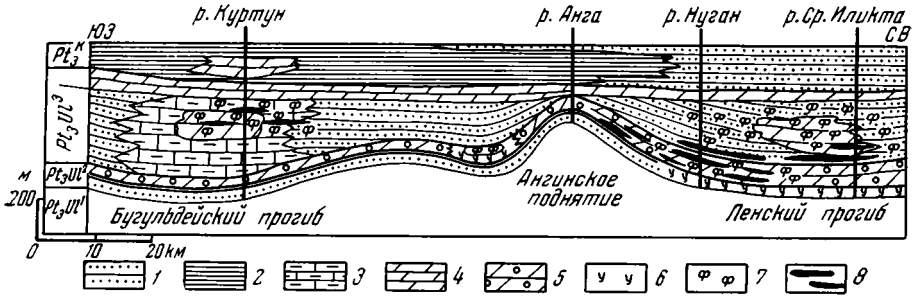
Как видно из описания этого разреза, в верхней фосфатсодержащей пачке фосфориты приурочены к терригенно-карбонатным отложениям, а кремнистые породы отсутствуют. О. П. Егорова подчеркивает приуроченность фосфоритов к контактам терригенных пород с карбонатными. Мономинеральные кварцевые песчаники указывают на принос терригенного материала с равнинной суши, где существовал жаркий влажный климат. В песчаниках отмечаются знаки ряби. Известняки и фосфориты нередко брекчированы.

Различаются следующие типы фосфоритов: зернистый, оолитовый, афанитовый, песчанистый и конгломератовый. Цвет фосфоритов черный до серого, иногда с зеленоватым оттенком. Фосфатное вещество фосфоритов в большинстве случаев изотропное, показатель преломления его 1,62; размер кристаллической решетки по оси а равен 9,340, по оси с — 6,885 ангстрем, удельный вес 3,1—3,2; $F : P_2O_5$ 0,09; $CO_2 : P_2O_5$ 0,01—0,03. По этим признакам фосфатное вещество отвечает франколиту, несмотря на весьма низкое содержание CO_2 (0,5—0,6%).

Зернистый фосфорит сложен округлыми зернами аморфного фосфата диаметром 0,05—0,10 *мм* и фосфатным цементом, тоже аморфным или слабо раскристаллизованным.

В оолитовом фосфорите оолиты фосфатные, кальцитовые, кремнистые и смешанные, распределены в виде чередующихся фосфатных, кальцитовых и кремнистых концентрических слойков. Цемент оолитов тоже фосфатный, кальцитовый или кремнистый. Кремнезем находится в форме кварца и халцедона. Доломит редок.

Афанитовые фосфориты сложены аморфным франколитом с малым количеством примесей.



Фиг. 13. Схематический фациальный профиль средней ($Pt_3^{ul_2}$) и верхней ($Pt_3^{ul_3}$) подсвит улунтуйской свиты байкальского комплекса (Pt_3), по данным О. П. Егоровой (1960).

1 — алевриты и песчаники; *2* — глинистые сланцы; *3* — мергели; *4* — доломиты и доломитизированные известняки; *5* — оолитовые доломиты; *6* — углисто-глинистые сланцы; *7* — фосфатопроявления; *8* — линзочки фосфорита

В песчанистых фосфоритах основными компонентами являются фосфатный цемент и примесь кварцевого песка. Часть фосфата находится в форме фосфатных зерен-копролитов.

Конгломератовые фосфориты сложены гальками и угловатыми обломками фосфорита. Нередко эти обломки относятся к афанитовому или песчанистому типу и заключены в средне- или крупнозернистом полевошпатово-кварцевом песчанике с гидрослюдистым цементом.

Таким образом, к настоящему времени в Западном Прибайкалье среди синийских отложений известны только небольшие линзочки фосфоритов и более значительные пачки фосфатсодержащих пород. Фосфориты относятся к пластовому типу. Фосфатсодержащие породы содержат либо мелкие линзочки фосфорита, либо рассеянные фосфатные зерна или пластообразные конкреции. Сарминскую фосфоритовую залежь можно назвать месторождением, в то время как Иликтинская, Куртунская и другие являются фосфатопроявлениями.

Особенностью прибайкальских фосфоритов является их большое непостоянство. Фосфориты и фосфатсодержащие породы приурочены к известнякам или доломитам, либо кремнистым, либо переслаивающимся с песчано-глинистыми сланцами. Е. В. Павловский и В. Г. Беличенко (1958) утверждают, что фосфориты приурочены к склонам древних поднятий. Однако из фиг. 13 видно, что они располагаются на северном склоне Ангинского поднятия, а также в Бугульдейском и Ленском прогибах.

В результате выветривания в неогеновое время на площадях развития фосфоритоносных пород возникли карстовые франколитовые фосфориты, представляющие практический интерес.

За пределы Западного Прибайкалья фосфатопроявления прослеживаются к северу. В Северо-Байкальском нагорье на р. Окунайке М. Я. Жидков в 1958 г. при камеральном изучении известняков улун-

туйской свиты обнаружил оолитовые карбонатные фосфориты с содержанием P_2O_5 12%.

Повышенную фосфатизацию в породах верхнепротерозойской патомской серии отмечали М. А. Гладышев и Д. А. Кокорин. Гальки кварцево-апатитовых песчаников, возможно, из этих пород были найдены нами в отложениях высокой террасы левого берега р. Лены против устья р. Витима. Эти гальки принесены, вероятно, с Байкало-Патомского нагорья (№ 18), где можно ожидать нахождение коренных фосфоритов.

Фосфатопроявления Енисейского кряжа (№ 19)

Синийский комплекс Енисейского кряжа имеет мощность не менее 10 000 *м* и делится на три серии, включающие десять свит (Семихатов, 1962). В нижней серии преобладают глинистые сланцы, реже встречаются известняки, доломиты и кварцитовидные песчаники. Средняя и верхняя серии сложены преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, в меньшем количестве присутствуют глинистые сланцы и кварциты. Каждая серия залегает на размытой поверхности нижележащей. Наиболее полно синийский комплекс представлен на юге кряжа, а на севере его из разреза выпадает аладьинская свита доломитовых пород. На западе Енисейского кряжа в составе синийского комплекса появляются прослои туфогенных пород (глушихинский комплекс).

Кембрийские отложения распространены в восточной части Енисейского кряжа и на прилегающей к нему части платформы. Нижний кембрий представлен терригенными и карбонатными породами, а верхний — красноцветами. Отложения среднего кембрия отсутствуют. В основании нижнего кембрия залегает чивидинская свита валунных аргиллитов. Общая мощность кембрия 2500—3000 *м*. В большинстве мест, где наблюдалось налегание кембрия на синий, угловое несогласие отсутствует.

Фосфориты в форме желваков найдены А. И. Смирновым (1955) в нижней трети свиты Сухого хребта» на р. Иркинеевой. Свита Сухого хребта теперь считается нижней частью погорюйской свиты, относящейся к низам среднего рифея. Нижняя часть погорюйской свиты сложена кварцевыми песчаниками или кварцитами с прослоями алевролитов в ее подошве и кровле. Верхняя часть погорюйской свиты образована глинистыми сланцами и алевролитами мощностью 650 *м*, которые сменяются кверху толщей известняков и доломитов мощностью около 1000 *м*. Эта карбонатная толща представляет среднюю и верхнюю серии синийского комплекса. Джурская свита данной толщи богата остатками рифовых водорослей. К основанию нижнеангарской свиты глинистых сланцев приурочены кварцевые песчаники и обломочные гематитовые руды. Песчаники с гематитом указываются и в основании потоскуйской свиты.

Желваки фосфорита округлые, слегка уплощенные, размером 1—10 *см*, реже больше или меньше. Цвет их черный, благодаря чему они хотя и редко рассеяны, но резко выделяются на фоне вмещающего их светлого зеленовато-серого песчаника. Содержание P_2O_5 в фосфорите 21—22%, SiO_2 — 43—37%. Фосфатное вещество, по А. И. Смирнову, представлено фторапатитом в виде аморфной (скрытокристаллической), микрокристаллической и радиальнолучистой разностей (преобладает первая). Показатель преломления фосфата 1,630 $\mp$ 0,002. В качестве примесей в фосфорите присутствуют: кварц терригенный — 45%, полевые шпаты — 1,1%, глауконит — 0,4%, глинистое вещество — 12,2%. Во вмещающих песчаниках содержание терригенного кварца составляет 70,1%, полевых шпатов — 1,3%.

Кроме желваков встречаются тонкие линзочки фосфорита с содержанием P_2O_5 5—8%.

Мощная толща глинистых сланцев удерейской свиты содержит около

200 прослоев глинистых сидеритов. В некоторых прослоях сидериты содержат P_2O_5 7—10% в форме фторапатита.

Состав разреза показывает, что восточная часть Енисейского кряжа в рифейское время переживала миогеосинклинальный этап развития. Терригенный материал поступал в нее с гумидной платформы, на что указывает высокое отношение количества терригенного кварца к полевому шпату. Развитие рифовых водорослей свидетельствует о тропическом или близком к нему климате.

Фосфоритоносный район Малого Хингана (№ 20)

Фосфоритоносный горизонт на Малом Хингане обнаружен в 1954 г. группой геологов ВСЕГЕИ, работавшей под руководством М. М. Тамбовцева (1959). Этот горизонт приурочен к восточной железорудной полосе Малого Хингана.

Разрез начинается кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами игинчинской свиты. Мощность ее 1000—1200 *м*. Выше залегают мурандавская, рудоносная и лондоковская свиты.

Мурандавская свита образована серыми и темно-серыми кремнистыми доломитами и доломитизированными известняками. Мощность ее 200—300 *м*.

Рудоносная свита делится на три части (снизу вверх).

А. Доломиты и доломитизированные известняки, окремнелые и брекчиевидные, с линзообразными прослоями карбонатно-фосфатной брекчии. Редко встречаются прослои алевролитов, тонкозернистых песчаников, глинисто-кремнистых и углисто-серицитово-кремнистых сланцев, гематитово-магнетитовых кварцитов. Общая мощность 100—110 *м*.

Б. Микрокварциты и углисто-серицитово-кремнистые сланцы мощностью 75—100 *м*.

В. Доломитизированные известняки с прослоями глинисто-кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых сланцев и микрокварцитов. Общая мощность 100 *м*.

Лондоковская свита представлена известняками серыми и черными, массивными, реже тонкослоистыми. Мощность ее 500—600 *м*.

Строение фосфоритоносного горизонта сложное. Внизу и вверху он содержит прослои и линзы ороговикованных мелкозернистых песчаников, углисто-кремнистых и серицитово-кремнистых сланцев, доломитов и доломитизированных известняков. К средней части горизонта приурочены линзовидные прослои и неправильные участки, сложенные карбонатно-фосфатными брекчиями, алевролитами, кремнистыми сланцами и гематит-магнетитовыми микрокварцитами. Мощность слоев фосфатно-доломитовых брекчий варьирует от 2—4 до 10—15 *м*, а их протяженность составляет несколько десятков метров.

В южной части железорудной полосы развиты брекчии темно-серые и серые, массивные, с угловатыми кусками породы размером до 0,5—0,7 *м*. Углистое и углисто-фосфатное вещество находится в форме цемента брекчии или в виде тонких линзочек.

В центральной и северной частях железорудной полосы распространены светлые брекчии с угловатыми обломками размером от 1—2 до 3—5 *см*. Цементом их служит карбонатно-фосфатный материал, иногда с карбонатно-фосфатными прослоями мощностью 0,1—0,5 *м*. Часто встречаются слои богатого фосфорита с примесью углистого вещества и редко рассеянными обломками светлого доломита.

Состав обломков в брекчии разнообразный: мелкокристаллические доломиты с тремолитом и хлоритом, доломитизированные известняки, фосфаты с жилками кальцита, кремнистые микросланцы. Фосфат в виде тонких прожилков нередко сечет обломки этих пород, показатель пре-

ломления его равен 1,627. Содержание P_2O_5 в цементе достигает 35%, в обломках фосфорита — 13—15%, во вмещающих известняках и доломитах — менее 0,4%. В фосфоритах отмечается повышенное количество иттрия и стронция.

Генезис месторождения неясен. М. М. Тамбовцев предполагает, что брекчиевые фосфориты возникли в результате межформационного карстового процесса.

Ханкайский фосфоритоносный район (№ 21)

Новые данные о стратиграфии синийских и кембрийских отложений района озера Ханка в Приморском крае опубликованы М. Ф. Колбиным, А. М. Смирновым, А. Ф. Шехоркиной, И. А. Шехоркиным (1960), а об их фосфоритоносности — А. Ф. Шехоркиной и М. Г. Погореловым (1963).

Синийские отложения подразделяются на митрофановскую, кабаргинскую, орловскую и рудоносную свиты.

Митрофановская свита залегает несогласно на верхнем протерозое. Она сложена графитистыми кварцитами и кварцево-слюдистыми сланцами. Мощность свиты 500 *м*.

Кабаргинская свита представлена кварцево-слюдистыми и филлитовидными сланцами мощностью 500—1000 *м*.

Орловская свита в нижней части сложена светло-серыми известняками, а в верхней — желтоватыми и серыми доломитами. Мощность свиты 400 *м*.

Рудоносная свита образована кварцево-полевошпатовыми песчаниками, кремнисто-углистыми и кварцево-слюдистыми сланцами, джеспилитами и туфопесчаниками с фосфоритовым цементом. Мощность свиты 200 *м*. А. Ф. Шехоркина выделяет эту свиту как джеспилитовую формацию и указывает в ней присутствие железных и марганцевых руд и фосфоритов.

На рудоносной свите несогласно залегает прохоровская свита нижнего кембрия. В нижней части она представлена черными известняками, в средней — тонкослоистыми кремнистыми сланцами и в верхней — доломитами. Породы местами брекчированы. Известняки верхней части свиты содержат остатки известковых водорослей и археоциат. Мощность свиты в районе пос. Прохоры 700—900 *м*, в бассейне Уссури — 250 *м*.

Выше залегают дмитриевская (Cm_1), кнорригинская (Cm_{1-2}) и евсеевская свиты (Cm_2). В первой из них преобладают известняки с обильной фауной археоциат, во второй — алевролиты и аргиллиты серые и вишнево-красные, а также известняки с археоциатами, в третьей — конгломераты, брекчии, песчаники и туфогенные гравелиты. Мощности этих свит равны соответственно 1000, 400 и 1000 *м*. Все свиты интенсивно дислоцированы.

Фосфатопроявления обнаружены в двух свитах — в рудоносной и прохоровской.

В верхней части рудоносной свиты в Кабаргинском прогибе встречаются слойки фосфорита, фосфатно-кремнистых и кремнисто-глинистых пород мощностью 0,1—0,4 *м*, с содержанием P_2O_5 от 1 до 24%. Фосфориты железистые, фторапатитовые, сопровождаются марганцовистостью, залегают среди туфопесчаников. В северо-западном направлении фосфоритоносные отложения замещаются толщей основных и средних эффузивов, местами с повышенным содержанием P_2O_5 до 1,5%.

Повышенным содержанием фосфатов (до 6% P_2O_5) характеризуется также верхняя часть вулканогенной формации Спасского прогиба.

В прохоровской свите фосфатопроявления приурочены к средней ее части, представленной кремнистыми породами мощностью 100—150 *м*. Среди этих пород встречаются слойки кремнистого сланца до 1 *м* мощ-

ностью, с содержанием P_2O_5 1—8%. К юго-востоку фосфатоносность возрастает. Породы нередко брекчированы. В этой же средней части прохоровской свиты в горизонте полосчатых углисто-кремнистых сланцев (мощность 25 *м*) отмечается содержание ванадия до 0,3, редко до 1% (Громов и Суханов, 1958). Наряду с ванадием присутствуют Cr, Ni, Ti, Ba, Be, Cu. Ванадиеносные сланцы изучались в районе пос. Прохоры.

Происхождение фосфоритов и фосфатсодержащих пород, по мнению А. Ф. Шехоркиной и М. Г. Погореловой, скорее всего эффузивно-осадочное. Они считают, что наиболее перспективными на фосфориты являются джеспилитовая, вулканогенная и кремнисто-терригенная формации. Это очень смелый вывод, так как в подобных формациях нигде на Земле неизвестны промышленные месторождения фосфоритов.

Некоторые черты геосинклинальных фосфоритов Азии

Рассмотренные фосфориты по своему петрографическому типу, химическому составу, качеству, запасам, геологическому возрасту, строению и происхождению весьма разнообразны.

Наиболее распространенным петрографическим типом являются пластовые зернистые фосфориты. Они образуют крупные залежи в Малом Каратау (№ 4) с рудой высокого качества. В меньшем количестве скопления пластовых фосфоритов известны в Алтае-Саянской геосинклинальной области и в Западном Прибайкалье. Качество их невысокое, нередко они содержат много примесей кварца, кальцита и доломита, местами сильно брекчированы. Мощности фосфоритовых пластов иногда большие. Зернистое строение фосфоритов выражено слабо, встречаются афанитовые фосфориты.

Желваковые фосфориты распространены очень широко, особенно в отложениях нижнего кембрия. Часто они залегают среди черных кремнисто-глинистых сланцев, иногда ванадиеносных. Реже встречаются кварцево-песчанистые фосфоритовые желваки (Атасу, Енисейский кряж). Качество желваковых фосфоритов весьма различное, обычно невысокое, промышленных скоплений они не образуют.

Геологический возраст фосфоритов в различных районах различный — средне- и верхнерифейский на Дальнем Востоке, в Западном Прибайкалье и на Енисейском кряже, верхнерифейский и частью нижнекембрийский в Алтае-Саянской области, нижне- и среднекембрийский в Улутау-Тяньшаньской области. Более древние архейские фосфориты, метаморфизованные до фторапатита, известны в Южном Прибайкалье и в Северной Корее, а протерозойские — на востоке Китая. Их мы рассмотрим отдельно.

Первичное строение фосфоритоносных толщ неоднородно и сильно нарушено последующей тектоникой и метаморфизмом. Фосфориты Малого Каратау, Калпинтага и Западного Прибайкалья залегают в виде выдержанных пластов, местами более или менее окремнелых, доломитизированных и кальцитизированных. Для фосфоритов же Алтае-Саянской области, напротив, характерно большое непостоянство пластов вследствие их доломитизации, кальцитизации и окремнения.

С вулканогенными породами ассоциируются бедные желваковые фосфориты Большого Каратау и Советской части Тянь-Шаня и также небольшие линзочки фосфоритов в Ханкайском районе. Богатые залежи фосфоритов Малого Каратау, а также фосфориты Горной Шории и Западного Прибайкалья не содержат следов вулканизма. Образование богатых фосфоритов происходило в условиях мелкого моря и сопровождалось многократным взмучиванием и перемывом осадков.

Принос обломочного материала, а вероятно, и фосфора в фосфоритоносные бассейны Енисейского кряжа, Западного Прибайкалья, Атасу,

Малого Каратау, Куруктага и Калпинтага осуществлялся с ближайших гумидных равнин. В районы Большого Каратау, Советской части Тянь-Шаня и оз. Ханка обломочный материал, вероятно, поступал из внутригеосинклинальных поднятий.

Раздел Б
ПЛАТФОРМЕННЫЕ ОБЛАСТИ

В составе материка Азии имеются три крупные дорифейские платформы: на севере — Сибирская, на юге — Индийская и на востоке — Восточноазиатская, или Китайская. Эти платформы в послекембрийское время местами подверглись раздроблению и складчатости или же были частично погружены под уровень океана. Их первичные размеры были обширнее современных. Многие массивы — Сырдарьинский, Чу-Илийский, Таримский и Джунгарский, вероятно, представляют собой остатки древних платформ.

Каждая из платформ Азии — Сибирская, Индийская и Китайская по своему строению, составу отложений, типу развития и фосфоритоносности вполне своеобразна.

Глава I
ИНДИЙСКАЯ И СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМЫ

Индийская платформа представляет собой по существу открытый щит. Рифейские отложения в ее составе точно не установлены. Вероятно, к рифею относится верхний член докембрия — виндийская система терригенных пород (Sanghi a. oth., 1962). В ней встречаются пачки известняков и глауконитсодержащие слои.

Кембрийские отложения распространены за пределами щита в Соляном Кряже, Кашмире, в долине Спити и Бирме. Возможно, что это не платформенные участки, а миогеосинклинальные области. Для Кашмира и долины Спити интересно отметить развитие кремнисто-карбонатных пород с остатками фосфатных раковин *Obolus* и *Lingulella*.

Фосфоритоносность рифейских и кембрийских отложений Индии не изучена и упоминаемые в литературе фосфатные раковины простейших брахиопод являются пока единственной известной формой фосфатопроявлений.

Сибирская платформа, в противоположность Индийской, почти вся покрыта отложениями рифея и кембрия. Анабарский выступ и Алданский щит почти не проявляли себя как источники терригенного материала. Очевидно, в течение большой части рифейского и кембрийского времени они были залиты морем. Очень малое количество терригенного материала в составе кембрийских отложений Сибирской платформы объясняется также отчасти сухостью климата того времени и равнинностью ее приподнятых участков, представлявших сушу. Достаточно активно проявили себя поднятия Енисейского кряжа и Восточного Саяна, временами Западное Прибайкалье и Таймыр.

Синийские отложения на Оленекском поднятии и на Анабарском и Алданском щитах сложены преимущественно строматолитовыми доломитами общей мощностью 500—1500 *м*. В основании их залегают пачки кварцевых песчаников и глинистых сланцев мощностью 100—700 *м*. На Алданском щите в основании синийских отложений залегают кварцевые песчаники с прослоями оолитовых гематитовых руд вверху.

На юго-востоке Сибирской платформы, в Юдомо-Майском районе, мощность синийских отложений достигает 3500 *м* (Зленко и др., 1960). Нижний комплекс их представлен красными и частью серыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, вверху с пачками доломитов, содержащих строматолиты. В верхнем комплексе преобладают кварцевые и

глауконитово-кварцевые песчаники. Среднюю часть этого комплекса слагают пестрые аргиллиты, известняки, доломиты с строматолитами.

Фосфоритоносность синийских отложений Сибирской платформы не изучена. В шлифах известняков малгинской и лахандинской свит среднего рифея р. Маи, любезно представленных мне З. А. Журавлевой, изредка встречаются зернышки аморфного фосфата.

Кембрийские отложения распространены на Сибирской платформе очень широко. Мощность их равна 2000—5000 *м*. В центральной и юго-западной частях Сибирской платформы преобладают доломиты, гипсо- и соленосные отложения, а в северной и восточной ее частях развиты известняки.

Фосфатопроявления с содержанием P_2O_5 от 1 до 5% известны в бассейнах рек Витим, Алдан, Мая и Оленек, т. е. там, где развиты осадки нормальной морской солености или переходные от них к гипсоносным осадкам. К. К. Зеленов (1957) наблюдал фосфат и глауконит в шлифах известняков из кровли толбинской свиты среднего течения Алдана. Форма фосфата — псевдоморфозы по раковинам брахиопод и другим неопределимым органическим остаткам. На северном склоне Анабарского щита в отложениях нижнего кембрия В. Е. Савицкий и Б. Б. Шишкин (1963) выделили три горизонта известняков и доломитов с содержанием P_2O_5 1—3%. Фосфат в них аморфный, находится в виде цемента или выполнения полостей в раковинах хиолитов и других органических остатков.

Глава II
КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

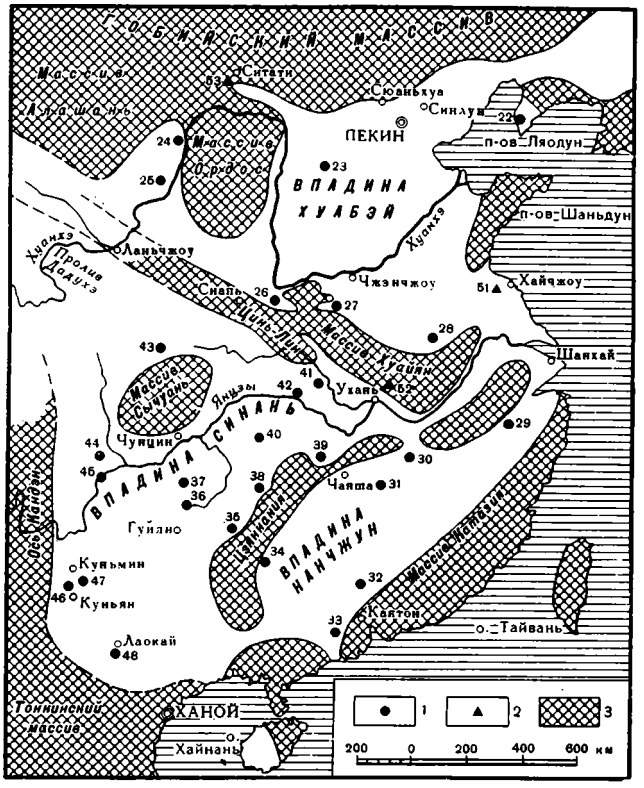
По представлениям китайских и некоторых советских геологов, нынешняя территория Восточного Китая к началу синийского времени являлась платформой (Ли Сы-гуан, 1952; Хуан Бо-цинь, 1952; Белоусов, 1956; Основы тектоники Китая, 1962). Основанием для такого вывода служит относительно малая мощность синийских и кембрийских отложений, изредка превышающая 3000 *м*, почти полное отсутствие проявлений вулканизма и широкое развитие кварцевых песчаников, столь характерных для платформ. Только в котловине Цзисянь-Синлун (в 70—80 *км* северо-восточнее Пекина) мощность отложений синия достигает 10 000 *м*, причем они приобретают геосинклинальный облик. Здесь же происходили небольшие излияния андезитовой лавы. Значительные области Западного Китая — Тибет, Цайдам, Тарим и Алашань также представляли собой платформенные массивы (Chang Wen-you, 1959).

Китайская платформа, подобно Сибирской, почти вся покрыта синийскими и кембрийскими отложениями. Особенность Китайской платформы состоит в том, что кембрийские и тем более синийские отложения на ней маломощны и повсюду в той или иной степени дислоцированы, с углами наклона слоев 5—10°, а местами и до 90°. На плато Гуйчжоу встречаются районы, где углы падения слоев менее 10°. На значительных площадях в теле платформы развиты складчатые зоны с активным молодым вулканизмом (Яньшанская, Катазиатская и др.).

В строении Китайской платформы принимают участие отложения всех возрастов, начиная от архея.

Предсинийские отложения выделяются под названием комплекса Баньси (свита Панси). Этот комплекс развит в Южном Китае, где представлен преимущественно глинистыми сланцами, филлитами, алевролитами и песчаниками, обычно слабо метаморфизованными. Мощность его 2000—3000 *м*.

Синийская система на юге Китая залегает с небольшим несогласием на комплексе Баньси, а в Северном Китае — с резким перерывом на протерозойских и архейских отложениях. По решению Пекинского страти-



Фиг. 14. Палеогеографическая схема средней части востока Азии в синийское и кембрийское время, примерно отвечающая эпохам фосфатонакопления. Составлена по картам, опубликованным в книге «Основы тектоники Китая» (1962, стр. 314, рис. 90; стр. 487, рис. 135).

1 — районы распространения фосфоритов синийского и кембрийского возраста; *2* — районы досинийских фосфоритов (апатитов); *3* — предполагаемая суша. Значение 24—53 см. фиг. 1

графического совещания 1959 г., на юге Китая она подразделена на два отдела — нижний (Sn_a) и верхний (Sn_b). К нижнему отделу относятся песчано-глинистые породы и покрывающие их «тиллиты», к верхнему — свита Доушаньто и толща доломитов, известная под названием «кремнистый известняк Дэньин». Это название нередко применяется китайскими геологами даже тогда, когда толща целиком доломитовая и в ней совсем нет ни кремнистых пород, ни известняков. Ван Юэ-лунь (1963) склонен относить свиту Дэньин Южного Китая к палеозою.

Для севера Китая принято трехчленное деление синия с обозначениями Sn_1, Sn_2 и Sn_3. Однако строгой корреляции отделов синия еще не установлено и нередко на юге применяется трехчленное деление, а на севере — двухчленное. Мощность синийских отложений обычно равна 1000—2000 *м*.

На синийских доломитах, отделяясь небольшим несогласием, а местами, возможно, без перерыва залегают аргиллиты или глинистые сланцы нижнего кембрия. Выше без резкой границы, путем переслаивания, они переходят в известняки и доломиты среднего и верхнего кембрия и ордовика. Мощность всех трех отделов кембрия равна 500—1000 *м*, ордовика — 500—800 *м*. Нижний кембрий делится на две части: нижняя (Cm_1^1), с *Hyolithes, Salterella, Redlichia walcotti* Mansuy, и верхняя (Cm_1^2), с *Redlichia chinensis* Walcott.

Фосфориты приурочены к нижнему, среднему и верхнему отделам синия и к нижнему кембрию.

По особенностям геологического строения и фосфоритоносности в составе Китайской платформы можно выделить три впадины (синклинория): Хуабэйскую, Нанчжунскую и Синаньскую (фиг. 14) [1]. В течение

[1] Названия впадин даны от китайских слов: Хуабэй — северный район; Нанчжун — от слов нан — юг, чжун — центр. середина; Синань — от слов си — запад и нан — юг.

синийского и кембрийского времени эти впадины были затоплены морем, на дне которого отлагались фосфориты, железные и марганцевые руды и другие осадки.

Во впадине Хуабэй отлагались преимущественно кварцево-песчанистые фосфориты, во впадине Нанчжун — фосфориты разных типов, а во впадине Синань — пластовые зернистые фосфориты каратауского типа.

Изображение впадин и массивов суши на фиг. 24 несколько отличается от изображений, приведенных в книге «Основы тектоники Китая» (1962, рис. 90). На нашей карте учтены литологические данные. Например присутствие мощных толщ кварцевых песчаников на севере и на западе впадины Хуабэй позволяет изображать обширный Гобийский массив суши. На таком же основании можно допускать существование крупного массива суши у юго-западного края впадины Синань. Судя по характеру осадков, впадина Хуабэй во время фосфоритонакопления была более открытой в сторону океана, чем остальные две.

Впадина Хуабэй

Кембро-синийская впадина Хуабэй ограничена следующими массивами суши: с севера — Гобийским, с запада — Ордосским и с юга — Хуайянским. Восточная граница впадины, вероятно, временами, в моменты максимума трансгрессий, была открыта в сторону океана, а во время регрессий ограничивалась мелями и рядом островов, протягивавшимся от Шаньдуня на северо-восток через Северную Корею. На юго-востоке впадины простирался морской пролив между Ордоссом и Циньлинем, откуда заходил на север в сторону Инчуаня (№ 25) и далее до небольшого хр. Холаншань (№ 24).

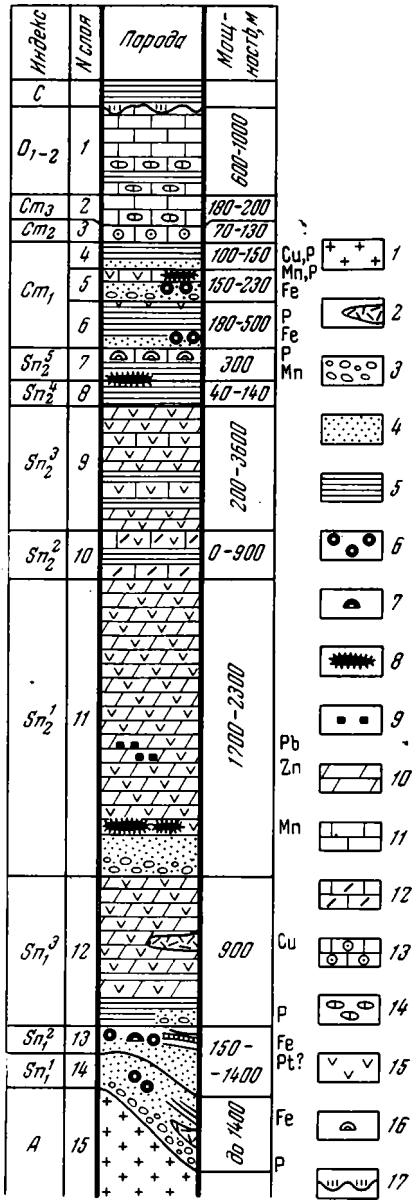
На северо-востоке впадины Хуабэй, по-видимому, также существовал пролив, отходивший в сторону Кореи, где в районах Пукчхона и Капсана известны синийские отложения. Они начинаются конгломератами, выше которых идут кварцевые песчаники и глинисто-серицитовые сланцы общей мощностью около 2000 *м*. Венчаются синийские отложения 500-метровой толщей известняков и доломитов с остатками коллений.

Древний рельеф впадины Хуабэй был неоднороден, на ее территории было много более мелких впадин, разделенных поднятиями.

Наиболее мощная толща синийских и кембрийских слоев отложилась в небольшой Синлунской впадине, между Пекином, Сюаньхуа и Синлуном. Довольно полные разрезы этих слоев находятся в невысоких горах Сишань, Сяоутайшань и Яньшань (Чэн Цзинь-бяо, 1962).

Под угленосной толщей карбона залегают следующие слои (фиг. 15):

		Мощность, *м*
O_{1-2}	1. Ордовик начинается небольшим слоем конгломерата из галек известняков, выше идут зеленовато-серые и черные граптолитовые сланцы мощностью 100 *м*, которые покрываются толщей известняков. Известняки серые и светло-серые, с обильной фауной, местами доломитизированные, иногда с линзами плоскогалечного известнякового конгломерата	600—1000
Cm_3	2. Серия Шаомидянь. Преимущественно известняки, внизу фиолетовые, вверху серые, в средней части глинистые сланцы желтые, красные и фиолетовые. Во всей толще встречаются линзы плоскогалечного известнякового конгломерата	100—200
Cm_2	3. Известняки Чжансия серые, оолитовые, иногда с прослоями серых, зеленых или фиолетовых глинистых сланцев. Внизу серовато-зеленые песчанистые известняки и мергели с глауконитом	70—130
Cm_1	4. Свита Маньтоу. Глинистые сланцы фиолетовые, слюдистые, с прослоями зеленых сланцев. Внизу часто фиолетово-красные сланцы с прослоями песчаников. Встречаются псевдоморфозы по каменной соли. Фауна — трилобиты, *Lingula, Obolus*	100—150



Фиг. 15. Разрез древних толщ северной части провинции Хэбэй.

1 — граниты и гнейсы; *2* — андезиты; *3* — конгломерат из галек силикатных пород; *4* — песчаники (кварциты): *5* — глинистые сланцы; *6* — оолитовые железняки; *7* — водоросли гематитовые («почковидный» гематит); *8* — марганцевые слои; *9* — галенит и сфалерит; *10* — доломиты; *11* — известняки; *12* — известняки и доломиты; *13* — известняки оолитовые; *14* — конгломераты известняковые; *15* — кремнистость; *16* — водоросли известковые; *17* — глиноземные породы; P — фосфатопроявления; Fe — гематит; Mn — марганцевые слои и марганцовистость; Pb, Zn — галенит и сфалерит (осадочные?); Cu — рудопроявления меди с баритом

Cm_1?

5. Свита Цзинэрюй. Строение ее сложное. Она начинается слоем конгломерата из кварцитовых галек. Выше идут серые кварцевые песчаники (кварциты), косослоистые и тонкослоистые, мощностью 60—100 *м*. Кверху они переходят в фиолетовые и серые песчанистые глинистые сланцы и мергели с прослоями кварцевых песчаников, линзочками оолитовой гематитовой руды и почковидным гематитом, мощностью около 50 *м*. Свита венчается известняками, в нижней и средней части оолитовыми, вверху плоскогалечными. В окрестностях Юаньто известняки верхней части свиты марганцовистые и кремнистые, мощностью 20—30 *м* . . . . . 150—230

6. Свита Сямалин. Глинистые сланцы черные, серозеленые и фиолетовые, частью песчанистые. В основании свиты имеется слой кварцевого песчаника, выше его — бобовидный пирит, вверху свиты — слои кремнистых пород. Залежи гематита, превращенного метаморфизмом в магнетит, найдены в основании свиты Сямалин вблизи поднятия Утай (в уездах Янцин и Фаншань). В средней части свиты встречаются глинистые сланцы с содержанием P_2O_5 1—2% . . . . 180—500

Возраст свиты Сямалин спорный: одни геологи относят ее к синию, другие — к кембрию. Возраст свиты Цзинэрюй по глаукониту оказался 800—900 млн. лет. (из доклада на Всекитайском стратиграфическом совещании, 1959 г.). Однако этот вопрос еще требует изучения.

Синийская система изучена Шэнь Цин-

Мощность, *м*

жуном и Ляо Да-цуном (1960), которые делят ее на восемь толщ или свит (см. ниже). Нижняя ее часть наблюдалась нами в районе Панцзяопао (или Панцзябао) и Ентуншань (или Янтуншань; см. фиг. 2 в работе Чэн Цзинь-бяо, 1962). Мощность, *м*

Sn_2^5 7. Свита Телинь. В центральной части района нижняя часть свиты сложена марганцовистыми доломитами, средняя — глинистыми сланцами, тоже марганцовистыми, и доломитами, а в ее верхней части преобладают тонкослоистые известняки с большим количеством *Collenia*. В восточной части Яньшаньской горной цепи развиты кварцевые песчаники (1—12 *м*) и глинистые сланцы, которые к западу сменяются марганцовистыми доломитами. В северных предгорьях Яньшаня, заходящих на территорию провинции Ляонин, известно марганцевое месторождение Вафанзы (Фан Дэ-лянь, 1959). Оно сложено линзами манганита, браунита и феррородохрозита, залегающими среди глинистых и кремнисто-глинистых пород . . . . . 150—300

Sn_2^4 8. Свита Хуншуйчжуан. Глинистые сланцы черные, листоватые, изредка фиолетовые и зеленые, местами карбонатные . . . . . 40—140

Sn_2^3 9. Свита Улишань. Доломиты и известняки с прослоями и линзами кремня и рассеянным кремнеземом, в основании свиты брекчиевые. В средней и нижней частях свиты проходят два слоя фиолетовых глинистых сланцев, мощностью по 30—50 *м* . . . 200—3600

Sn_2^2 10. Свита Янчжуан. Нижняя и верхняя части свиты сложены кремнистыми известняками и доломитами, средняя — красными известковистыми глинистыми сланцами. Мощность свиты севернее г. Цзисянь равна 900 *м*, к западу она выклинивается.

Sn_2^1 11. Свита Гаоюйчжуан. В основании свиты залегают конгломераты и кварциты, выше — марганцовистые кремнистые доломиты с прослоями марганцовистых глинистых и песчанистых сланцев. Конкреции кремня округлые, до 0,3 *м* в диаметре, с концентрическими полосами. В южных предгорьях Яньшаня среди толщи марганцовистых глинистых сланцев основания свиты встречаются один — четыре прослоя бобовидной марганцевой руды типа Цзисянь. В основании плитчатых доломитов средней части свиты залегают линзы свинцово-цинковых руд, возможно, связанных с кислыми интрузиями . . . . . 1700—2300

Sn_1^3 12. Свита Дахунюй. Внизу лежат конгломераты, кварциты, красные глинистые сланцы и кремнистые доломиты с прослоями белых кварцитов. Во впадине между городами Цзисянь и Синлун среди толщи доломитов залегают прослои лавы и вулканических туфов, обычно сопровождающиеся баритом, изредка малахитом 900

Sn_1^2 13. Свита Чуаньлингоу. Кварциты светло-серые и серые, тонкослоистые, мелкозернистые, чередующиеся с темно-серыми и черными алевритово-глинистыми сланцами. В верху свиты на северо-западе района появляются слои гематитовых оолитов. В черных сланцах иногда содержится марганец, до 1—2%. Во впадине между городами Цзисянь и Синлун в средней части свиты залегает пачка темно-серых известняков мощностью 240 *м*. Мощность свиты на северной окраине бассейна вблизи г. Сюаньхуа равна 150—200 *м*, в южной впадине вблизи г. Синлун она достигает 1400 *м*.

В северо-западной части района вблизи городов Чжолу, Сюаньхуа и Чичэн, по данным Чэн Цзинь-бяо (1962), наблюдается сокращенный разрез синийского комплекса. На кристаллических сланцах и гнейсах архея залегает толща светло-серых и белых кварцевых песчаников мощностью 80—120 *м* (фиг. 16). Кверху эти песчаники путем переслаивания постепенно сменяются черными алевритово-глинистыми сланцами, мощностью 10—20 *м*, с пластами оолитовых и почковидных гематитовых железных руд. Выше залегают черные глинистые сланцы мощностью 6—10 *м*, которые сменяются мощной толщей желтовато-серых доломитов с прослоями и линзочками кремня. К югу гематитовые слои переходят в шамозитовые и выклиниваются.

Sn_1^1 14. Свита Чанчэн. Внизу лежат базальные конгломераты из галек кварцита, выше идут желтые и белые кварцевые песчаники (кварциты), местами с прослоями фиолетовых песчано-глинистых сланцев и андезитов. У северного края района в средней части свиты указываются слои оолитового гематита. Мощность свиты до 1400 *м*.

Мощность, *м*

Мощность синийских отложений у городов Цзисянь и Синлун достигает 10 800 *м*, к северу, западу и юго-западу она уменьшается до 2000 *м*.

А 15. Комплекс Сангань. Граниты, кристаллические сланцы, гнейсы и мраморы с редко рассеянным голубоватым апатитом (содержание P_2O_5 в мраморах до 0,8%). В гранитах и гнейсах встречаются жилы розовато-серого апатита.

Подразделения Sn_1^1 — Sn_1^3 относятся к нижнему, а Sn_2^1 — Sn_2^5 к верхнему отделам синийской системы. В основании подразделений Sn_1^1, Sn_1^3, Sn_2^1 и Sn_2^5 отмечаются следы размыва. Возраст слоев 5 и 6 (по колонке) не вполне ясен, возможно, синийский.

Фосфатопроявления встречены в семи горизонтах.

1. В базальном конгломерате Sn_1^1 к юго-западу от Пекина у Тундзяо, на контакте с доломитом Хуто.

2. В Sn_1^2 среди кремнисто-карбонатных пород в форме редко рассеянных фосфатных зерен; содержание P_2O_5 0,4—1,0%;

В Sn_1^2? южнее Тундзяо, у сел. Сыйсэн, в серо-зеленых песчаниках и сланцах мощностью 28 *м*.

3. В Sn_1^3 (нижняя часть) у сел. Чумулин, к востоку-северо-востоку от Пекина, в известняках с глауконитом.

4. В Sn_2^5 в известняках и доломитах марганцовистых; содержание P_2O_5 1—2%.

5. В Cm_1^1 в слойках лилового глинистого сланца; содержание P_2O_5 1%.

6. В Cm_1^2 в известняках с глауконитом; содержание P_2O_5 1%.

7. В Cm_1^3 в песчаниках среди фиолетовых сланцев свиты Маньтоу.

Кроме того, на восточном склоне хр. Тайханшань в уезде Сынтай среди красно-фиолетовых сланцев встречаются желваки фосфорита. Возраст этих сланцев синийский или кембрийский.

Все эти фосфатопроявления незначительные.

К юго-востоку от Сианьлуна древние толщи глубоко опускаются под более молодые отложения и через 400 *км* снова выходят на поверхность на полуострове Шаньдун в провинции того же названия (фиг. 17).

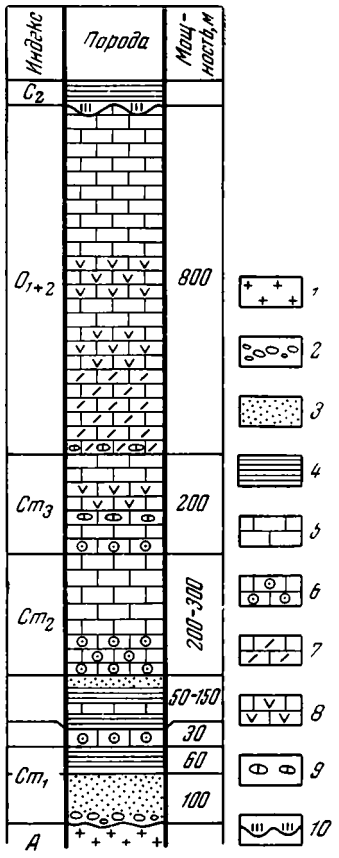
Фиг. 16. Выход нижнесинийских кварцитов свиты Чуаньлингоу. Вверху справа карьер по добыче железной руды. Сел. Панцзяопао

В Шаньдуне синийские отложения отсутствуют или весьма слабо развиты, нижний кембрий представлен песчаниками и глинистыми сланцами мощностью около 200 *м*, а средний и верхний кембрий — преимущественно известняками, частью оолитовыми, с прослоями плоскогалечных конгломератов (вюрмкальк, бамбуколистный известняк). Фосфатопроявления отсутствуют, лишь черные слойки в меловом мергеле свиты Маньтоу нижнего кембрия слабо обогащены фосфором.

Более интересные фосфориты имеются в районах № 22—28. Фосфоритоносные слои первых двух районов относятся к синию, а остальных пяти — к нижнему кембрию.

Район гнездообразных фосфоритов на полуострове Ляодун (№ 22)

На п-ове Ляодун в провинции Ляонин синийские и кембрийские отложения развиты довольно полно. На северо-западе его располагалось поднятие, а южнее — длительно развивавшийся Фучжоуский прогиб. Мощность синийских отложений в этом прогибе достигает 7000 *м*, но по направлению к поднятию сильно сокращается. Лучшие разрезы находятся в юго-западной части полуострова в уезде Фусянь. Под глиноземистыми сланцами среднего карбона здесь залегают следующие слои:



Фиг. 17. Разрез древних толщ полуострова Шаньдун.

1 — граниты; *2* — конгломераты; *3* — песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — известняки оолитовые; *7* — известняки доломитизированные; *8* — кремнистые известняки; *9* — гальки известняков; *10* — глиноземные породы

		Мощность, *м*
O_2	1. Известняки темно-серые, с головоногими моллюсками, внизу брекчиевидные.	
Cm_3	2. Известняки темно-серые, с обильной фауной и прослоями брекчиевидных, оолитовых и желваковых известняков . . .	200
Cm_2	3. Свита Чжанся. Внизу лежат серые оолитовые известняки, выше — черные глинистые плитчатые известняки с прослоями черных глинистых сланцев, вверху — серые известняки, частью оолитовые	250
Cm_1	4. Свита Щицяо. Красно-фиолетовые и красные слюдистые песчанистые сланцы, в середине с прослоями известняков, содержащих трилобиты, хиолиты и гирванеллы.	220
	5. Свита Маньтоу. Красно-фиолетовые и красные глинистые сланцы с прослоями известняков, содержащих гирванеллы и *Redlichia chinensis* Walcott. В верху свиты — прослои оолитовых известняков. На юге сланцы Маньтоу залегают на верхних слоях синийских отложений, к северу переходят на более низкие слои	340
Sn	6. Свита Бохэй. Преимущественно черные известняки, вверху с коллениями	700
	7. Свита Наньшань Среднезернистые кварциты, переслаивающиеся с тонкослоистыми кремнистыми сланцами . . .	1000
	8. Свита Цяотоу (Чаотоу). Известково-кремнистые сланцы, глинистые известняки и кварциты	
	9. Свита Гуандун (Усишань). Известняки темно-серые и серовато-красные, коллениевые (табл. IV, *1*), с прослоями красных и фиолетовых кремнистых сланцев. По-видимому, этими красными известняками облицованы многие здания Мукдена (Шеньяна), Пекина и других городов Китая	500

		Мощность, *м*
	10. Свита Наньфэн. Внизу залегает глинистый песчаник, выше — кварцитовидный и полевошпатовый известняк. В кровле свиты — песчаники и конгломераты	300
	11. Свита Дяоюйтай. Белые, серые и бурые валунные кварциты и песчано-слюдистые сланцы, серые и зеленовато-серые алевролиты и филлиты. В кварцитах, сланцах и алевролитах отмечены знаки ряби, трещины усыхания, гнезда гематита и апатита	200—300
	Нижние две свиты синия объединяются в отдел (серия) Сихэ, более верхние — в отдел Кандия. Свиты Наньшань и Бохэй, лежащие выше свиты Цяотоу, многие относят к кембрию. Существуют и другие стратиграфические схемы (Цзян-Чун-чао, 1958). Указывается скрытое согласие с подстилающими слоями.	
АН	12. Серия Ташичао. Преимущественно доломитовые известняки или мраморы, реже прослои мергелей, брекчиевидных известняков и филлитов. В отдельных участках мраморов содержание P_2O_3 равно 0,5—4%	500—700
А	13. Серия Ляохэ. Амфиболиты, гнейсы, доломитовые мраморы, слюдяные сланцы и железистые кварциты. Возраст гематитовых жил, секущих Аньшаньскую свиту этой серии, равен 2240—2560 млн. лет (Ли Пу и др., 1960)	около 10 *км*

Фосфатсодержащие породы и марганцовистость указываются в верхних свитах синийского комплекса уезда Цзисянь (Цзян Чун-чао, 1958).

Месторождение фосфорита Ляодун приурочено к свите Дяоюйтай. Эта свита делится здесь на четыре горизонта (сверху вниз):

	Мощность, *м*
IV. Кварцит белый с валунами и гальками белых кварцитов, реже с валунами красного кварцита и темно-серого глинистого сланца	50
III. Кварцит темно-серый и бурый, сильно слюдистый, местами переходящий в песчанистый слюдистый сланец. В кварците и сланце рассеяны гальки и валуны преимущественно белых кварцитов. К этому горизонту приурочены гнезда гематита и апатита	30—80
II. Кварцит белый с обломками и гальками белого, реже красного, кварцита и черного слюдистого сланца	60
I. Кварцит серый, редко красный, сильно слюдистый, с обломками и гальками белого кварцита	
Видимая мощность	30

Слои падают к западу под углом 35—45°. Подстилающей свиты Ташичао не видно.

Кварциты состоят из обломочных зерен кварца и микрокварцита, заключенных в кварцевый или кварцево-слюдистый цемент. Эти зерна в той или иной степени изменены процессами стилолитизации и коррозии слюдой, гематитом и апатитом. Сортировка зерен по размеру отсутствует. Окатаны только сравнительно крупные зерна, более 0,6 *мм* в диаметре. Из других минералов редко встречаются полевые шпаты, циркон и непрозрачные рудные.

Валуны и гальки почти исключительно кварцитовые. Размеры их варьируют от 1 до 20 *см*. Они неправильно рассеяны в породе (фиг. 18).

По отсутствию сортировки материала эта порода сходна с тиллитом, на что обратил внимание Е Лянь-цзюнь. Различается ряд типов кварцита — от белых до красных, от мелко- до среднезернистых.

Изучение месторождения апатита только что началось, так что размеры и формы рудных тел еще неясны. Однако уже по имеющимся данным можно сказать, что форма рудных тел приблизительно гнездообразная. Фосфорит неслоистый, внешне не отличим от вмещающего слюдистого сланца. В фосфорите рассеяны гальки и обломки кварцита. Детальный металлометрический план, составленный на основании опробования по сетке 5 × 5 *м*, показывает пятнистую амебообразную форму участков с содержанием P_2O_5 0,5—2%.

Для выяснения формы скопления фосфата отдельные образцы были пришлифованы, а их пришлифованная поверхность протравлена в 5%-ной HCl. Углубления фиксировали присутствие фосфата. По цвету фосфат не отличался от окружающей массы. Для фотографирования

Фиг. 18. Порода типа тиллита — светло-серый кварцит с обломками, гальками и валунами кварцита. Второй горизонт. Полуостров Ляодун

полированные и протравленные поверхности были протерты белым мелом, который заполнил углубления от растворенного фосфата. Белые пятна на фиг. 2 и 3 табл. IV показывают формы распределения фосфатного вещества в «тиллите» и слюдистом сланце.

В шлифе фосфат представляет микрокристаллический фторапатит с размерами кристалликов 0,01—0,03 *мм*. Форма агрегатов фторапатита неправильная, нередко они пронизаны гематитом, содержат примесь мелких чешуек слюды и терригенные зерна кварца разных размеров.

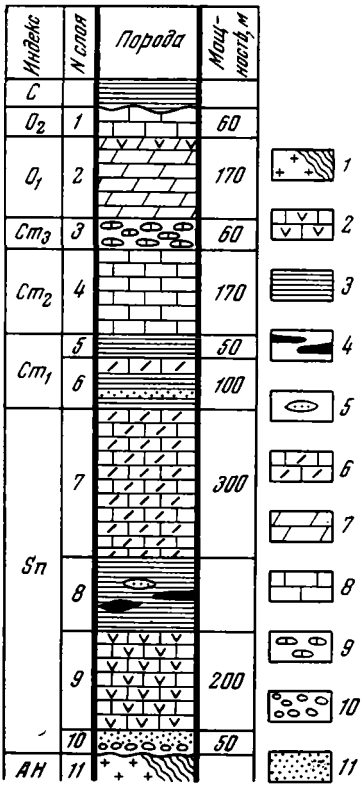
Фторапатит встречается также в форме прожилков, секущих кварцит, или отдельных шестиугольных табличек. Местами наблюдается замещение кварцевых зерен фторапатитом с их поверхности и по трещинам. Жилки кварца и пирита иногда секут агрегаты фторапатита.

Взаимоотношения между минеральными зернами показывают, что одним из первых минералов выделялся фторапатит. Он замещает терригенный кварц и слюдистый сланец. Более поздний — гематит замещает предыдущие минералы. Наиболее поздними по образованию являются пирит и прожилковый кварц. Что касается регенерационного кварца, то время его образования осталось не вполне ясным.

Происхождение фосфорита, так же как и гематитовых руд, вероятно, гидротермальное. Об этом свидетельствуют неправильная гнездообразная форма рудных тел, отсутствие в них слоистости и отчетливые признаки замещения кварцево-песчанистого слюдистого сланца и содержащегося в нем кварца фторапатитом и гематитом. При этом кварц замещается в меньшей степени, чем сланец. Источники фосфора возможны двоякие — из подстилающих слоев или из магмы. В подстилающих слоях Аньшаньской свиты известны железистые кварциты, а в мраморах — небольшие скопления апатита.

Фосфатопроявления в провинции Шаньси (№ 23)

Провинция Шаньси представляет собой горную страну, расположенную восточнее массива Ордос. В основании разреза здесь залегают досинийские кристаллические сланцы, граниты и гнейсы. Они образуют крупные выступы на севере и северо-западе и один небольшой выступ на



Фиг. 19. Разрез древних толщ северо-восточной части провинции Шаньси (район № 23)

1 — граниты и гнейсы; *2* — известняки с кремнями; *3* — глинистые сланцы; *4* — фосфатно-кремнистые линзы; *5* — гематитовые линзы; *6* — известняк доломитистый; *7* — доломит; *8* — известняк; *9* — конгломерат известняковый; *10* — конгломерат силикатный; *11* — кварциты и кварцевые алевролиты

юге провинции. Эти выступы окаймляются синийскими и кембрийскими отложениями, погружающимися далее во впадины под мощные толщи палеозоя и мезозоя. На юге провинции в основании разреза залегают андезиты, мощностью более 300 *м*, и фиолетово-красные туфосланцы, мощностью около 1000 *м*, предположительно синийского возраста. Выше идут светлые и фиолетово-красные кварциты с знаками ряби, мощностью около 300 *м*. В основании кварцитов лежит конгломерат с гальками кварца и андезита.

На западе средней части провинции (хр. Люйляншань) выходит мощная толща фиолетово-красных кварцитов, косослоистых, с знаками ряби. Происхождение их, вероятно, континентальное, а возраст — предположительно синийский и кембрийский. Содержание P_2O_5 в кварцитах запада и юга провинции менее 0,1%.

Более полные разрезы синийских и кембрийских отложений имеются на северо-востоке провинции. Здесь под отложениями карбона выходят следующие слои (фиг. 19):

		Мощность, *м*
O_2	1. Известняки светлые и темные, с прослоями мергелей и кремней	60
O_1	2. Доломиты серо-белые, вверху с кремневыми конкрециями	170
Cm_3	3. Конгломерат плоско-галечный, известняковый, с глинистыми прослойками	60
Cm_2	4. Известняки копрогенные (округлые агрегаты карбоната без концентрических слоев) . .	170
Cm_1	5. Свита Маньтоу. Глинистые сланцы серо-фиолетовые и красные, песчанистые. В прослое песчаника содержатся зерна кварца размером 0,2—0,4 *мм*, хорошо окатанные, гальки кварцевого алевролита и мелкозернистого глауконитово-кварцевого песчаника	50
	6. Свита Сямалин. Глинистые сланцы фиолетовые, слюдистые, с примесью мелкого кварцевого алевролита, вверху переходящие в доломитистые известняки (30 *м*)	100
Sn	7. Известняки доломитистые, светло-серые, вверху с прослоями красных. В середине толщи прослой фосфатсодержащего кремнистого известняка с содержанием P_2O_5 2,7%	300
	8. Глинистые сланцы черные, плитчатые, с прослоями серых кремнисто-глинистых известняков. В известняках встречаются гематитовые и фосфатно-кремнистые конкреции в виде линзочек толщиной около 10 *см* и длиной 0,5—1,0, реже до 5 *м*. Различают четыре типа конкреций: 1) красные доломит-гематитовые, с примесью фосфата и слюды; 2) красные кремнисто-гематитовые, с примесью фосфата; 3) коричневые фосфатно-кремнистые или кремнисто-фосфатные и 4) серые фосфатно-кремнистые. По данным Го Шу-синя (1963), содержание P_2O_5 в конкрециях равно 1—10%, редко до 31%, R_2O_3 — 8—50%. Среди пачки фосфатсодержащих алевролитов имеется один пласт фосфорита 2,3 *м* мощностью, со средним содержанием P_2O_5 25%	
Sn	9. Известняки светло-серые, с конкрециями кремня	280 *м*
»	10. Кварциты светло-серые и светло-желтые, в основании с базальным конгломератом. В шлифах кварциты мелко- и средне-	

		Мощность, *м*
	зернистые, сортировка зерен хорошая, местами плохая. Зерна почти исключительно кварцевые, хорошо окатаны, с железистой рубашкой. Часты сутуры и регенерированные зерна. В районе Жоутяноу под базальным конгломератом залегают кремнистые и глинистые сланцы с линзочками фосфорита мощностью от 1—5 *см* до 1 *м*, содержащими P_2O_5 5—20%, редко до 34% (Го Шусинь, 1963)	до 50 *м*
AH	11. Граниты, слюдяные сланцы и гнейсы. В гнейсах встречаются участки с повышенным содержанием P_2O_5.	

Фосфоритовые горизонты прослеживаются в низу и в середине синийских отложений, в основании свиты Сямалин (линзы мощностью 20—30 *м*, с содержанием P_2O_5 2—3%), а выше в составе свиты четыре прослоя песчаника мощностью 8—20 *м*, с содержанием P_2O_5 4—5%.

В середине синийских толщ встречаются линзы черного тонкозернистого песчаника с повышенным содержанием P_2O_5. В шлифе фосфат аморфный, в виде округлых зерен (0,3—0,4 *мм*) среди кварцево-глинистого алевролита. В некоторых фосфоритовых зернах заключены мелкие зернышки кварца и чешуйки слюды.

Таким образом, в провинции Шаньси встречаются пластовые и желваковые фосфориты синийского и кембрийского возраста.

Районы конгломератовых фосфоритов (№ 24—26)

Фосфоритоносный район № 24 расположен вблизи северо-западного края массива Ордос. Геологический разрез района изучен Цан Сы-по в 1959 г. (фиг. 20):

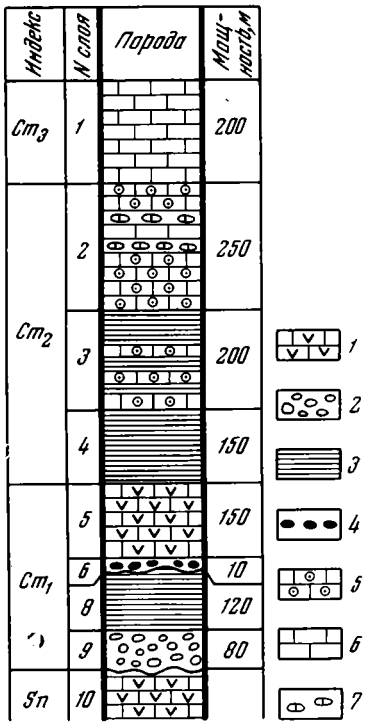
		Мощность, *м*
Cm_3	1. Известняки серые, микрокристаллические	около 200
Cm_2	2. Известняки серые, тонкослоистые, оолитовые, с прослоями плоскогалечных известняковых конгломератов	250
»	3. Глинистые сланцы желто-зеленые, с прослоями оолитовых известняков	200
»	4. Глинистые сланцы фиолетовые	150
Cm_1^4	5. Известняки темно-серые, с кремнями	150
»	6. Фосфоритовый конгломерат, вверх переходит в бурый фосфатсодержащий песчаник или песчанистый известняк с пиритом	10
»	7. Глинистые сланцы черные и красные	120
»	8. Базальный конгломерат желтый, состоит из галек кремнистого известняка, кремня и кварцита, заключенных в карбонатном цементе. Сортировка материала плохая, гальки лежат плотно одна к другой	80
Sn	9. Известняки серые, с кремнями.	

Слои дислоцированы, с углами падения 10—30°.

В шлифах фосфоритового конгломерата видны гальки мелкозернистого кварцево-песчанистого фосфорита 1—5 *см* в диаметре, обломки или гальки богатого афанитового фосфорита и глинистого сланца. Гальки заключены в песчанистом мергеле, зерна в нем почти исключительно кварцевые, хорошо окатанные, размером 0,2—0,3 *мм*. Фосфат большей частью светлый, превращенный в микрокристаллический апатит. Есть реликты темно-серого аморфного фосфата, богатого органическим веществом. Перекристаллизация аморфного фосфата частично вызвана окремнением, т. е. аморфный фосфат, вытесненный кремнеземом, вновь выпадал в соседних участках, но уже в форме хорошо образованных короткопризматических кристалликов апатита.

Фосфориты сильно ожелезнены. Окислы железа большей частью диффузно окрашивают фосфорит, но нередко встречаются псевдоморфозы по

кубам и октаэдрам пирита и по ромбоэдрам доломита (?). Кристаллики апатита, серицита и карбоната внедряются в обломочные зерна кварца с их поверхности (инкорпорация). Изредка встречаются жилки апатита. Кварцит в фосфоритовом слое мелкозернистый, бесцементный, состоит из обломочных зерен кварца, плотно сросшихся по стилолитовым швам, изредка встречаются участки с перекристаллизованным до зернистого



Фиг. 20. Разрез древних толщ района конгломератовых фосфоритов (район № 24)

1 — известняки с кремнями; *2* — конгломерат из силикатных галек; *3* — глинистый сланец; *4* — конгломерат фосфоритовый; *5* — известняки оолитовые; *6* — известняки; *7* — конгломерат известняковый

апатита фосфатным цементом. Присутствуют зерна глауконита. Глинистые сланцы гидрослюдистые, с редкими прожилками хлорита. Известняки мелкокристаллические, с кальцитовыми шариками около 1 *мм* в диаметре. Эти шарики являются сдвойникованными кристаллами и напоминают остатки иглокожих.

Район конгломератовых фосфоритов № 25 находится в южной части хр. Алашань у западного края массива Ордос. В основании разреза здесь залегают белые кварцевые песчаники синийского возраста, которые покрываются также синийскими белыми известняками мощностью 450 *м* (фиг. 21). Эти известняки кремнистые, массивные и слоистые. Они покрываются нижнекембрийским базальным конгломератом, который выше переходит в песчаники, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Общая мощность песчаников и сланцев 100—150 *м*.

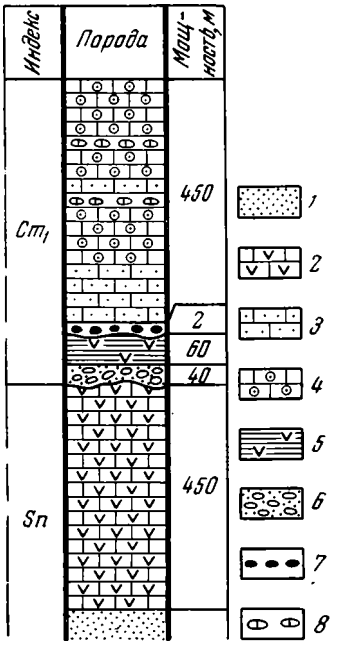
На размытой поверхности этих сланцев залегает конгломерат из окатанных конкреций кварцево-песчанистого фосфорита. Размеры галек 1—5 *см* в диаметре. Цемент конгломерата известково-песчанистый и кремнистый.

Разрез нижнего кембрия венчается светлыми известняками, внизу кварцево-песчанистыми, выше оолитовыми, с прослойками плоскогалечных известняковых конгломератов.

Район конгломератовых фосфоритов № 26 расположен у подножия северного склона хр. Циньлин в провинции Шэньси. Синийские отложения в районе представлены светлыми известняками и известково-глини-

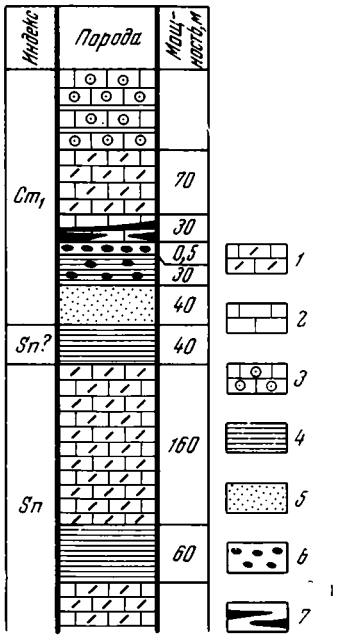
стыми сланцами мощностью около 300 *м* (фиг. 22). Известняки доломитистые, с округлыми и пластообразными кремневыми конкрециями.

Кембрийские отложения начинаются толщей светло-серых кварцевых песчаников, которые переходят выше в серо-зеленые глинистые сланцы с прослоями фосфоритовых желваков. Мощность пачки песчаников равна 40 *м*, сланцев — 30 *м*. На этих сланцах с размывом залегает



Фиг. 21. Разрез древних толщ района конгломератовых фосфоритов (район № 25).

1 — кварциты; *2* — известняки кремнистые; *3* — известняки песчанистые; *4* — известняки оолитовые; *5* — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; *6* — конгломерат кварцевый; *7* — конгломерат фосфоритовый; *8* — конгломерат известняковый



Фиг. 22. Разрез древних толщ района конгломератовых фосфоритов (район № 26)

1 — известняки доломитистые; *2* — известняки; *3* — известняки оолитовые; *4* — глинистые сланцы; *5* — кварцевые песчаники; *6* — фосфоритовые желваки и гальки; *7* — линзочки фосфорита

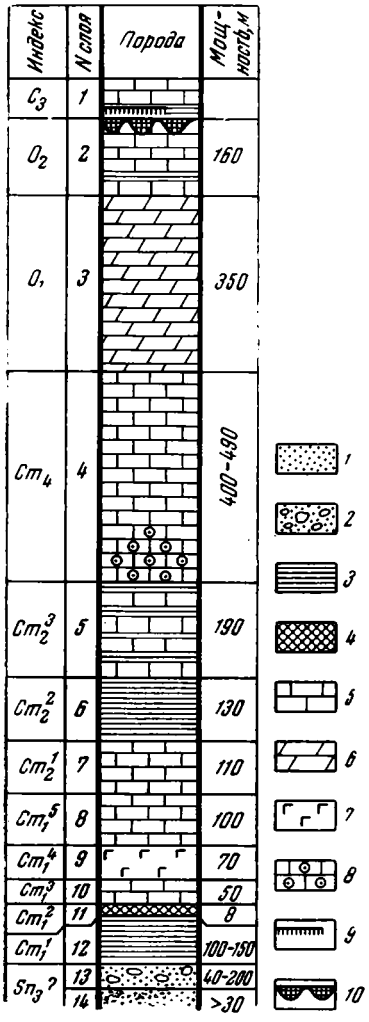
небольшой слой конгломерата из галек кварцево-песчанистого фосфорита. Размеры галек 1—6 *см* в диаметре. На $^1/_3$ они состоят из окатанных зерен кварца.

Кверху конгломерат сменяется пачкой фиолетово-красных и серо-зеленых известняков мощностью 30 *м*, с тонкими слойками (пластообразные конкреции) пластового фосфорита. Выше идут доломитистые известняки, вверху оолитовые и с прослоями глинистых сланцев, общей мощностью 70 *м*. Эти породы относятся тоже к нижнему кембрию.

Горизонт конгломератовых кварцево-песчанистых фосфоритов прослеживается с перерывами вдоль выхода слоев нижнего кембрия на расстояние около 800 *км*. Появление пластовых фосфоритов наблюдается только в районе № 26, выше фосфоритового конгломерата.

Район кварцево-песчанистых пластовых фосфоритов (№ 27)

Геологическое строение района № 27 довольно сложное. У геологов по вопросу о составе и возрасте осадочных толщ, особенно синийских, имеются большие разногласия. Геологический разрез этого района следующий (фиг. 23):



Фиг. 23. Разрез древних толщ района кварцево-песчанистых пластовых фосфоритов (район № 27).

1 — кварциты; *2* — конгломерат («тиллит»); *3* — глинистые сланцы; *4* — фосфоритоносные отложения; *5* — известняки; *6* — доломиты; *7* — гипсы; *8* — известняки оолитовые; *9* — глиноземная порода; *10* — каолинитовые глинистые сланцы

Мощность, *м*

C_3 1. Каолинитовые глинистые сланцы (около 20 *м*), выше черные известняки (30 *м*) и угленосная свита. В низу сланцев выделяется пласт серой диаспоровой породы. Сланцы залегают на размытой и сильно закарстованной поверхности известняков ордовика.

O_2 2. Известняки сине-серые, толстослоистые, с прослоями глинистых известняков 160

O_1 3. Доломиты и доломитизированные известняки серые, толстослоистые, с кремнями 350

Cm_3 4. Известняки, внизу оолитовые, вверху однородные . . . . . 400—490

Cm_2^3 5. Толща переслаивающихся известняков и глинистых сланцев 190

Cm_2^2 6. Глинистые сланцы красные и желтые, карбонатные, с многочисленными трещинами усыхания и знаками ряби 130

Cm_2^1 7. Известняки желтовато-серые, тонко- и микрослоистые . . . . . около 110

В слоях 1—7 изредка встречаются микроскладки между параллельными слоями — следы подводного оползания. В шлифе видны тонкие слойки из мелких обломков тонких раковин трилобитов среди мелкокомковатого (комочки 0,1 *мм*) известняка. Редко рассеяны зерна глауконита, листочки мусковита и следы окисленного пирита.

Мощность, *м*

Cm_1^5 8. Известняк черный, слабослоистый . . . . . около 100
В шлифе неровные слойки мелкокомковатого (копролитового?) известняка чередуются со слойками однородного мелкозернистого карбоната.

Cm_1^4 9. Гипсовая толща. Серые тонкослоистые гипсы, розовые и серые мергели и доломиты. В гипсах нередко видна тонкая слоистость, плойчатость и жилки белого гипса (табл. V, *1*, *2*). . 70

Cm_1^3 10. Известняки и доломиты светло-серые, кавернозные, вверху с черными кремнями. В самом верху — двухметровый слой желтоватого мергеля 50

Структура известняка в шлифе микрокомковатая. Комочки агрегатов кальцита (копролиты) имеют эллипсоидальную форму, размер 0,05 × 0,08 *мм*. Они чаще тесно сгружены, местами рассеяны в мелкокристаллическом кальцитовом цементе. Кремень в шлифе состоит из очень мелких (0,01—0,03 *мм*) зерен кварца, местами более крупных — до 0,1 *мм*. Среди участков крупнокристаллического кварца встречаются жеоды, стенки которых по-

крыты халцедоном, а оставшиеся полости выполнены среднезернистым кварцем более позднего выделения. В кремне сохранилась микрокомковатая структура известняка в виде желтоватых пятен.

Cm_1^2 11. Фосфоритоносная пачка . . . . . 4—28

Cm_1^1 12. Глинистые сланцы микрослоистые, внизу красные, выше желтовато-серые и желтовато-зеленые; вверху с прослойками алевритового кварцита. От HCl не вскипают. В основании сланцев указывается прослой конгломерата . . . . . 100—150, редко до 400

Порода сложена чередующимися слойками глинистого и кварцитового алевролита. Толщина слойков 0,2—0,5 *мм*, реже 1,5 *мм*. Слойки глинистого сланца состоят из мельчайших чешуек гидрослюды, расположенных параллельно слоистости, и содержат примесь кварцевых зерен 0,02—0,08 *мм* в диаметре. У кварцитового алевролита структура мозаичная, срастание зерен по прямым и слегка изогнутым линиям, реже зубчатое.

Микрослоистость местами сортированная (graded-bedding), ритмичная. Строение ритма следующее: внизу — крупный алевролит, который кверху постепенно переходит в более мелкий, с примесью глинистых частиц, и затем сменяется глинистым сланцем. Во многих случаях наблюдается простое переслаивание алевролитов и сланцев, без ясно выраженной сортировки частиц в слойках. В прослоях зеленых сланцев указываются зернистые фосфориты и фосфоритовые конкреции.

Мощность кембрия около 1200 *м*.

Слои нижнего кембрия залегают с размывом на различных стратиграфических горизонтах синия и местами переходят на досинийские породы.

Sn_3 13. Конгломерат красный («тиллит»), залегающий в виде коротких линз. Мощность 40 *м*, к западу увеличивается до 75 и даже до 200 *м*.

Гальки и валуны имеют размеры от 0,5 до 50 *см*, чаще 1—10 *см* в поперечнике, в большинстве случаев они окатанные, но есть и угловатые. Среди галек различаются гальки кварцитов, либо чистых светло-серых, либо зеленоватых с зернами глауконита, редко с гальками магнетита до 10 *см* в диаметре. Встречены гальки зеленых глинистых сланцев и желтых афанитовых доломитов. В верху «тиллита» найдены мелкие гальки серых фосфоритов — кварцево-песчанистых, кварцево-алевритовых и чистых афанитовых. Цемент конгломерата красный, глинисто-карбонатный, с примесью зерен и гравия кварца и зеленых глинистых сланцев, от 0,01 до 5 *мм* в диаметре.

Зерна, гравий, гальки и валуны распределены в цементе беспорядочно, без видимой сортировки и между собой обычно не соприкасаются. Присутствие в конгломерате галек магнетита и фосфорита указывает на древний размыв этих образований, часть которых, возможно, где-либо и сохранилась. Изредка в обнажении видны желтые вертикальные полосы обесцвеченного конгломерата с черными жилками кальцита. Эти полосы указывают на миграцию битумов.

Под тиллитами указывается мощная толща известняков, песчаников и сланцев.

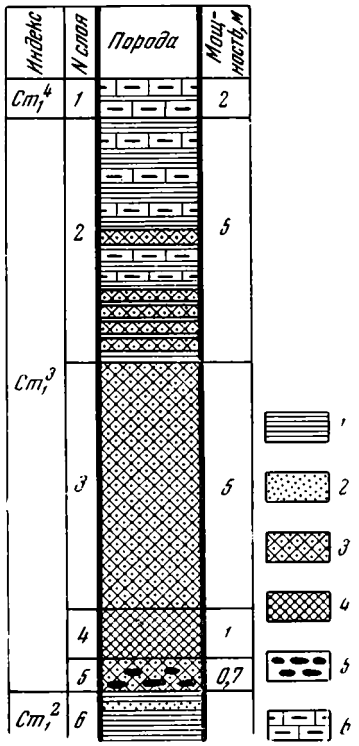
Sn_2 14. Кварциты светло-серые и белые, мелко- и среднезернистые, вверху средне- и крупнозернистые, с гальками кварцитов . . . . . (видимая) 30

Зерна кварца в средне- и крупнозернистых кварцитах хорошо окатанные, большей частью хорошо сортированные по размеру. Некоторые зерна несут четко выраженные каемки регенерации. Цемент кварцевый, регенерационный, но его мало и срастание зерен кварца обычно зубчатое, стиллолитовое, или гладкое с приспособлением формы.

В крупнозернистом кварците с гальками алевритовых и микрозернистых кварцитов зерна кварца плохо отсортированы, большей частью угловатые, имеют размеры до 0,8 *мм*. Акцессорных минералов очень мало — циркон, дистен, черный рудный минерал. Встречаются участки гидроокислов железа от окислившегося пирита или пустóты квадратного сечения, частью выполненные железистыми окислами.

Для части разреза под глинистыми сланцами нижнего кембрия Чэн Сан-пэй по работе 1959 г. дает более полное описание:

		Мощность, м
Cm_1	1. Глинистые сланцы, песчанистые, внизу черные, в середине и вверху серые	430
	2. Конгломерат, состоящий из галек известняков и доломитов в известняковом цементе	150
Sn_3	3. Известняк доломитовый	около 200
	4. Известково-глинистые сланцы	120
	5. Доломит серый, с прослоями и конкрециями кремней	00
Sn_2	6. Кварцит белый и красный (чаще внизу), с прослоями глинистого сланца и мелкозернистого песчаника. Содержание P_2O_5 внизу до 2%	около 350
Sn_1	7. Андезиты, переходящие вверх в толщу мергелей, чередующихся с андезитами	больше 2000
A	8. Кристаллические сланцы и гнейсы.	



Фиг. 24. Разрез фосфоритоносной пачки района № 27 кварцево-песчанистых пластовых фосфоритов.

1 — глинистые сланцы; *2* — кварциты; *3* — кварциты, частью с фосфатным цементом; *4* — фосфориты пластовые; *5* — фосфориты желваковые; *6* — мергели

В этом разрезе кварцит слоя 6, по-видимому, соответствует фосфоритоносной свите Доушаньто южной части Китайской платформы.

Примерно в 10 *км* севернее имеется небольшое поднятие, в котором обнажены маломощные синийские отложения. Фосфоритоносная пачка здесь отсутствует.

Геологический разрез фосфоритоносной пачки района № 27 следующий (фиг. 24):

		Мощность, м
Cm_1^4	1. Мергель серовато-желтый	2
Cm_1^3	2. Красные алевролиты, глинистые сланцы и мергели, переходящие кверху в красные песчанистые известняки	5
	В низу слоя лежат мергели, местами зеленовато-серые, с ходами илоедов и прослоем черного фосфатсодержащего кварцита. В красном мергеле встречаются гальки и крупные конкреции глинистого известняка или мергеля.	
Cm_1^3	3. Кварцит темно-серый до черного, мелкозернистый, фосфатсодержащий	5
	Состоит из зерен кварца диаметром 0,1—0,2 *мм*, с небольшим количеством фосфатного цемента, преимущественно в виде оболочек. Встречаются зерна и неправильные скопления зеленого глауконита.	
	4. Фосфорит черный, кварцево-песчанистый, однородный, пластовый (фиг. 25)	1

Порода с содержанием P_2O_5 выше 8% считается фосфоритом. Фосфорит состоит из зерен кварца 0,1—0,2 *мм* в диаметре и фосфатного цемента (табл. V, *3*). Встречаются зеленые зерна глауконита (3—7%), черного рудного минерала, циркона, дистена и аморфного фосфата. Фосфат присутствует в трех формах: 1) в виде зерен (копролитов?), аморфного фосфата, более или менее глауконитизированных; 2) в виде оболочек вокруг некоторых зерен кварца, слабо окисленного (не свежего) глауконита,

Фиг. 25. Выход кварцево-песчанистого пластового фосфорита (район № 27)

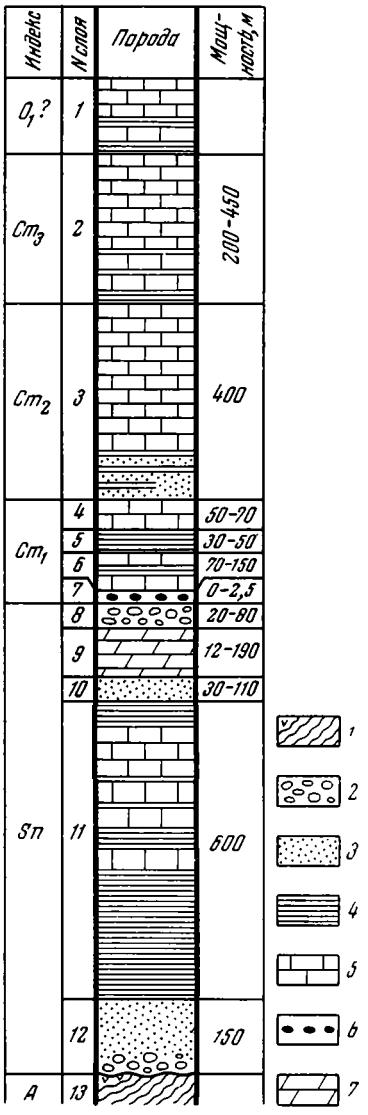
		Мощность, *м*
	аморфного фосфата и рудных обломочных минералов; 3) в виде аморфного цемента. Чаще встречается фосфат оболочек, затем аморфный цемент, реже — фосфатные зерна.	
	5. Кварцит черный, мелкозернистый, с фосфоритовыми конкрециями	0,7
	Кварцит состоит из зерен кварца 0,1—0,2 *мм* в диаметре. Срастание зерен по прямым, волнистым и реже по зубчатым поверхностям. Встречаются зерна и участки зеленого глауконита и листочки мусковита. Цемента немного, он преимущественно фосфатный, в виде оболочек вокруг некоторых кварцевых и фосфатных зерен или в виде неправильных участков аморфного фосфата. Изредка встречается железистый цемент.	
Cm_1^2	6. Глинистые сланцы желтовато-зеленые, с прослойками тонкозернистого кварцита.	
	Конкреции фосфорита округлые, плоские, размеры их чаще всего 2 × 5 × 7 *см*, реже до 4 × 10 × 15 *см* (табл. V, *4*). Поверхность конкреций слегка шероховатая, у некоторых сглаженная, вероятно, при перемывании. В конкрециях встречаются слойки крупных кварцевых зерен с галечками кварцево-алевритового фосфорита.	

Петрографическая особенность фосфоритов района № 27 состоит в том, что песчинки и алевритовые зернышки кварца покрыты концентрически слоистыми фосфатными оболочками. По своему облику эти оболочки сходны с оболочками, покрывающими фосфатные зерна (копролиты) в других месторождениях.

Таким образом, пластовые кварцево-песчанистые фосфориты отличаются от других пластовых фосфоритов тем, что вместо фосфатных зерен у них много зернышек кварца, разубоживающих фосфорит.

Район конгломератовых и оолитовых фосфоритов (№ 28)

Полоса выходов нижнего кембрия с фосфоритами в районе среднего течения Хуайхэ простирается на запад-северо-запад вдоль северного края щита Хуайян. Синийские и кембрийские отложения слагают цепь невы-



Фиг. 26. Разрез древних толщ (район № 28).

1 — гнейсы, кварциты и мраморы; *2* — конгломераты; *3* — кварциты и песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — известняки; *6* — фосфориты конгломератовые; *7* — доломиты

соких гор Багуншань. Под угленосными отложениями серии Тайюань верхнего карбона залегают следующие слои (фиг. 26):

Мощность, *м*

$O_1(?) + O_2$ 1. Известняки Дуншань, серые и белые, внизу с прослоями тонкослоистых глинистых сланцев, красных и желто-зеленых, вверху с прослоями доломита.

Cm_3 2. Серия Шаомидянь. Известняки серые до черных, с трилобитами, частью бамбуколистные (табл. V, *5*), внизу глинистые и с прослоями глинистых сланцев 200—450

Cm_2 3. Свита Чжансия. Внизу лежат коричнево-желтые кварцевые песчаники с прослоями желтых и фиолетовых сланцев (100 *м*), выше — известняки серые, литотамневые и оолитовые с трилобитами 400

Cm_1 Свита Маньтоу (слои 4—7).

4. Известняки серые, массивные . . . . . 50—70

5. Глинистые сланцы коричневые и фиолетовые, с *Redlichia* . . 30—50

6. Известково-глинистые сланцы, фиолетовые и серые, и известняки темно-серые, вверху с глауконитом и *Obolopsis* . . . . . 70—150

7. Фосфоритовый горизонт . . . . . 0—2,5

Sn 8. Конгломерат Фынтай (тиллоид) состоит из валунов, галек и зерен светлого доломита, неправильно рассеянных в доломитовом цементе. Валуны до 20—30 *см* в диаметре, угловатые и слабоокатанные. Гальки тоже слабо окатаны, а зерна часто угловатые. Цвет цемента светло-серый и фиолетово-красный. Редко встречаются валуны кварцита и кремня. Мощность 60—80 *м*, к востоку уменьшается до 20 *м*.

9. Доломиты серые и светло-серые, с линзами и конкрециями кремня, местами коллениевые рифы. Мощность резко возрастает к востоку . . . . . 12—190

10. Кварциты коричнево-желтые, среднезернистые . . . . . 30—110

11. Глинистые сланцы серовато-зеленые и известняки с коллениями 600

12. Кварциты белые, слоистые, с конгломератом в основании. Лежат несогласно 150

Фосфоритоносные слои падают на северо-северо-восток под углами от 10—20 до 80°.

A 13. Гнейсы. Кристаллические сланцы, кварциты и мраморы. Интенсивно дислоцированы.

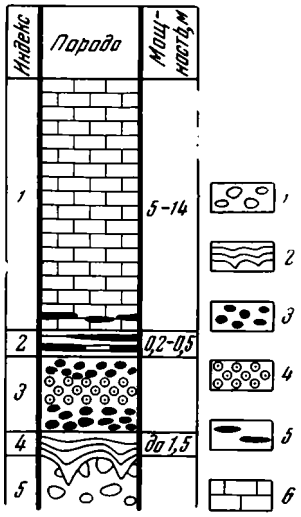
Слои 6, 7 и 8 приведенного разреза Сюй Цзя-вэй (1962) объединяет в свиту Хоуцзяшань и относит к нижнему кембрию.

Месторождение Фынтай приурочено к северному крылу моноклинали Багуншань и делится р. Хуайхэ на два участка — Восточный и Западный.

Оно разорвано взбросом, параллельным простиранию, вследствие чего на Восточном участке имеется два параллельных выхода фосфоритового слоя.

Строение фосфоритоносной пачки довольно простое (фиг. 27):

	Мощность, *м*
1. Известняк серый, фосфатсодержащий, внизу с четковидным прослоем неправильно линзовидных или пластообразных фосфоритовых конкреций, вверху кремнистый. Содержание P_2O_5 в известняке 2—5%, в конкрециях — 25—32%	5—14
2. Глинистый сланец голубоватый, с 2—4 прослоечками по 0,5—1 *см* мощностью черного пластового фосфорита	2,0—0.5, редко до 2
3. Фосфоритовый слой.	
4. Глинистый сланец голубоватый, в виде линз	до 1,5
5. Конгломерат Фынтай, состоит из галек карбонатных пород, светло-серый.	



Фиг. 27. Разрез фосфоритоносной пачки нижнего кембрия (район № 28).

1 — конгломерат Фынтай — гальки и валуны карбонатных пород в обломочном цементе (тиллоид); *2* — глинистые сланцы; *3* — фосфорит конгломератовый; *4* — фосфорит оолитовый; *5* — линзочки пластового фосфорита или пластообразные конкреции; *6* — известняки

В этом разрезе конгломерат (слой 5) вверх непрерывно переходит в глинистый сланец, представляющий продукт его выветривания.

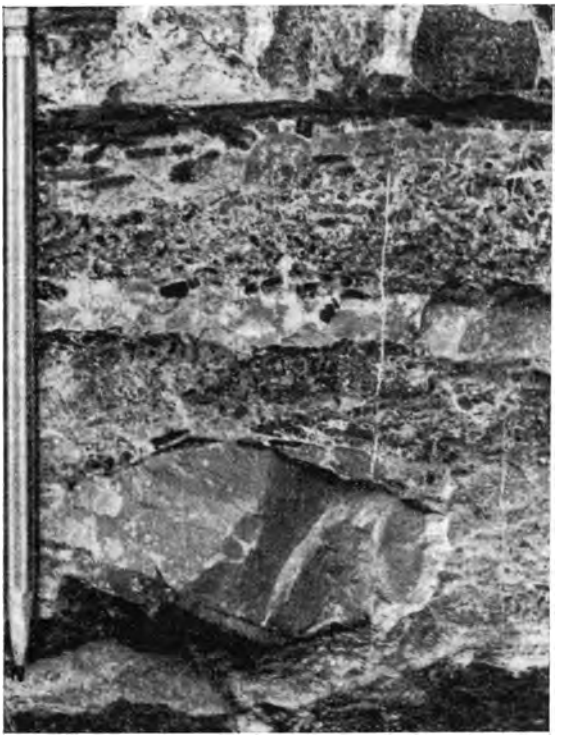
Фосфоритовый слой неоднороден и обычно разделяется на три части. Нижняя часть — конгломератовый фосфорит, средняя — оолитовый и верхняя — снова конгломератовый фосфорит. В нижней части слоя цемент преимущественно карбонатный, встречаются прослои мергеля и валуны доломита до 20 *см* в диаметре (фиг. 28). Верхняя часть слоя характеризуется фосфатным цементом с примесью фосфатных оолитов.

Гальки, гравийные и песчаные зерна в основном фосфоритовые, реже карбонатные, кварцитовые или кремневые. Размеры галек обычно 2—5 *см*, редко 10 *см*. Гальки хорошо окатаны и отсортированы, нередко плоские иногда с вдавленностями от соседних галек (табл. VI, *1*).

Среди галек фосфорита различаются мелко- и среднеалевролитовые, мелкопесчанистые. Терригенный материал в гальках представлен почти исключительно кварцем. Цемент — аморфный фосфат, но по стенкам пор заметен микрокристаллический фосфат. Встречаются зерна глауконита и пирита. Мелкоалевритовая галька по существу представляет собой кварцит с небольшим количеством фосфата. У поверхности галек песчанистого фосфорита встречаются полусферы зерен кварца, истертые при окатывании (табл. VI, *2*).

Гальки фосфорита заключены в темно-буром оолитовом фосфорите. Состав его сложный. Преобладают оолиты, обычно эксцентрически-слоистые, с чередованием различно окрашенных слойков аморфного фосфата, иногда карбоната (табл. VI, *3*). Ядром их служат фосфатные зерна, песчинки карбоната, кварца или кремня. Диаметр ядра 0,2—0,3 *мм*, оолита 0,5—1,0 *мм*. Карбонатные ядра доломитовые и железистые, причем карбонаты изъедены с поверхности вследствие замещения фосфатом. Иногда в оолитах присутствует два-три и даже четыре ядра разного состава — фосфатные, карбонатные и кварцевые.

Наряду с оолитами в значительном количестве присутствуют песчаники и гравийные зерна следующих пород: 1) фосфоритов бурых, кварцево-алевритовых и кварцево-песчанистых; 2) фосфоритов белых, однородных, с призмочками кварца или без них; 3) окремнелых копролито-



Фиг. 28. Нижняя часть фосфоритового слоя с гальками фосфорита (черное), прослойками светлого мергеля и валуном доломита (район № 28)

вых известняков или фосфоритов с зернами (копролитами?) микрокристаллического (0,3—0,5 *мм*) кварца; 4) кремней микрозернистых, с ромбоэдрами доломита и кубиками пирита, внедряющимися с поверхности зерен (гальки); 5) серых мелкокристаллических известняков и доломитов с ромбоэдрами; 6) красно-бурых микрозернистых доломитов; 7) серых крупнокристаллических доломитов.

Присутствие галек окремнелой копролитовой породы указывает на возможность нахождения фосфоритов и в синийских отложениях.

Фосфорит с призмочками кварца был найден Е Лянь-цзюнем в коренном залегании. Это желтовато-серый или светло-серый пластовый фосфорит, залегающий в виде небольших линз в восточной части месторождения. Внешне он довольно однородный, но при внимательном рассмотрении среди однородной массы местами обнаруживаются тонкие слойки, состоящие из песчаных и гравийных зерен. Эти зерна окатаны, т. е. являются «гальками», но малого размера. Среди них преобладают фосфориты бурые, кварцево-песчанистые, с кварцевыми зернами 0,15—0,20 *мм* в диаметре, а также бурые афанитовые фосфориты, богатые фосфатом, реже встречаются мелкозернистые кварциты с небольшим содержанием аморфного фосфата, оолитовые фосфориты с железисто-карбонатным ядром и мелкокристаллические доломиты. Следовательно, пластовый фосфорит, найденный Е Лянь-цзюнем, образовался в один из спокойных моментов во время накопления основного фосфоритового слоя. Для этого фосфорита характерно присутствие мелких идиоморфных призмочек кварца (табл. VI, *4*).

Фосфоритовый горизонт прослежен Фу Цзян-му в обе стороны от Фынтая более чем на 100 *км*.

Участок Куса-Цзанди, расположенный юго-западнее Фынтая, представляет собой котловину, выполненную нижнекембрийскими глинистыми сланцами. В основании их залегают доломиты с валунами доломита («тиллит») мощностью 50 *м*. Покрывающие их глинистые сланцы ниж-

него кембрия — песчанистые, внизу темно-зеленые, выше черные и опять темно-зеленые и черные, мощностью около 200 *м*. В их толще выделено три фосфоритовых слоя — два в ее основании и третий в кровле. Мощность фосфоритовых слоев небольшая и на площади они весьма невыдержаны. По структуре это конгломераты из галек кварцево-песчанистого фосфорита в кварцево-песчанистом фосфоритовом цементе. Вблизи основания нижнего слоя встречаются круглые желтые фосфоритовые конкреции. Глинистые сланцы покрываются доломитизированными известняками нижнего кембрия. Вероятно, фосфоритовый слой Фынтая соответствует по возрасту этим сланцам и заключенным в них фосфоритовым слоям.

Таким образом, район Фынтая, лежащий на северном склоне щита Хуайян, отличается сравнительно малой мощностью отложений кембрия и конгломератовым строением фосфоритовых слоев.

На запад-северо-запад от Фынтая слои кембрия погружаются под более молодые отложения и через 200 *км* снова выходят на поверхность в юго-восточном углу провинции Хэнань. По данным Сюй Цзя-вэя (1958), в фосфоритовом слое встречаются раковины *Obolopsis* sp., а в подстилающих его кремнистых доломитизированных известняках, относимых к синийскому комплексу, найдены раковины *Obolella*.

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Хуабэй

Синийская система во впадине Хуабэй развита наиболее полно. В районе Синлуна ее мощность достигает 10 *км*, в других районах — не превышает 1—3 *км*. В основании синия на юге, западе и севере бассейна залегают белые кварцевые песчаники, внизу иногда с прослоями конгломерата. Шлейф кварцевых песчаников окаймляет щит Хуайян с севера, массив Ордос с востока и Монгольскую ось с юга. Эти песчаники и залегающие в их кровле оолитовые железные руды свидетельствуют о влажном климате того времени и о равнинности соседней суши.

Выше залегает мощная толща карбонатных пород, преимущественно доломитов, местами переполненная остатками рифовых известковых водорослей из группы *Collenia*.

Вулканизм в виде излияния основных и средних лав проявлялся в районе севернее хр. Циньлин в самом начале синия. Возможно, что этот вулканизм дисинийский. Небольшие проявления вулканизма имеются в средней части синийских отложений к северо-востоку от Пекина в районе Синлуна.

Фосфатопроявления известны по северному склону щита Хуайян в форме галек, по восточному склону выступа Тинбэ массива Ордос — в форме песчанистых фосфоритовых конкреций и галек, по южному склону Гобийского массива — в форме редко рассеянных зерен и на п-ове Ляодун — в виде повышенных содержаний фосфора и гидротермально-метасоматических скоплений апатита.

Фосфориты в синийских отложениях встречаются у восточного склона массива Ордос (район № 23) в верхней части толщи кварцевых песчаников при переходе их в алевролиты. Тип фосфоритов пластовый и желваковый.

На южном борту впадины Синань, в районах № 27 и 28, в основании отложений кембрия встречаются фосфоритовые гальки, часть которых, возможно, вымыта из синийских слоев.

Кембрийская система во впадине Хуабэй также отличается большой полнотой. Она сложена аргиллитами, мергелями и известняками, частично доломитизированными.

Фосфориты залегают в основании кембрийской системы, местами на синийских отложениях, но иногда отделяются от синия пачкой аргилли-

тов мощностью 50—70 *м*. Типы фосфоритов: желваковый, галечный (конгломератовый) и пластовый. Почти все эти фосфориты кварцево-песчанистые. Лишь изредка встречаются желваки с небольшой примесью кварцевых зерен и тонкие линзочки афанитового пластового фосфорита среди известняков.

Полоса выходов кембрийских фосфоритов протягивается вдоль западного склона массива Ордос и северного склона массива Хуайян.

Нижнекембрийские фосфориты отлагались, по-видимому, в условиях влажного и жаркого климата. На это указывает их слабая карбонатность или бескарбонатность и присутствие кварцевых песчаников и известняков. Уже в середине толщи отложений нижнего кембрия известняки переходят в доломиты с пачкой гипса (см. фиг. 23), что свидетельствует о смене влажного климата засушливым. В это время, а также в среднем и нижнем кембрии и ордовике фосфориты не отлагались.

Проявления вулканизма в начале синия известны в районе Синлуна и между Циньлинем и Ордосом. В кембрие слабый вулканизм отмечается в низовьях Хуанхэ.

Впадина Нанчжун

Синийские и кембрийские отложения впадины Нанчжун сложно дислоцированы и выходят на поверхность небольшими сильно разрозненными участками. Трудности сопоставления древних толщ, помимо сложности тектоники и разрозненности выходов, вызываются еще слабой изученностью стратиграфии и литологии осадков. Так, на геологических картах до настоящего времени показывается нерасчлененная толща протерозоя — силура. Поэтому и палеогеографические границы впадины намечены весьма ориентировочно (см. фиг. 14).

В пределах впадины Нанчжун известно два фосфоритоносных района и ряд фосфатопроявлений синия и кембрия.

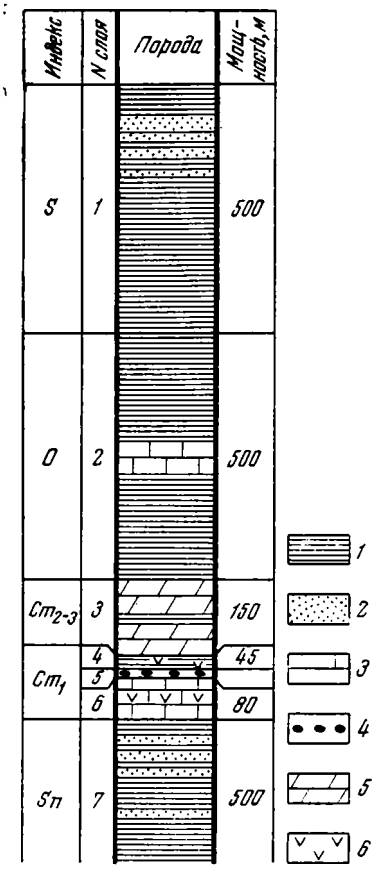
Район пластовых и желваковых фосфоритов (№ 29)

В районе фосфоритового месторождения развиты меловые риолиты и вулканические туфы мощностью до 1000 *м*, которые залегают на юрской угленосной свите Удзао. Триас и верхний палеозой размыт, ниже идут следующие слои (фиг. 29):

		Мощность, *м*
S	1. Серия Гаоцзябянь. Внизу желто-зеленые и серые граптолитовые сланцы, вверху — чередующиеся слои серых глинистых песчаников и сланцев	500
O	2. Граптолитовые глинистые сланцы, в середине с пачкой известняка Яньвашань	500—600
Cm_{2-3}	3. Доломиты Янлюган, черные, тонкослоистые, в середине свиты — серо-черные глинистые сланцы. В доломитах и сланцах содержатся *Protospongia* и трилобиты	150
Cm_1	4. Свита Хэтан. Кремнистые и кремнисто-углистые сланцы, черные и серые, с *Protospongia*, внизу горючие	45
	5. Фосфоритовый горизонт.	
	6. Известняк Сифэнсы, доломитовый, серо-белый, внизу с прослойками кремня, в верхней части (40 *м*) фосфатсодержащий (P_2O_5 1%)	80
Sn	7. Глинистые сланцы и филлиты, фиолетово-черные, бурые, вверху иногда песчаники	500

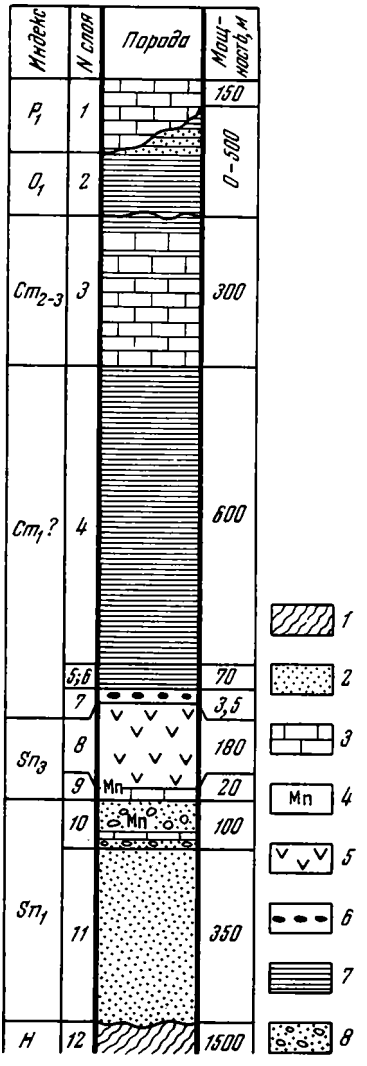
На северо-востоке района, где развиты пластовые и частью желваковые фосфориты, под фосфоритовым горизонтом У Цзы-цзян (1958) наблюдал следующие слои:

		Мощность, *м*
Sn	1. Доломит Махулиан	25—30
	2. Кремнистый известняк Сифун	25
	3. Филлит слабо метаморфизованный	25—30
	4. Песчанистые сланцы и кремнистые известняки	800—1000



Фиг. 29. Разрез древних толщ фосфоритоносного района (№ 29).

1 — глинистые сланцы; *2* — песчаники; *3* — известняки; *4* — фосфориты желваковые; *5* — доломиты; *6* — кремнистость



Фиг. 30. Разрез древних толщ, содержащих фосфатопроявления на севере провинции Цзянси (район № 30).

1 — глинистые сланцы и филлиты; *2* — песчаники; *3* — известняки; *4* — марганцовистость; *5* — кремнистые породы; *6* — фосфориты желваковые; *7* — глинистые сланцы; *8* — тиллоиды

На юго-западе района пластовые фосфориты отсутствуют, а развиты фиолетовые, серые и черные кремнистые сланцы свиты Хэбан мощностью до 200 *м*, с прослоями фосфоритовых желваков.

Максимальной мощности фосфоритовый слой достигает на северо-востоке района. Фосфориты пластовые и желваковые, черные. Фосфоритовые желваки плоские, до 3—5 см в диаметре, заключены в черном слоистом кремнисто-фосфатном цементе.

В шлифе фосфат аморфный, редко кристаллический, встречаются фосфатизованные копролиты 0,3—0,5, реже 0,2—0,3 *мм* в диаметре, однолучевые спикулы губок; часты кубики и агрегаты пирита. Окварцевание развито в виде розеток, агрегатов и жилок кварца. Кальцитизация неравномерная, доломит редок. Фосфорит сильножелезистый и сильноглинистый.

Фосфатопроявления на севере провинции Цзянси (№ 30)

Район Северная Цзянси включает также несколько небольших фосфатопроявлений, известных в соседних уездах провинций Хунань и Хубэй.

На северо-западе провинции Цзянси имеется следующий разрез (фиг. 30):

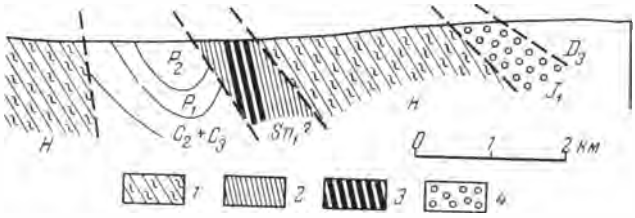
		Мощность, *м*
P_1	1. Свита Цися (Чися). Известняки серо-черные, тонкослоистые и массивные, частью кремнистые, внизу с прослоями черных углистых сланцев мощностью до 5 *м*	150
O_1	2. Свита Юйшань. Нижняя часть — серовато-зеленые и серовато-красные глинистые сланцы, иногда с известковыми конкрециями и граптолитами, верхняя часть — чередующиеся слои песчанистых сланцев и тонкозернистых песчаников. На участке Сюшуй свита размыта	до 500
Cm_{2-3}	3. Свита Ушимынь. Известняки серо-черные, внизу тонкослоистые, чистые (идут на известь), с прослоями известково-глинистых сланцев. Венчаются слоем глинистого сланца мощностью 20 *м*	300
Cm_1?	4. Свита Гуаньиньтан (слои 4—7). Глинистые сланцы серо-зеленые, тонкослоистые, слюдистые	600
	5. Глинистые сланцы черные, тонкослоистые, с остатками спикул губок	50
	6. Углисто-глинистые сланцы черные, внизу более богатые углистым веществом	20
	7. Глинистые сланцы черные, с конкрециями фосфорита	3,5
Sn_3	8. Свита Ванинькоу (слои 8 и 9). Кремнистые породы светло-серые и черные, массивные и сланцеватые, в середине марганцовистые	180
	9. Известняк серо-белый, внизу сильно-, вверху слабомарганцовистый, при выветривании бурый	20
	10. Тиллит Наньто. Конгломерат серо-красный, желтый и черный, с угловатыми и округлыми гальками, в нижней части (30 *м*) с прослоями известняков, кремнистых сланцев и карбонатной марганцевой руды. В верху этой пачки конкреций пирита так много, что они разрабатываются	100
	11. Песчаник Шайе (Дунмын?), серо-белый, грубозернистый	350
A?	12. Серия Шуанцзяо (комплекс Баньси?). Глинистые сланцы и филлиты, серые и сине-зеленые, местами фосфатсодержащие и с прослоями фосфоритовых конкреций, внизу с конгломератами	1500

Мощность фосфатсодержащего глинистого сланца (слой 7) на участке Хунлю 2 *м*, на участке Ганьшань — 7 *м*, среднее содержание P_2O_5 1,5%, максимум до 5,2%. Местами фосфоритсодержащий слой выклинивается.

Описанный район интересен тем, что в одном разрезе присутствуют марганцевые проявления, «тиллиты», кремнистые породы, углистые сланцы и фосфориты.

Район фосфоритно-карбонатных пачек (№ 31)

В восточной части провинции Хунань выделяется небольшой изолированный блок кембро-синийских пород. Он зажат по тектоническим контактам между комплексом Баньси и отложениями карбона и перми (фиг. 31). К этому блоку и приурочено фосфоритовое месторождение Чайное. Оно открыто в 1958 г. местным учителем Оу Сы-пэном. Рельеф района мелкосопочный, с субтропической растительностью (фиг. 32), включающей и крупные чайные деревья, откуда район получил свое название.



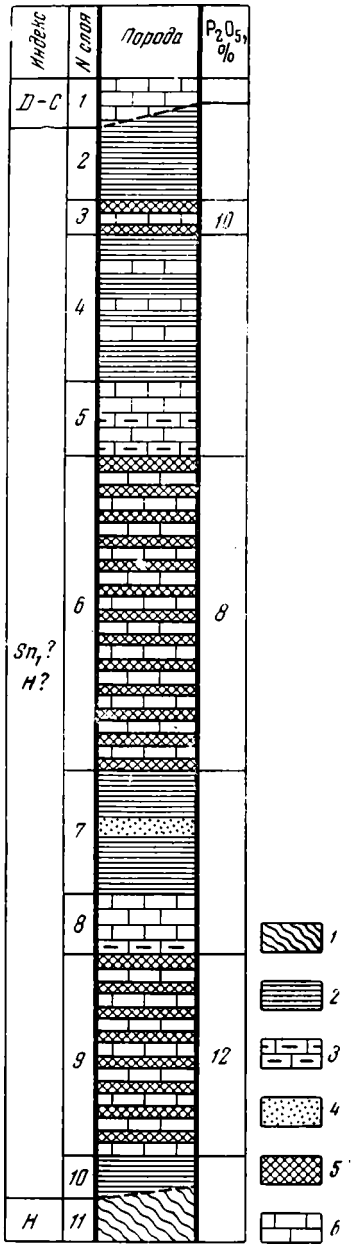
Фиг. 31. Схематический разрез района месторождения Чайное, по Ли Шен-сы (район № 32).

1 — глинистые сланцы комплекса Баньси (H); *2* — глинистые сланцы, заключающие фосфатную пачку (Sn_1); *3* — фосфатная пачка; *4* — конгломераты нижней юры (J_1)

Ввиду сложности тектоники и непостоянства слоев геологический разрез месторождения выяснен только предварительно. К моменту нашего совместного с Е Лянь-цзюнем и Ли Шен-сы посещения в конце 1959 г. он представлялся следующим (фиг. 33):

Фиг. 32. Субтропическая растительность в районе месторождения Чайное

		Мощность, *м*
D — C	1. Известняки светло-серые, с брахиоподами, криноидеями и обилием жилок белого кальцита.	
	Тектонический контакт	
Sn_1?	2. Глинистые сланцы серые и зеленовато-серые, гидрослюдистые	17
	3. Верхняя фосфоритово-карбонатная пачка. Карбонатные породы серые и черные, с прослоями черных пластовых фосфоритов.	
	4. Глинистые сланцы серые и темно-серые, с прослоями марганцовистых и железистых карбонатных пород. На выходах карбонатные породы выщелочены, видны только марганцево-железистые глинистые сланцы (фиг. 34)	30
	5. Карбонатные породы черные, серые и белые, с прослоями мергелей, с пиритом, зернами фосфорита и жилками кальцита и кварца	15



Фиг. 33. Разрез фосфоритоносной толщи месторождение Чайное. Соотношения мощностей фосфоритов и карбонатных пород в фосфоритово-карбонатных пачках разреза условные

1 — глинистые сланцы комплекса Баньси; *2* — глинистые сланцы фосфатной пачки; *3* — мергель; *4* — кварцевые песчаники; *5* — фосфориты; *6* — известняки и доломиты

		Мощность, *м*
Sn_1?	6. Средняя фосфоритово - карбонатная пачка. Серые, темно-серые и черные марганцовистые известняки и доломиты с рассеянными фосфатными зернами (копролитами) и прослоями черного фосфорита. Фосфориты вверху черные, афанитовые, с аморфным фосфатом и пиритом, ниже — прослои черного зернистого фосфорита, внизу — серые и черные афанитовые фосфориты, окремнелые, с пиритом. Все породы сильно брекчированы, с обилием жилок карбоната и кварца.	
	7. Глинисто-серицитовые сланцы зеленовато-серые до черных, с примесью мелких зерен терригенного кварца 0,1—0,3 *мм* в диаметре. В середине пачки сланцев проходит двух- или трехметровый слой серого кварцевого песчаника. Этот песчаник состоит из хорошо окатанных зерен кварца, частью сильно корродированных по сутурным линиям. Цемент кремнисто-карбонатный . .	25
	8. Карбонатные породы серые и черные, с пиритом и обилием жилок кварца и карбоната, местами окварцованные. Внизу двухметровый слой черного мергеля с тонкими прослойками фосфорита	12
	9. Нижняя фосфоритово - карбонатная пачка. Светло-серые марганцовистые известняки и доломиты с рассеянными зернами фосфата и прослоями пластового и желвакового фосфорита. Фосфорит черный, темно-серый, внизу и вверху афанитовый, в средней части пачки зернистый, сильно брекчированный, с пиритом и обилием жилок кварца и кальцита.	
	10. Глинистые сланцы темно-серые и серые, гидрослюдистые, с редкими зернами терригенного кварца	10
H	11. Комплекс Баньси. Глинистые сланцы зеленовато-серые и серые, гидрослюдисто - серцитовые, с жилками кварца	больше 500

Мощность фосфоритоносной толщи порядка 200 *м*. В ней имеются три фосфоритово-карбонатные пачки. Говорить о цикличности напластований и о деталях строения отдельных пачек пока еще преждевременно

Фиг. 34. Глинистые сланцы фосфоритоносной пачки с тонкими железисто-марганцовистыми прослойками. Месторождение Чайное, стенка канавы

ввиду сильной тектонической нарушенности и брекчированности пород. Кроме того, первичные фосфориты неравномерно разубожены многочисленными жилками кварца и карбонатов, а также неправильным окремнением, что еще больше усложняет сопоставление слоев по химическим анализам кернов скважин.

Фосфориты в основном двух типов — зернистые и афанитовые, но преобладают последние. В зернистых фосфоритах различаются округлые фосфатные зерна, удлиненные стержни и фосфатно-карбонатный цемент. Размеры округлых зерен 0,2 *мм*, редко 0,15 или 0,30 *мм*. Стержни заострены на концах, длина их 1 *мм*, толщина 0,15 *мм*, встречены в скв. 4 на глубине 101 *м*. Зерна, стержни и афанитовый фосфорит сложены аморфным франколитом, нередко слабо раскристаллизованы до фторапатита. Цемент — аморфный франколит, микрокристаллический фторапатит, доломит и микрозернистый кварц. Нередко наблюдается замещение цемента и частично фосфатных зерен микрозернистым кварцем. Встречаются песчинки фосфорита (0,2—0,3 *мм*), содержащие у краев полуистертые фосфатные зерна. Местами фосфориты микрослоистые от чередования темных и светлых слойков.

Для месторождения Чайное характерно присутствие карбонатов марганца и отчасти железа, а также кварцевых песчаников. Наличие этих песчаников указывает на принос терригенного материала с равнинной суши, на которой происходило интенсивное выветривание в условиях жаркого влажного климата.

Сильное обогащение фосфатом наблюдается в зоне выветривания. Мощность этой зоны 15—20 *м*. Карбонаты в ней выщелочены, соединения закиси железа и марганца окислены. Несмотря на интенсивное субтропическое выветривание, на что указывает наличие красноземных почв и субтропическая растительность, плотные фосфориты оказались устойчивыми и даже выходят на поверхность (фиг. 35). В шлифе видны вторичные выделения игольчатого и микрокристаллического фосфата, встречаются алюмо- и железофосфаты.

Фиг. 35. Фосфоритовый пласт средней фосфоритово-карбонатной пачки, обогащенной при выветривании. Выходит на поверхность. Район № 31, месторождение Чайное

Выветрелый фосфорит серый и желтовато-серый, твердый, плотный, реже кавернозный. Встречаются белые не очень твердые мелоподобные разновидности, ярко фосфоресцирующие при нагревании.

Районы желваковых фосфоритов (№ 32—34)

Фосфориты в виде желваков или сланцы с повышенным содержанием фосфора встречаются в отложениях нижнего кембрия на севере провинции Гуандун (район № 32).

В районе № 33 возраст фосфоритов не совсем ясен. Фосфориты здесь приурочены к додевонской или кембро-синийской толще сланцево-песчаных пород, известной под названием комплекса Луншань. Мощность его 5000 *м*. Этот комплекс делится на пять свит, обозначаемых буквами латинского алфавита:

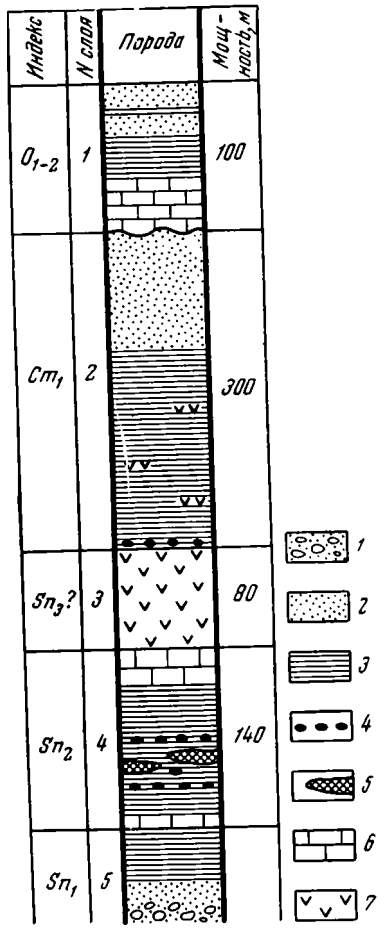
	Мощность, *м*
1. Свита e. Песчаники и глинистые сланцы. Внизу маркирующий слой углисто-глинистого сланца в виде линз мощностью 1—1,5 *м*	900
2. Свита d. Песчаники и глинистые сланцы с двумя горизонтами конгломератов. Мощность нижнего горизонта конгломератов 25 *м*, верхнего — 17 *м*. Нижний конгломерат мелкогалечный, состоящий из галек кварца, гранита и редко фосфорита	1050
3. Свита c (си). Глинистые сланцы и реже песчаники	800—1050
4. Свита b (би). Песчаники и глинистые сланцы, слюдистые. В глинистых сланцах встречаются карбонатные конкреции	660
5. Свита a. Песчаники и глинистые сланцы. Внизу и вверху — маркирующие горизонты кремнистого сланца	1400

Девонские отложения несогласно лежат на свите e.

Фосфориты в виде конкреций приурочены к слою углисто-глинистого сланца свиты e. Содержание P_2O_5 в породе 0,2—0,4%.

Фосфоритоносный район № 34 располагается на юго-восточном склоне массива Цзяннания, где в него врезался синийский залив или пролив. Геологический разрез древних толщ района показан на фиг. 36.

		Мощность, м
O_{1-2}	1. Серия Жунцзян. Внизу — черные известняки (20—40 м), выше — углистые сланцы, местами кремнистые, вверху — желтые песчаники с прослоями граптолитовых сланцев	100
Cm_1	2. Свита Шуйкоу. Внизу — черные, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы (200 м), вверху — песчаники светло-зеленые, мелкозернистые, слюдистые (100 м). В основании сланцев — конкреции фосфорита от 1 до 5 см в диаметре	300
Sn_3?	3. Свита Лабо. Кремнистые породы темно-серые, плотные	80
Sn_2	4. Свита Доушаньто:	
	д) известняки доломитовые, тонкослоистые, глинистые	30
	г) углисто - серицитовые сланцы	36
	в) фосфоритоносная толща; плотные углисто-глинистые сланцы с линзами пластового и желвакового фосфорита (крупные конкреции) преимущественно вверху толщи	
	б) известково - глинистые сланцы с серицитом, черные	10—20
	а) известняки доломитовые, массивные . . .	10—12
Sn_1	5. Свита Наньто. Конгломераты, кварцево-серицитовые песчаники и сланцы	



Фиг. 36. Разрез древних толщ района желваковых фосфоритов (район № 34)

1 — конгломераты; 2 — песчаники 3 — глинистые сланцы; 4 — фосфориты желваковые; 5 —фосфориты пластовые; 6 — известняки; 7 — кремнистые сланцы и кремнистость

Фосфоритовые конкреции синия и кембрия заключены в черных плотных углисто-глинистых и частью кремнистых сланцах. В зоне выветривания до глубины 12—20 м линзы и конкреции фосфорита хорошо отделяются от разрыхленных сланцев.

Как видно, здесь имеются два фосфоритовых горизонта — нижний, или главный, синийского возраста, и верхний, нижнекембрийский. В обоих горизонтах фосфориты желваковые, но в синийском встречаются и пластовые.

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Нанчжуи

Синийские и кембрийские отложения в пределах впадины Нанчжун известны в виде небольших разрозненных выходов. Каковы были палеогеографические условия того времени, во многом еще неясно. Предсинийская толща комплекса Баньси сложена песчаниками и бескарбонатными глинистыми сланцами. Эта толща, по-видимому, отлагалась в слабо опресненном заливе или лагуне. В верху этой толщи или, может быть, в основании синия залегают пачки фосфатно-карбонатных пород района № 31. Глинисто-сланцевый и карбонатный составы толщи свидетельствуют о том, что бассейн, в котором она отлагалась, был то опреснен-

ным, то нормально-соленым, то слабо осолоненным. Присутствие кварцевых песчаников указывает на принос терригенного материала с гумидной платформы. Эта платформа, вероятно, располагалась в районе Катазии и, может быть, простиралась еще далее на юго-восток.

Заведомо синийские отложения в районе Сянтань начинаются конгломератами и песчаниками, залегающими с небольшим угловым несогласием на глинистых сланцах комплекса Баньси. Выше идут углисто-черные глинистые сланцы, которые кверху становятся все более марганцовистыми и постепенно сменяются тиллоидами. По резкой границе на них залегают серые доломиты, с повышенным содержанием фосфора. Далее они переходят в красные доломиты и серые известняки. Эти известняки и подстилающие его доломиты относятся к свите Дэньин. Фосфоритоносная свита Доушаньто здесь отсутствует.

В синийских отложениях впадины Нанчжун имеются лишь небольшие залежи фосфоритов.

Кембрийские отложения впадины Нанчжун представлены известняками, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и доломитами. Фосфориты приурочены к толщам черных углистых кремнисто-глинистых сланцев нижнего кембрия. Тип фосфоритов желваковый. Желваки черные, плоские, кремнисто-фосфоритовые.

Основные эффузивы известны среди синийских отложений в юго-западной части впадины Нанчжун. Вулканических проявлений в кембрии не отмечено.

Обращает на себя внимание малая мощность отложений синия и кембрия, обычно не превышающая 500 *м* для каждой системы. Очевидно, крупных массивов суши вблизи впадины Нанчжун не было, так же как здесь не происходило и существенных прогибаний.

Впадина Синань

Границы впадины Синань в течение синийского и кембрийского времени существенно изменялись как вследствие сужения и расширения ее, так и в результате появления и исчезновения островов и проливов. Пределы впадины, изображенные на фиг. 14, примерно отвечают эпохам синийского и кембрийского фосфатонакоплений. В эпохи отложения доломитов свиты Дэньин и известняков среднего и верхнего кембрия границы впадины и проливы были шире, а Сычуаньский массив был более погружен.

На востоке впадина Синань ограничивалась поднятиями Цзяннания и Хуайяна, на севере — поднятиями или грядой островов на месте нынешнего хр. Циньлин, на западе — осью Кандэн и на юге — Тонкинским массивом.

Расположение проливов, соединявших древнее Синаньское море с другими морями, также показано ориентировочно. На востоке этого моря, по-видимому, существовал пролив Янцзы, на северо-западе — пролив Дадухэ и на юго-востоке оно, вероятно, соединялось проливами с морем Нанчжун и открытым океаном.

Синийские фосфориты распространены только на западной, а кембрийские — почти на всей территории впадины. Резко преобладает пластовый тип фосфоритовых месторождений, аналогичный каратаускому типу.

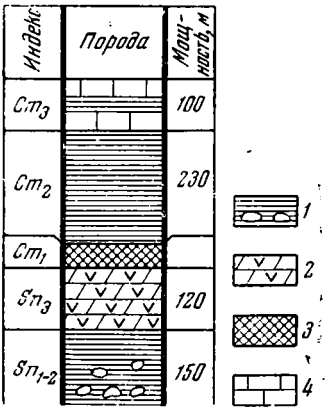
Районы пластовых фосфоритов синия и кембрия на восточном борту впадины Синань (№ 35—42)

У восточной границы впадины Синань (район №35) в основании разреза залегают синийские глинистые сланцы и тиллоиды общей мощностью 150—200 *м* (фиг. 37). Свита Доушаньто, обычно фосфоритоносная, здесь отсутствует и непосредственно на тиллоидах располагаются

«кремнистые известняки», предположительно отнесенные к свите Дэньин. Мощность их 120—130 *м*. В верхней части этих известняков содержатся прослои глинистых сланцев.

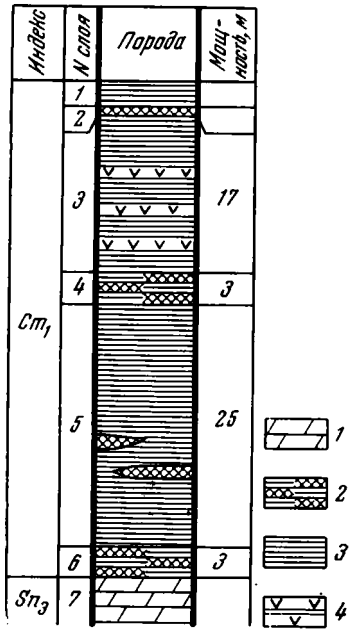
Нижний кембрий начинается фосфоритоносной пачкой черных глинистых и углисто-глинистых сланцев. Выше идет толща глинистых сланцев среднего кембрия мощностью 230 *м*, внизу черных, в средней и верхней части серо-зеленых. Верхний кембрий представлен известняками с прослоями глинистых сланцев, общей мощностью 100 *м*.

Общая мощность синийских и кембрийских отложений в районе № 35 равна 700—800 *м*. Эти отложения слабо дислоцированы, углы падения слоев равны 10—20°.



Фиг. 37. Разрез древних толщ района № 35

1 — глинистые сланцы и тиллоиды; *2* — «кремнистые известняки» (вероятно, доломиты); *3* — фосфоритоносная пачка; *4* — известняки



Фиг. 38. Разрез фосфоритоносной пачки района № 35

1 — доломиты; *2* — глинистые сланцы с линзами фосфорита; *3* — глинистые сланцы; *4* — кремнистые сланцы

Фосфоритоносная пачка нижнего кембрия имеет следующее строение (фиг. 38):

	Мощность, *м*
1. Черные углисто-глинистые сланцы (свита Шибай), внизу с редко рассеянными конкрециями фосфорита.	
2. Пластовый фосфорит, черный, плотный, вверху его встречаются конкреции фосфорита. Это главный фосфоритовый слой.	
3. Черные глинистые сланцы с прослоями кремня	17
4. Фосфатсодержащие черные глинистые сланцы	3
5. Черные глинистые сланцы с прослоями кремня, в середине слоя фосфатсодержащие	25
6. Фосфатсодержащие черные глинистые сланцы	3
7. Доломит Дэньин, вверху с прослоями глинистых сланцев	

Мощность фосфоритоносной пачки значительная, но она бедная.

К востоку, в сторону впадины Синань, появляется синийская фосфоритоносная свита Доушаньто. Фосфориты в ней серые, пластовые, зернистые, с гальками фосфоритов и примесью кварцевых песчаных зерен и редких галек белого кварца. Еще восточнее исчезают кварцевые гальки и примесь кварцевого песка, количество фосфоритовых галек также становится меньше и в районе № 36 залегают уже довольно чистые и однородные зернистые фосфориты в виде одного пласта (фиг. 39; табл. VII, *1*). Подробнее мы их рассмотрим ниже.

Фиг. 39. Нижний, или главный, фосфоритовый горизонт ($Ф_1$) и покрывающий его доломит свиты Дэньин (Д). Район № 36

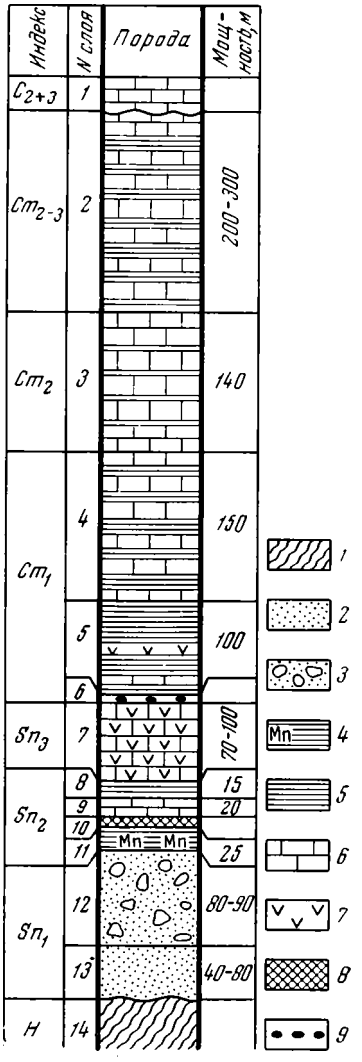
Фиг. 40. Выход слоев фосфорита нижнего горизонта. Ф-фосфорит; С-сланец; Д-доломит Район № 37

Еще восточнее, в районе № 37, происходит расклинивание нижнего фосфоритового горизонта за счет появления прослоев глинистых сланцев (фиг. 40). В фосфоритовых слоях здесь содержится много примеси песчано-глинистых частиц. В то же время мощность фосфоритоносной пачки возрастает. Одновременно происходит увеличение мощности всей толщи синийских отложений до 800—900 *м*.

Теперь рассмотрим синийские отложения вдоль восточного борта впадины Синань к северу.

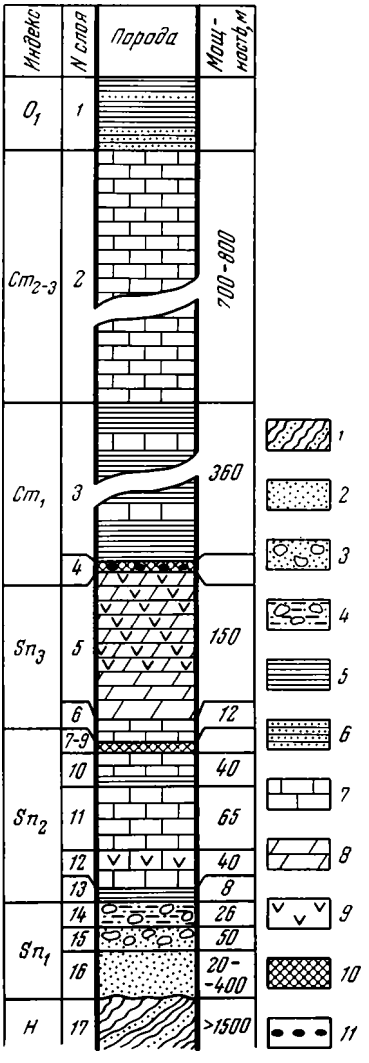
В районе № 38 наблюдается следующий разрез (фиг. 41):

		Мощность, *м*
C_{2-3}	1. Известняки Хутянь. В основании их на закарстованной поверхности залегают слои диаспор-бемитовой породы.	
Cm_{2-3}	2. Свита переслаивающихся глинистых известняков и известковистых сланцев. В середине свиты слой плоскогалечного (бамбуколистного) известняка мощностью до 30 *м*	200—300
Cm_2	3. Известняки серые, с прослойками глинистых сланцев	140
Cm_1	4. Известняки серо-черные и бурые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами	150
	5. Углисто-глинистые сланцы черные, внизу известковистые, в середине кремнистые. Окраска сланцев кверху становится светлее и переходит в серо-зеленую	100
	6. Фосфоритовые и фосфорито-кремнистые конкреции, черные, округлые и плоские, в черном глинистом сланце.	
Sn_3	7. Свита Дэньин. Известняки серые, тонкослоистые, с кремнями, фосфатсодержащие	70—100
Sn_2	8. Свита Доушаньто. Глинистые сланцы серые	15
	9. Известняки серые, тонкослоистые, глинистые .	20
	10. Фосфоритоносная пачка.	
Sn_2	11. Глинистые сланцы черные и темно-зеленые, внизу марганцовистые	25
Sn_1	12. Тиллиты Наньто. Серо-зеленые песчаники с рассеянными валунами и гальками гранитов, порфиров, филлитов, кварцитов, изредка известняков и фосфоритов	80—90 до 300
	13. Песчаники Наньто, зеленовато-серые, аркозовые	40—80
Н	14. Комплекс Баньси. Филлиты или глинистые сланцы темно-серые, от выветривания желтые. Вверху кварцевые песчаники с содержанием P_2O_5 3—5%	Видимая мощность 200



Фиг. 41. Разрез древних толщ (район № 38)

1 — филлиты и гнейсы; *2* — песчаники с прослоями глинистых сланцев; *3* — доломиты и доломитизированные известняки; *4* — известняки; *5* — фосфатная пачка; *6* — желваки фосфорита; *7* — конгломераты плоскогалечные; известняковые; *8* — глинистые сланцы; *9* — оолиты



Фиг. 42. Разрез древних толщ (район № 39)

1 — филлиты и песчаники; *2* — песчаники; *3* — конгломераты; *4* — тиллоиды; *5* — глинистые сланцы; *6* — песчанистые сланцы; *7* — известняки; *8* — доломиты; *9* — кремнистые сланцы и кремнистость в других породах; *10* — фосфоритоносная пачка; *11* — фосфоритовые желваки

Мощность кембрия около 600 *м*, синия 300—400 *м*. У поверхности наблюдается обогащение фосфорита в результате выщелачивания карбонатов при выветривании. Количество карбонатов в свежем фосфорите синийского возраста равно 10—13%, прочих примесей — 50—60%. Фосфориты встречаются двух типов: 1) песчаниковидные, зернистые, светло-серые и 2) ленточнослоистые, афанитовые, темно-серые.

Фосфориты нижнего кембрия желваковые, залегают в основании толщи углисто-глинистых сланцев. Желваки черные, округлые и плоские, глинисто-фосфоритовые и фосфоритово-кремнистые, заключены в черных глинистых сланцах.

В 200 *км* к северо-востоку строение синийских и кембрийских отложений усложняется. В районе № 39 имеется следующий разрез (фиг. 42):

		Мощность, *м*
O_1	1. Темно-серые песчанистые сланцы, вверху серые известняки.	
Cm_{2-3}	2. Известняки серые, внизу и вверху кремнистые, в средней части оолитовые, с прослоями мергелей и глинистых сланцев	700—800
Cm_1	3. Глинистые сланцы Улипай черные и темно-серые, вверху темно-зеленые, содержащие прослои черных тонкослоистых известняков с *Redlichia, Lingula* и др. . . .	360
	4. Углисто-черные глинистые сланцы с конкрециями пирита. Внизу двухметровый слой фосфоритово-кремнистых конкреций в таком же сланце. Содержание P_2O_5 в конкрециях низкое.	
Sn_3	5. Доломиты серые, вверху массивные, кремнистые, в середине тонкослоистые, известковистые и кремнистые, внизу снова массивные, вблизи почвы фосфатсодержащие	150
	6. Известняк серый и белый, тонкослоистый, фосфатсодержащий	12
Sn_2	Свита Доушаньто (фосфоритоносная пачка слои 7—9).	
	7. Известняк серый, кремнистый, содержание P_2O_5 3—8%.	
	8. Глинистый сланец серый	
	9. Фосфорит темно-серый до черного, ленточнослоистый	
	10. Известняки и глинистые сланцы серые и темно-серые. Вверху известняк микрозернистый, с мелкими неправильными сгустками аморфного фосфата	40
	11. Известняк черный, углистый	65
	12. Известняк темно-серый, кремнистый, пластинчатый . . .	40
	13. Глинистый сланец черный, внизу марганцовистый . . .	8
Sn_1	Тиллит Наньто (слои 14, 15 и 16).	

		Мощность, *м*
	14. Глинистый сланец зеленовато-серый, пластинчатый, твердый, с полосками кремня и редко рассеянными гальками . . .	26
	15. Конгломерат голубовато-серый. Гальки и валуны кварцитов, жильного кварца, кремня и филлитов заключены в песчанике. Кверху песчаник становится более глинистым и постепенно переходит в вышележащий слой	Мощность изменчива, до 50
Sn_1	16. Песчаники фиолетовые, вверху серо-зеленые, аркозовые. Залегают несогласно	20—400
H	17. Комплекс Баньси, залегающий в основании синия, сложен филлитами с прослоями кварцевых песчаников. В нем выделяются три горизонта песчаников, общая мощность которых составляет несколько десятков метров, а содержание P_2O_5 2—5% и Mn около 1%	более 1500 *м*

В этом районе типы синийских фосфоритов довольно разнообразны. Преобладает ленточно-слоистый тип — пластообразные конкреции фосфорита, серые до черного, в разрезе имеющие вид тонких лент или удлиненных линз-слойков, залегающих в глинистых сланцах или мергелях. Иногда слойки сливаются. В шлифе большая часть фосфоритов зернистая — округлые зерна (0,2—0,3 *мм* в диаметре) аморфного или микрокристаллического фосфата заключены в фосфатном, карбонатном или кремнистом цементе. В верху слоя размеры фосфатных зерен достигают 0,5—0,7 *мм*. Фосфатные зерна слегка сдавлены (уплощены), местами окварцованы с поверхности или полностью, нередко содержат примесь кальцита. Местами фосфориты окремнелые — замещены кварцем и халцедоном, с реликтами более или менее окремнелых фосфатных зерен. Встречаются кремнистые и фосфатно-кремнистые бобовины. Форма их округлая, шаровидная или слегка уплощенная, а размеры варьируют от 0,5 до 2 *см*. Они сложены микрозернистым кварцем и халцедоном, с поверхности иногда фосфатные, в середине — с примесью карбоната. Иногда бобовины сферолитовые. Они обтекаются слойками сдавленных зерен аморфного фосфата.

Темно-серый щебневатый фосфорит сложен микромозаичным агрегатом кристаллов апатита с примесью микрокристаллического кальцита. Бледно-зеленый кремневидный фосфорит плотный, просвечивающий по краям, состоит из волокнистого и микрозернистого апатита без примесей. Белый зернистый фосфорит сложен сильно сдавленными зернами аморфного фосфата в фосфатном цементе с примесью микрокристаллического кальцита.

Фосфориты нижнего кембрия залегают в виде фосфоритово-кремнистых конкреций среди черных углисто-глинистых сланцев.

Примерно в 150 *км* западнее поднятия Цзяннания среди области распространения пород верхнего палеозоя находится изолированная антиклиналь с выходами нижнего кембрия (район № 40). Фосфориты здесь пластовые, серые и черные.

К северу и северо-востоку от района № 39 синийские и кембрийские отложения опускаются на большую глубину и только через 250—270 *км*, вблизи щита Хуайян (район № 41) и поднятия Хуанлин (район № 42), в западной части провинции Хубэй они снова выходят на поверхность.

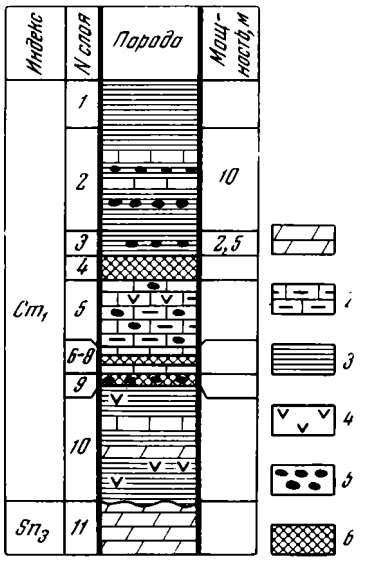
В районе № 41 фосфоритоносная свита Доушаньто представлена доломитистыми мергелями, кремнистыми и глинистыми сланцами мощностью до 300 *м*. В нижней части этой свиты залегают слои пластовых фосфоритов.

К западу, в районе № 42, свита Доушаньто слагается преимущественно глинистыми сланцами. Фосфориты в ней не установлены.

В основании слоев нижнего кембрия в районах № 41 и 42 отмечаются лишь небольшие слойки пластовых фосфоритов.

Районы пластовых фосфоритов кембрия на северном и западном бортах впадины Синань (№ 43—47)

Понятие «северный борт впадины Синань» до некоторой степени условно. Это зависит от размеров Сычуаньского массива, вероятно, существовавшего в течение синийского и кембрийского времени. Если этот массив был большой, т. е. занимал область нынешней Сычуаньской впадины, тогда северную границу впадины Синань следует проводить примерно по р. Янцзы, а не южного склона Циньлиня, как принято в настоящей работе. Это может быть доказано в будущем путем глубокого бурения или литологическим изучением выходов кембро-синийских отложений.



Фиг. 43. Разрез фосфоритоносной пачки нижнего кембрия (район № 43)

1 — доломиты; *2* — мергели; *3* — глинистые сланцы; *4* — кремнистость; *5* — фосфоритовые желваки и конкреции; *6* — фосфорит пластовый

К северу от современной Сычуаньской впадины вплоть до хр. Циньлин простирается обширная складчатая область. В ядрах складок выходят досинийские, синийские и кембрийские отложения. Вполне вероятно, что во времена синия и кембрия эта область входила в состав древнепалеозойской Куньмин-Сычуаньской впадины, которую для краткости мы называем впадина Синань. Обнажения фосфоритовых слоев расположены в пределах полосы выходов нижнего кембрия, протягивающейся в широтном направлении. Фосфоритоносная пачка относится к нижнему кембрию, залегает на доломитовых кремнистых известняках, предположительно соответствующих свите Дэньин. Фосфориты черные, пластовые, зернистые, внизу конгломератовые, окремнелые и кальцитизированные, с обилием пирита. Слои сильно дислоцированы.

Разрез фосфоритоносной пачки нижнего кембрия (в районе № 43), по данным Цоу Цун-и (устное сообщение), следующий (фиг. 43):

		Мощность, *м*
Cm_1	1. Черные углисто-глинистые сланцы и мергели.	
	2. Глинистые сланцы, черные, бурые и фиолетовые, внизу песчанистые, выше — кремнистые, с цепочками округлых фосфоритовых конкреций и редко с линзами известняка. Состав сланцев — гидрослюда, каолинит, зерна кварца и зеленовато-желтого глауконита 0,1 *мм* в диаметре, пирит, органическое вещество. В верху сланцев встречаются линзочки фосфорита. В шлифе известняка видны разрезы раковин *Hyolithes* в виде колец, выполненные аморфным фосфатом, микролинзы и рассеянные округлые зерна фосфата 0,2—0,3 *мм* в диаметре	10
	3. Кремнисто-глинистый сланец черный, с конкрециями фосфорита, микрослоистый (слойки светлые и бурые, извилистые, линзовидные). Редко встречаются кварцево-халцедоновые шарики (радиолярии?)	2,5
	4. Фосфорит черный, пластовый, афанитовый и зернистый, с линзами кремня или окремнения. Пойкилитовый кальцит выполняет каналы спикул губок (табл. VII, *2*), замещает скелеты радиолярий (?), фосфатные зерна и фосфатный цемент (табл. VII, *3*). Размеры фосфатных зерен 0,1—0,2 и 0,2—0,3 *мм*. В участках замещения фосфата кварцем и халцедоном имеются новообразования идиоморфных кристалликов апатита.	
	5. Кремнистый мергель черный, с конкрециями фосфорита. В шлифе это глинисто-кремнисто-карбонатная порода с обилием шариков (радиолярий?), выполненных то кварцем, то халцедоном.	

Мощность, *м*

Встречаются ромбики доломита и обрывки-реликты темно-бурого фосфата.

6. Бурая кремнистая порода с реликтами полуокремнелых фосфатных зерен и окварцованными спикулами губок.

7. Фосфорит черный, пластовый, тонкослоистый, частью окремнелый. В шлифе видны зерна аморфного фосфата 0,2 *мм* в диаметре, более или менее замещенные кварцем.

8. Известняк крупнокристаллический, с конкрециями фосфорита до 1 *см* в диаметре. Пойкилитовый кальцит слагает основную массу породы. Он интенсивно замещает спикулы губок, фосфатный цемент и фосфоритовые конкреции.

9. Фосфорит черный. Нижняя часть представляет собой конгломерат из плоских галек фосфорита в кальцитовом цементе, верхняя — однородный пластовый фосфорит. В шлифе фосфат аморфный. Одни фосфоритовые гальки афанитовые, другие сложены фосфатными зернами, 0,1—0,2 *мм* в диаметре, в фосфатном цементе. Цемент пойкилитовый, кальцитовый, интенсивно корродирует гальки фосфорита с поверхности и по трещинам. Пластовый фосфорит зернистый и афанитовый, размер темных фосфатных зерен 0,2—0,3 *мм*, светлых — 0,4 *мм*, цемент — бурый фосфат. Встречаются шарики кальцита до 0,07 *мм* в диаметре (псевдоморфозы по радиоляриям?).

10. Черные кремнисто-глинистые сланцы, доломиты и мергели. В шлифе доломит мелкокристаллический, постепенно переходит в кремнистую массу. В кремне много ромбоэдров доломита и черно-бурых участков фосфорита . . . . .

Sn_3 11. Доломит Дэньин (?), серый и темно-серый, с линзами кремня и доломитовыми копролитами — сгустками микрозернистого доломита до 0,3—0,4 *мм* в диаметре.

В юго-западном месторождении фосфориты черные, пластовые, зернистые, массивные и тонкослоистые. В массивном фосфорите крупные (0,3—1,0 *мм*) зерна аморфного фосфата заключены в пойкилитовом кальците (табл. VIII, *1*). В тонкослоистом фосфорите фосфатные зерна мелкие (0,07—0,10 *мм*, редко до 0,2 *мм*), в разных слойках несколько отличающиеся по размеру, более или менее окремнелые; цемент — бурый аморфный фосфат, сильно железистый. В афанитовом фосфорите кальцит выполняет трещинки и частично замещает фосфат (табл. VIII, *2* и *3*).

Другой выход фосфорита находится к северо-востоку от № 43. Фосфатоносная пачка мощностью до 23 *м* залегает на кремнистых известняках (доломитах?) свиты Дэньин и покрывается черными глинистыми сланцами, известняками с *Archaeocyathus* и песчаниками нижнего кембрия. В фосфоритах и несколько ниже, в кремнистых известняках, встречаются раковины *Hyolithes*. Имеется два фосфоритовых пласта. Между ними в желто-зеленых сланцах рассеяны фосфоритовые желваки.

На северном склоне хр. Дабашань мощность фосфоритового слоя в основании кембрия ничтожная.

Районы № 44 и 45 расположены в средней части западного борта впадины Синань и находятся в 100 *км* один от другого.

Разрез древних толщ этих районов следующий (фиг. 44):

Мощность, *м*

O_{1-2} 1. Глинистые сланцы серые и зеленовато-серые, внизу — фиолетовые сланцы и красные песчаники с трилобитами и лингулидами. В отдельных образцах песчаников содержание P_2O_5 достигает 8% . . . . . 700—900

Cm_{2-3} 2. Известняки и доломиты свиты Сисянчи с прослоями плоскогалечного конгломерата (бамбуколистный известняк) и серого песчанистого сланца с *Lingula* . . . . . 200—400

Cm_1 3. Свита Юйсяньсы. Внизу серовато-желтые или серовато-зеленые известковистые песчаники и кварциты, выше — известковистые песчаники и серо-желтые известняки с трилобитами и оболидами. Вверху красные песчаники или оолитовые известняки .

4. Свита Цзюлаодун. Внизу черные и серые глинистые и алевритово-глинистые сланцы (40 *м*) с редко рассеянными жел-

ваками и зернами фосфорита. В средней части — известковистые кварцевые песчаники со знаками ряби (20 *м*), с прослоями фосфатсодержащего марганцовистого мергеля. Вверху — известняки (80—150 *м*). Общая мощность свиты в районе № 45 равна 240 *м*, в районе № 44 — 170—200 *м*. . . . . .

5. Свита Лэйбо. Фосфоритоносная пачка, кремнисто-доломитовая, с *Hyolithes* . . . . . 30—50

Sn_3 6. Свита Хунчуаньпин (соответствует свите Дэньин). Доломиты и доломитизированные известняки, белые и светло-серые, кремнистые, с коллениями, внизу с прослоями глинистых сланцев и песчаников . . . . . 800—1200

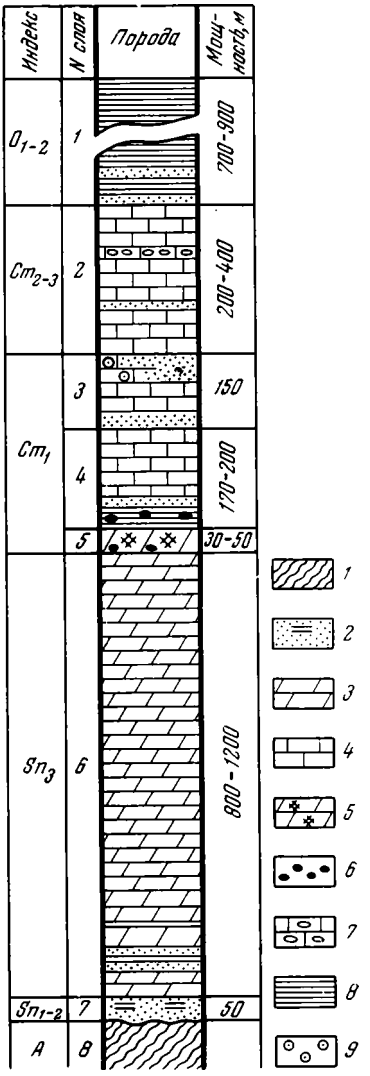
Sn_{1-2} 7. Песчанники красные, крупнозернистые, вверху с прослоями фиолетово-красных глинистых сланцев 50

А 8. Комплекс Эбянь (досиний). Филлиты, гнейсы, кварциты, граниты.

Слои сложно дислоцированы, разбиты на мелкие блоки. Простирания слоев преимущественно северные и северо-западные, падения крутые — от 30—50 и до 90°.

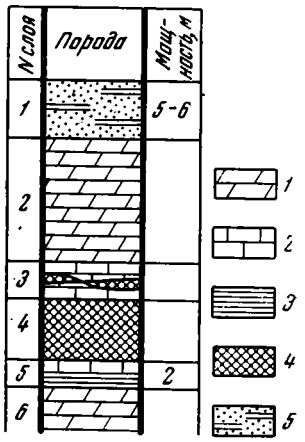
В фосфоритоносном районе № 44 слои смяты в складку меридионального и северо-северо-восточного простирания. Падение слоев на ее восточном крыле 20—30°, на западном до 90°, местами опрокинутое. Много сбросов и других разрывов.

Разрез фосфоритоносной пачки, или свиты Лэйбо, нижнего кембрия следующий (фиг. 45):



Фиг. 44. Сводный разрез древних толщ фосфоритоносных районов № 44 и 45 и провинции Сычуань

1 — филлиты; *2* — песчаники; *3* — тиллоиды; *4* — марганцовистые глинистые сланцы; *5* — глинистые сланцы; *6* — известняки; *7* — кремнистые сланцы; *8* — фосфоритоносная пачка; *9* — фосфоритовые желваки



Фиг. 45. Разрез фосфоритоносной пачки (район № 44).

1 — доломиты; *2* — известняки; *3* — глинистые сланцы; *4* — фосфориты; *5* — песчаники глинистые

	Мощность, *м*
1. Глинистый песчаник с пиритом. Подстилается слоем (0,5—0,8 *м*) белого глинистого сланца, который лежит на неровной поверхности доломита	5—6
2. Доломит серый, в верхней половине слоя с кавернами, заполненными фосфоритом	10
3. Известняк серый, с полосами кремня и редкими прослоями фосфорита	
4. Фосфорит темно-серый и серый, тонкослоистый — чередующиеся слойки фосфорита (1—150 *мм* толщиной), кремня и доломитизированного известняка	
5. Серый глинистый сланец, кверху переходит в серый известняк с полосами кремня	2

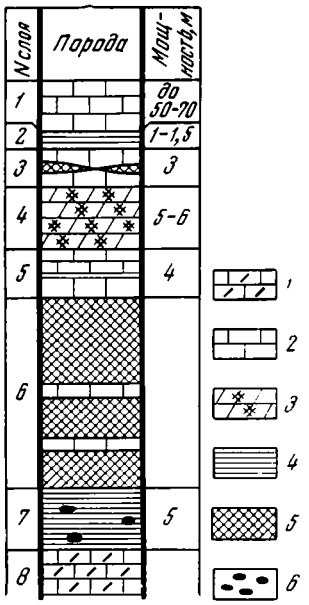
Ниже залегают доломитизированные известняки свиты Хунчуаньпин верхнего синия (слой № 6). К свите Лэйбо, вероятно, относится также пачка сланцев, мощностью 40 *м*, из свиты Цзюлаодун.

В южной части восточного и в северной части западного крыла складки выделяются два фосфоритовых слоя, разделенных слоем кремнистого известняка мощностью 5—6 *м*. На большей части ее западного крыла фосфорит отсутствует. Фосфориты плотные, с полураковистым изломом.

В шлифе фосфорит зернистый, цемент кальцитово-доломитовый. Фосфат аморфный, в виде зерен диаметром 0,15—0,30 *мм*, чаще 0,2 *мм*. В фосфоритовых зернах рассеян тонкокристаллический карбонат (в одних зернах его меньше, в других больше). Есть и чисто карбонатные зерна такого же размера и формы, как фосфатные, представляющие собой агрегаты микрокристаллического карбоната, заключенные в мелкокристаллическом карбонатном цементе. Местами цемент фосфатный, с рассеянными в нем микрокристаллическим карбонатом. В известняках встречаются тонкие (0,5—2 *мм*) линзочки зернистого фосфорита. Размеры фосфоритовых зерен в этих линзочках 0,10—0,15 *мм*. Для фосфоритов района № 44 характерно отсутствие терригенных песчаных зерен. Очевидно, это сравнительно глубоководные отложения.

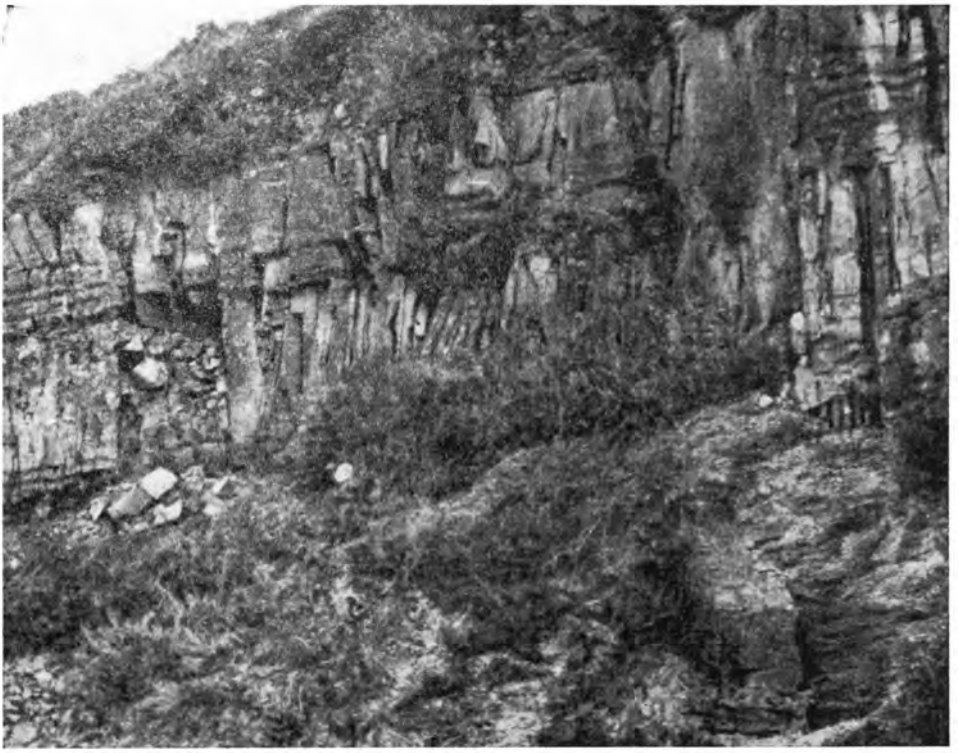
Район № 45 занимает площадь около 200 кв. *км*. Он сложно дислоцирован. Фосфориты выходят в пяти участках, четыре из них находятся на левом берегу р. Янцзы, а один — на ее правом берегу и заходит в провинцию Юннань. Под глинистыми сланцами свиты Цзюлаодун залегают следующие слои горизонта Лэйбо (фиг. 46):

	Мощность, *м*
1. Известняк темно-серый, толстослоистый	до 50—70
2. Серый глинистый сланец	1—1,5
3. Известняки серые, кремнистые, с тонкими линзочками фосфорита и прослоем (0,4 *м*) черного углистого сланца . . .	3
4. Фосфоритовый доломит темно-серый, тонкослоистый, кремнистый	5—6
5. Известняки серые, с линзами кремня, в середине с прослоем черного глинистого сланца	4
6. Фосфорит темно-серый и черный, тонкослоистый, с *Hyolithes*, конкрециями кремня и двумя прослоями известняка 0,5—1 *м* мощностью	
7. Серые и черные кремнисто-карбонатные глинистые сланцы, тонкослоистые, что определяется чередованием кремнистых и карбонатных слойков с редко рассеянными зернами и конкрециями фосфорита	5
8. Свита Хунчуаньпин. Доломитизированные известняки с тонкими линзочками кремня.	



Фиг. 46. Разрез фосфоритоносной пачки (район № 45)

1 — известняки доломитизированные; *2* — известняки; *3* — доломиты фосфатсодержащие; *4* — глинистые сланцы; *5* — фосфорит пластовый; *6* — фосфорит желваковый



Фиг. 47. Обнажение фосфоритового пласта в овраге вблизи Куньяна (район № 46). При выветривании фосфорит раскалывается на столбчатые отдельности

Богатые фосфориты имеются только на южном участке.

В шлифе фосфорит зернистый, состоит из темных неправильно-округлых фосфатных зерен, диаметром 0,1—0,5 *мм* и микрокристаллического карбонатного цемента. Средняя часть фосфатных зерен светлая, поверхность неровная. Цемент — микрокристаллический кальцит с ромбоэдрами доломита и участками кремнисто-глинистого вещества. Встречаются разрезы раковин *Hyolithes* в виде фосфатных колец, выполненных карбонатом. Для фосфоритов района № 45 также характерно отсутствие терригенных песчаных зерен.

В породах фосфоритоносной пачки часты следы спикул губок в виде полосок карбоната шириной 0,05 *мм* и длиной 0,5 *мм*, более крупнокристаллического, чем цемент, в виде косых и прямых сечений 0,05—0,10 *мм*, выполненных карбонатом и реже аморфным фосфатом.

На юго-западе провинции Сычуань имеются и другие фосфоритоносные районы нижнего кембрия, аналогичные рассмотренным районам № 44 и 45.

Фосфоритоносные районы № 46 и 47 расположены у южного края западного борта впадины Синань, немного южнее Куньмина. В районе № 46 (месторождение Куньян) фосфориты открыты в 1934 г. геологом Чэн Ю-чи при поисках огнеупорных материалов и затем кратко описаны Ван Юэ-лунем (1940) и Вангом (Wang, 1942а, б). После освобождения Китая они были детально разведаны Геологическим управлением провинции Юннань. Петрография фосфоритов изучена Е Лянь-Цзюнем.

В геологической структуре района выделяется досинийская меридиональная ось Кандэн (Кам-Юнань, или Сикан-Юннань) и расположенная

к востоку от нее Куньминская впадина, составляющая южную часть впадины Синань.

Окраины Куньминской впадины изобилуют разнообразными тектоническими нарушениями, благодаря которым кембрийские и синийские отложения местами выведены на поверхность. Сама впадина выполнена преимущественно морскими отложениями ордовика, силура, девона, карбона, перми и триаса. Своеобразный ландшафт дает нижнепермский известняк свиты Янсинь, который выходит в 100 *км* восточнее Куньмина, где образует знаменитый Каменный лес карстового происхождения. Слои ордовика — глинистые сланцы с трилобитами и песчаники с фосфатными раковинами лингулид — выходят на поверхность севернее и восточнее Куньмина.

В районе Куньяна (№ 46) имеется один фосфоритовый пласт, залегающий в основании черных глинистых сланцев нижнего кембрия (фиг. 47). Местами в этом пласте появляется пачка серовато-желтых глин или аргиллитов. В кровле фосфоритового пласта участками сохранились линзы доломитов мощностью до 2 *м*. Восточнее, в районе № 47, мощность слоя надфосфоритовых доломитов возрастает до 9 *м*, а мощность слоя фосфоритов уменьшается, причем далее на восток, в сторону впадины, он, по-видимому, выклинивается.

Район пластовых фосфоритов кембрия (?) на южном борту впадины Синань (№ 48)

Южный борт впадины Синань расположен на территории Демократической Республики Вьетнам. Древние толщи здесь интенсивно дислоцированы, сильно метаморфизованы, плохо обнажены, и поэтому об их стратиграфии и строении имеются только скудные данные.

Фосфориты района № 48 сложены зернышками или кристалликами фторапатита размером 0,01—0,03, редко до 0,07 *мм* и поэтому в литературе известны под названием апатитов. По данным А. С. Соколова и А. М. Тушиной (1959), А. Ф. Калмыкова, А. С. Соколова и А. М. Тушиной (1962), к юго-востоку от г. Лаокай находится группа апатитовых месторождений, образующих Лаокайский апатитоносный район. Он простирается с северо-запада на юго-восток в виде полосы шириной 3—5 *км* и длиной 70 *км*. Эта полоса расположена между средним течением р. Красной и горным массивом Фанси-Пан, простирающимся тоже в юго-восточном направлении.

Геологический район зажат между двумя выступами архея и представляет собой синклинорий северо-западного простирания, осложненный системой мелких складок. Древнейшими породами является доломитовая свита Да-Динь мощностью 250—300 *м*. Она сложена светло-серыми доломитовыми мраморами, слабо- и сильнодоломитовыми известняками. На них несогласно залегает свита Чапа, также условно синийская, мощностью 100—300 *м*. Она сложена кварцево-биотитово-амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами, частично известняками или доломитами.

Выше трансгрессивно, но без видимого несогласия, залегает свита Кок-Сан, апатитоносная. Она сложена карбонатно-кварцевыми, кварцево-слюдяными, актинолитовыми, альмандиново-серицитовыми доломитами и кварцитами, а также апатитами. Мощность ее более 300 *м*.

В средней части свиты Кок-Сан выделяется фосфоритоносная пачка (KS_2 — KS_8) мощностью около 200 *м* (фиг. 48). На месторождении Мау-Кок, наиболее изученном, свита Кок-Сан расчленена А. Ф. Калмыковым на девять горизонтов (сверху вниз):

		Содержание P_2O_5, %	Мощность, *м*
KS_9	Горизонт филлитов — вверху кварцево-двуслюдяные, ниже кварцево-мусковитовые и альмандин-серицитовые сланцы, карбонатно-кварцевые сланцы и доломиты . . .	0,1	60
KS_8	Доломит-кварцевые сланцы и доломиты, серые. Содержат апатит, мусковит и углистое вещество	1—6 . . .	25—40
KS_7	Кварцево-полевошпатовые сланцы, серые, с апатитом, карбонатом, пиритом, мусковитом и углистым веществом	3—12 . . .	7—10
KS_6	Надрудный горизонт — светлые доломит-кварцевые или кварцево-доломитовые апатитовые сланцы. В низу горизонта пласты с содержанием P_2O_5 до 14—15%	8—9 . . .	20—30
KS_5	Рудный горизонт — серые доломит-апатитовые породы с примесью кварца, пирита, слюды	23—24 . . .	6—12
KS_4	Подрудный горизонт — черные слюдисто-доломит-кварцевые углистые пиритизированные сланцы, апатитоносные, тонкослоистые	4—10 . . .	25—40
KS_3	Анколит-доломитовые и актинолитовые сланцы, слабоуглистые, апатитоносные	2—6 . . .	12—15
KS_2	Доломит-кварцевые сланцы, углистые и слюдистые, слабоапатитоносные, турмалиновые кварциты	1—6 . . .	80—100
KS_1	Базальный конгломерат и брекчия, обломки и гальки кварцита, углисто-кварцевого сланца и углистого доломита, заключенные в слюдисто-кварцевом цементе		12—15

Свита Кок-Сан согласно покрывается девонскими известняками.

В рудном горизонте обнаружены реликты фосфоритов, почти не затронутые метаморфизмом, очень сходные с фосфоритами Каратау. Отмечается повышенная марганцовистость пород фосфоритоносной пачки. В надрудном горизонте содержание MnO равно 0,5—1,5%, марганец в нем находится в форме браунита и ассоциируется со слойками апатита. При выветривании браунит переходит в вернадит, карбонаты кальция и магния выщелачиваются, появляются цеолиты (корочки и неправильные выделения томсонита, сколецита и филлипсита), гиббсит, гидроокислы железа и, вероятно, псевдовавеллит.

В подрудном горизонте содержание углистого вещества равно 2—10%, углистые слойки бедны апатитом.

Свита Кок-Сан прорвана мелкими интрузиями лейкократовых гранитов и дайками гранит-аплитов и лампрофиров, сопровождающимися слабым контактовым метаморфизмом. В результате регионального метаморфизма первичный аморфный или микрокристаллический фосфат перекристаллизовался во фторапатит, с потерей первичной зернистой структуры.

Вследствие обилия атмосферных осадков верхние зоны доломит-апатитовых руд подверглись выщелачиванию с выносом карбонатов, кремнезема и соответствующим обогащением апатитом. Выщелоченная или обогащенная зона располагается выше уровня грунтовых вод мощность ее достигает 70—80 *м* (в среднем 50 *м*).

На месторождении Мо-Кок выделяются три типа апатитовых руд:

1. Первичные доломит-апатитовые руды, серые, плотные, массивные, состоят из апатита (65—70%) с примесью доломита, кварца, кальцита, пирита, мусковита и скаполита, первично тонкослоистые. Содержание P_2O_5 26—34%; CO_2 5—11%; SiO_2 6—7%; MnO 0,5—0,8%. Залегают ниже зоны выщелачивания.

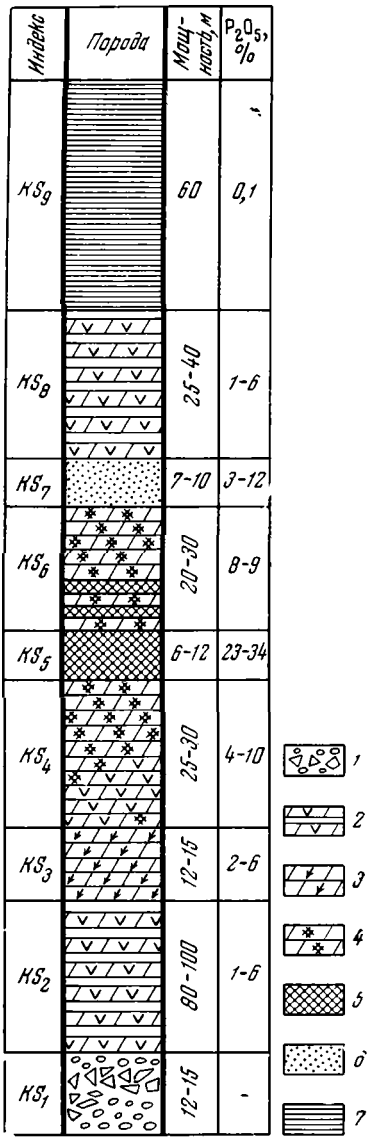
2. Выщелоченные апатитовые руды, пористые, некрепкие, черные и серые, вверху пестрые от выветривания. Состоят из апатита (90—95%) с примесью кварца, скаполита и гидроокислов железа (табл. IX, *1*). Содержание P_2O_5 35—40%; CO_2 0—0,5%; SiO_2 2—4%; F 3,0—3,5%; Al_2O_3 0,3—1,3%; Fe_2O_3 1,0—1,2%; MnO 0,1—1,3%. Залегают в зоне выщелачивания.

3. Выщелоченные кварцево-апатитовые руды, темные, сильно пористые, иногда рыхлые. Состоят из апатита и кварца с примесью полевых шпатов, скаполита и гидроокислов железа. Содержание P_2O_5 18—19%; CO_2 0—0,7%; SiO_2 40—55%. В этих рудах отмечается повышенный процент алюминия, вероятно, связанного в форме алю-

мофосфатов — продуктов латеритного выветривания. Залегают они в зоне выщелачивания.

Разведанные запасы апатитовых руд с содержанием P_2O_5 выше 22%, по данным М. В. Чеботарева и Буй Фумия (1960), исчисляются в количестве 84 млн. *т*. Перспективные запасы апатитовых руд второго сорта составляют 1 млрд. *т*.

Возраст лаокайской фосфоритоносной толщи не установлен. При сравнении ее с толщами фосфоритоносных районов № 36 и 46, возраст которых известен, полная аналогия не обнаруживается. По положению среди кремнистых доломитов фосфориты месторождения Лаокай сходны с фосфоритами среднего фосфоритового горизонта района № 36 (см. фиг. 54) верхнесинийского возраста, а также с фосфоритами района № 46 (см. фиг. 68), залегающими в основании нижнего кембрия. Горизонт филлитов KS_9, залегающий в кровле фосфоритоносных доломитов, по-видимому, соответствует глинистым сланцам свиты Цюнчжусы нижнего кембрия уездов Куньян и Ченгун. Эти сопоставления позволяют считать наиболее вероятным нижнекембрийский возраст лаокайских фосфоритов.



Фиг. 48. Разрез фосфоритоносной пачки месторождения Кок-Сан, района Лаокай (район № 48)

1 — базальный конгломерат и брекчия; *2* — доломит-кварцевые сланцы; *3* — актинолит-доломитовые сланцы; *4* — апатитоносные сланцы; *5* — доломит-апатитовые породы; *6* — кварцево-полевошпатовые породы; *7* — филлиты

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Синань

История развития впадины Синань в синийское и кембрийское время представляется следующей.

Перед началом синийского времени впадина Синань и окружающие ее возвышения представляли собой сушу, довольно выровненную, о чем свидетельствует отсутствие конгломератов. На этой суше происходило интенсивное выветривание в обстановке влажного климата. Это способствовало накоплению толщи кварцевых песчаников, мощность которой в районе Куньяна достигает 400 *м*. В центральной и западной частях впадины в начале синия существовал пресноводный или опресненный бассейн, в котором отлагались бескарбонатные глины и песчаники свиты Чжэнцзян.

Затем начали накапливаться тиллоиды, представляющие песчано-глинистые породы с валунами — горизонт «тиллиты Наньто». В сравнительно полном разрезе Сунлинских гор на севере провинции Гуйчжоу (район № 37) выше тиллоидов залегает небольшой слой доломитизированного известняка, который кверху переходит в довольно мощную толщу бескарбонатных глинистых сланцев свиты Сунлин. Наличие этих

сланцев также свидетельствует о гумидном климате. В верхней части сланцев появляются небольшие линзы и слои фосфорита и пластообразные известковые конкреции.

У восточного края впадины Синань в районах № 38, 39 и 41 отлагались бескарбонатные глинистые осадки. Кверху они постепенно сменяются фосфоритоносной пачкой мощностью до 200 *м*. Эта пачка составляет значительную часть свиты Доушаньто, представленной доломитами, известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами и породами переходных типов. Фосфориты нижнего, наиболее богатого, фосфоритового горизонта в районе № 41 начали накапливаться вместе с бескарбонатными глинами, а вышележащие, сравнительно бедные, фосфориты заключены в кремнисто-карбонатных существенно доломитовых породах. Таким образом, богатое фосфатонакопление началось в условиях гумидного климата, а затем сменилось на бедное в начальную стадию осолонения. Глубина бассейна во время накопления фосфоритоносной пачки была непостоянной и обычно небольшой. Об этом свидетельствует монотонность глинисто-карбонатной толщи, наличие редких прослоев конгломерата, косослоистого фосфорита и присутствие коллений, хотя и редких.

В книге «Основы тектоники Китая», составленной китайскими геологами, указано, что районы Северного Гуйчжоу, Западной Хунани и Западного Хубея наиболее богаты фосфоритами. Эти районы расположены у восточного края впадины Синань или на западном склоне поднятия Цзяннания. Разрез фосфоритоносной свиты Доушаньто здесь сильно сокращен и едва достигает десятка метров. Фосфоритовый пласт в районе № 36 однородный, монолитный, подстилается глинистым песчаником и покрывается кварцевым гравелитом, который кверху быстро сменяется толщей доломитов свиты Дэньин. К востоку, т. е. в сторону поднятия, в фосфоритовом пласте появляются гальки фосфорита и зерна кварца. По-видимому, этот район, по сравнению с другими фосфоритоносными районами, был самым мелководным и медленно опускавшимся.

Во время накопления отложений свиты Доушаньто существовало три фации — фосфоритово-глинистая, фосфоритово-глинисто-карбонатная и фосфоритовая.

Фосфоритово-глинистая фация распространена в районе № 37, который находится почти в средней части впадины Синань. Увеличение количества песчаного материала в свите Доушаньто кверху показывает, что ныне погребенный Сычуаньский массив в то время был приподнят.

Фосфоритово-глинисто-карбонатная фация распространена у восточного и северо-восточного краев впадины Синань (район № 41). В начале века Доушаньто здесь отлагались бескарбонатные глинистые и фосфоритово-глинистые осадки, которые затем сменились осадками фосфоритово-карбонатными, со значительной примесью глинистого и кремнистого материала.

Фосфоритовая фация существовала в Северном Гуйчжоу в небольшом районе, расположенном у восточного края впадины Синань (район № 36). Для этой фации характерны очень богатые зернистые фосфориты, ассоциация их с грубым терригенным материалом и весьма медленное осадконакопление с размывом кровли фосфоритового пласта.

На западном и северном бортах впадины Синань синийские фосфориты неизвестны.

Верхнюю часть синийской системы Южного Китая слагает толща доломитов свиты Дэньин. Внешне эта свита довольно однообразна, местами кремнистая, с повышенным содержанием P_2O_5, часто 0,1—0,5%. В районе № 36 в середине этой свиты залегает средний фосфоритовый горизонт. Фосфорит в нем зернистый, сопровождается кварцевым алевролитом. Во время накопления осадков свиты Дэньин синийское море сильно расширило свои границы, массив Цзяннания, по-видимому, находился

под водой, связь с открытым морем улучшилась, приток терригенного материала в пределы впадины был ничтожным, фосфатонакопление почти прекратилось.

В середине века Дэньин произошло кратковременное поднятие, отразившееся в более усиленном поступлении песчано-глинистого материала с суши и в накоплении фосфоритов среднего фосфоритового горизонта или соответствующих ему песчано-глинистых сланцев.

В конце синийского времени, на его границе с кембрийским временем, произошло небольшое поднятие, осушение краевых частей впадины, усиление размыва и притока терригенного материала и появление фосфоритового горизонта, залегающего в основании толщи нижнего кембрия. Фосфориты этого горизонта в районах западного борта впадины Синань образуют огромные месторождения высокого качества (Основы тектоники Китая, 1962). Возраст этого горизонта в Куньяне определяется по фауне как нижнекембрийский. Но к востоку от Куньяна и на западе провинции Сычуань этот горизонт уходит под пачку доломитов свиты Лэйбо, сходных с подстилающими доломитами свиты Дэньин. Вероятно, к этому горизонту относятся апатиты месторождения Лаокай во Вьетнаме (район № 48).

В районах № 37 и 46 фосфориты залегают на слабо размытой поверхности доломитов свиты Дэньин и покрываются черными глинистыми сланцами нижнего кембрия. В более полных разрезах между фосфоритовым горизонтом и вышележащей толщей глинистых сланцев появляется пачка доломита. Мощность ее в районах № 44 и 47 соответственно равна 70, 17 и 8 *м*. Этот горизонт не выделялся ранее, его можно назвать горизонтом Лэйбо, по названию уезда в провинции Сычуань, где он развит наиболее полно.

Следовательно, фосфориты в районе Куньяна (№ 46) связаны не с переходом доломитов вверх в глинистые сланцы, а только с доломитами свиты Лэйбо. На этих доломитах залегает второй фосфоритовый горизонт нижнего кембрия. Корреляция этих двух горизонтов в различных районах впадины Синань еще не проведена.

Фосфоритовые горизонты основания толщи кембрия распространены по всей окраине впадины Синань, вернее, они встречены всюду, где прослеживается контакт отложений синия и кембрия. На юго-западе впадины, в районе Куньяна, нижний горизонт наиболее богатый, но далее, в глубь впадины, он разубоживается доломитом и выклинивается. Бедные, хотя и мощные фосфоритовые пласты известны в районах № 44 и 45. В составе этих пластов почти нет терригенных зерен, что говорит об их сравнительно глубоководном образовании. Кембрийские фосфориты в районах № 36, 37 и 43 черные, содержат много органического вещества, пирита и вторичного кальцита, отвечают скорее второму фосфоритовому горизонту нижнего кембрия и тесно связаны с покрывающими их глинистыми сланцами.

В кровле горизонта Лэйбо в районе № 45 залегает второй нижнекембрийский фосфоритовый горизонт в форме фосфоритовых желваков, а выше, отделяясь толщей глинистых сланцев, лежат песчаники с редко рассеянными фосфоритовыми конкрециями. Это — третий нижнекембрийский фосфоритовый горизонт, который имеет очень небольшое распространение.

В течение среднего и верхнего кембрия отлагались известняки, свидетельствующие о погружениях суши и улучшении связи с открытым морем. Фосфатонакопление в это время не происходило. Следы вулканической деятельности в районе впадины Синань ни в синии, ни в кембрии не отмечены.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ФАЦИАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЛАСТОВЫХ ФОСФОРИТОВ

Некоторые фациальные изменения геосинклинальных пластовых фосфоритов кратко описаны ранее на примере района Малого Каратау (см. фиг. 9). Выклинивание фосфоритовых слоев в сторону впадины там сопровождалось исчезновением фосфатных оолитов и окатанных галек и зерен фосфорита, уменьшением размеров фосфоритовых зерен, увеличением карбонатных и кремнистых примесей в пласте. Разубоживание и выклинивание пластовых фосфоритов, как правило, не сопровождается появлением фосфоритовых желваков.

Фациальные изменения платформенных фосфоритов также кратко рассматривались при описании фосфоритоносных районов. Однако характер изменения фосфоритовых пластов на площади проследить пока не удается из-за отсутствия детальной стратиграфии фосфоритоносных толщ и достаточно точных фациальных карт. Опубликованные фациальные палеогеографические карты обычно обнимают целые геологические периоды, весьма схематичны и по существу не отражают фосфоритных фаций. Поэтому мы вынуждены пока ограничиться рассмотрением фациальных изменений фосфоритовых горизонтов и вмещающих их древних толщ путем сравнения разрезов, расположенных по направлениям от окраин впадины к ее центру. Остановимся на сравнении разрезов в районах № 41 и 42, 35 и 37, 46 и 47, заключающих фосфориты каратауского типа.

Глава I

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В РАЙОНАХ № 41 и 42

В фосфоритовом районе № 41 синийские слои падают к юго-западу под углом 10—15°. Разрез древних толщ этого района следующий (фиг. 49, разрез А):

		Мощность, *м*
D_1	1. Кварциты (кварцевые песчаники) серые, белые, красные и черные, с гематитовым цементом. Южнее, на р. Янцзы, к этому горизонту приурочены слои гематитовых оолитов	70
S	2. Серые глинистые сланцы с прослоями известняка мощностью 3—5 *м*	660
O_2	3. Известняк темно-серый, слоистый, с прослоями глинистого сланца (большей частью вверху)	60
O_1	4. Известняк серый, окварцованный, доломитизированный, песчаниковидный, вверху переходит в желто-зеленый глинистый сланец	200
Cm_{2-3}	5. Известняк черный, внизу почковидный, глинистый, вверху тонкослоистый	200
Cm_1	6. Известняк черный, глинистый	50
Sn_3	7. Свита Дэньин. Доломит серый, в средней части с прослоем пластового фосфорита, вероятно, соответствующего среднему фосфоритовому горизонту района № 36. Встречаются конкреции кремня	500

Мощность, *м*

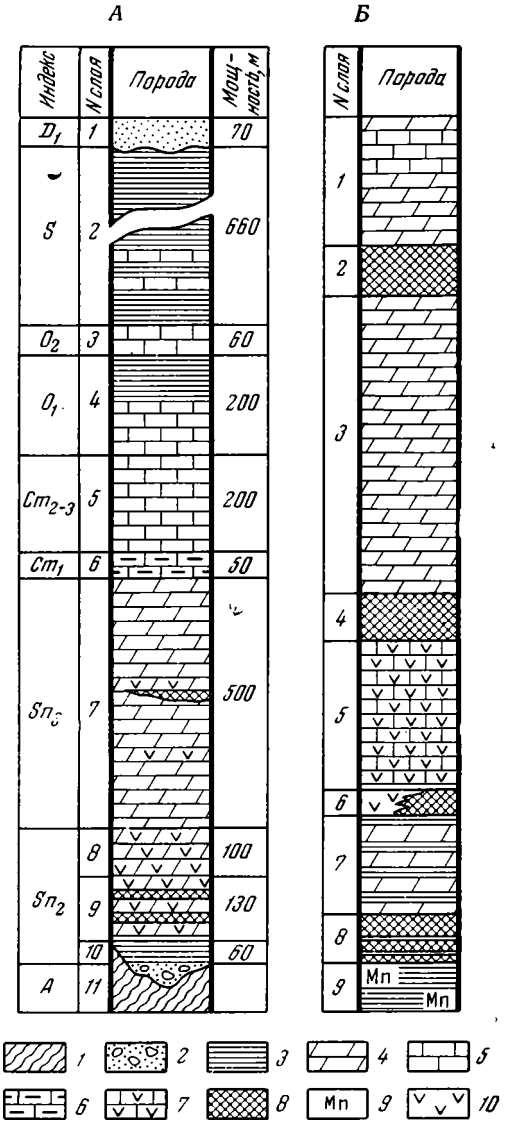
Sn_2 Свита Доушаньто (слои 8, 9 и, вероятно, 10).

8. Серые доломитовые мергели, доломитизированные кремнистые известняки 100

9. Фосфоритоносная пачка. Фосфатсодержащие мергели, фосфориты, маргацовистые мергели и глинистые сланцы 130

10. Лиловые и красно-бурые глинистые сланцы, внизу песчанистые, с конгломератом в основании. Конгломерат представлен аркозовым песчаником с округлыми и угловатыми валунами до 20 *см* в диаметре. В состав валунов входят кварцево - серицитовые сланцы, кварциты, средне- и крупнозернистые песчаники, состоящие из зерен кварца, бурого гидрослюдистого цемента и небольшого количества плагиоклаза и микроклина, крупнозернистые аркозовые песчаники с гальками микроклиновых гранитов в буром гидрослюдистом цементе. Мощность сланцев в понижениях древнего рельефа до 60 *м*, на выступах уменьшается до полного выклинивания 60

А 11. Гнейсы кварцево-серицитовые.



Фиг. 49. Геологические разрезы фосфоритоносного района № 41

А — древних толщ; *Б* — фосфоритоносной пачки Северного участка

1 — гнейсы; *2* — конгломераты; *3* — глинистые сланцы; *4* — доломиты; *5* — известняки; *6* — мергели; *7* — кремнистые карбонатные породы; *8* — фосфориты; *9* — марганцовистость; *10* — кремнистость

Строение фосфоритоносной пачки северного фосфоритового участка следующее (см. фиг. 49, разрез Б):

Мощность, *м*

1. Серые доломитизированные кремнистые известняки и мергели, местами фосфатсодержащие, с зернами фосфорита и кремня 100

2. IV фосфоритовый горизонт (фиг. 50). Доломит серый, кремнистый, с тонкими прослойками пластового фосфорита и фосфатно-кремнистых зерен. В верху горизонта встречаются бобовидные кремневые и более крупные карбонатные конкреции. Они обтекаются слойками доломита и фосфорита. Содержание доломита и кремня в горизонте равно 70—80%.

3. Доломит серый, кремнистый, фосфатсодержащий 60

4. III фосфоритовый горизонт. Фосфорит серый, песчаниковидный, косослоистый, внизу ленточнослоистый. Содержание нерастворимого остатка около 70%.

5. Известняк серый, доломитизированный, окремнелый (особенно сильно внизу) 30

Фиг. 50. Расчищенный выход четвертого снизу синийского фосфоритового горизонта Северного участка района № 41

6. II фосфоритовый горизонт. Фосфорит серый, пластовый, зернистый, сильнокремнистый (содержание кремня 20—40%), в результате окремнения местами выклинивается.

7. Доломит светло-серый, с прослоями серых доломитовых мергелей и линзочками серых и янтарных кремней. У северного края месторождения доломитовый мергель красный 20

8. Первый, или нижний, фосфоритовый горизонт. Фосфорит серо-черный, ленточнослоистый. Раскливажирован сильнее, чем подстилающий глинистый сланец и покрывающий доломит. Нижняя часть фосфоритового горизонта представлена чередующимися слойками (4—6 *мм*) глинистого сланца и фосфорита. Кверху количество слойков фосфорита увеличивается (табл. IX, *2*), и в самом верху они сливаются, образуя сплошной фосфорит с редкими линзочками сланца, доломита и конкрециями кремня (табл. IX, *3*). В магистральной канаве 220 в 1,5—2 *м* ниже кровли слоя проходит цепочка серых кремней с жеодами кварца. Встречаются линзовидные каверны от выщелоченного карбоната (табл. X, *1*).

9. Глинистый сланец серый и зеленовато-серый, вверху с пятью прослоями марганцовистого мергеля, содержащего Mn до 2—3%. Изредка встречаются тонкие прослойки фосфорита. В самом верху — конгломерат из обломков фосфоритовых слойков или плоских галек фосфорита в глинисто-алевритовом цементе (табл. X, *2*). Марганцовистый мергель при выветривании превращается в рыхлый бурый глинистый сланец 10

На южном участке породы фосфоритоносной пачки под воздействием интрузии гранита изменены. Фосфорит нижнего горизонта вблизи интрузии превращен в деревянистый или костевидный серовато-желтый фторапатит (табл. X, *3* и *4*). Под богатой зоной залегает черный ленточнослоистый фосфорит. Толщина лент фосфорита и слойков глинистого сланца обычно 2—10 *см*. Ниже идет серый глинистый сланец мощностью 2—3 *м*, с тремя — шестью линзовидными прослойками черного фосфорита. Сланцы и фосфориты смяты в мелкие складки (фиг. 51). Встречаются линзочки-пластинки фосфорита толщиной около 2 *мм*. Местами все линзы фосфорита выклиниваются.

Фосфоритоносная пачка южного участка подстилается черными глинистыми сланцами, вверху с марганцовистыми прослойками. Видимая мощность сланцев 20 *м*. При их выветривании органическое вещество окисляется и они становятся серовато-белыми.

Фиг. 51. Фосфориты (черное) и глинистые сланцы (серое), смятые в мелкие складки. Южный участок района № 41

Петрографические типы фосфоритов района № 41 весьма разнообразны. Важнейшим из них является ленточнослоистый тип (табл. XI, *1* и *2*). При сближении фосфоритовых слойков и их слиянии получается богатый фосфорит (см. табл. IX, *3*), который заслуживает выделения в самостоятельный богатый тип. Основные макроструктурные элементы этих двух типов одинаковые — глинистый сланец и фосфорит в форме слойков. Глинистый сланец сложен чешуйками слюды и гидрослюды с небольшой примесью органического вещества, с редкорассеянными зернышками пылеватого кварца (1—2%).

Слойки фосфорита имеют толщину обычно 0,4—0,7 *мм*, иногда до 15 *см*, а их протяженность в поперечных разрезах колеблется от 3 *см* до 3 *м* и, вероятно, более. Толщина слойка обычно постоянная (слоеклента) и только у места выклинивания резко уменьшается. Слойки в ленточнослоистом фосфорите, по-видимому, являются пластообразными конкрециями, похожими на блины, в плане они неправильные, площадью от нескольких сантиметров до многих метров, с дырками. Если слойки фосфорита считать пластообразными конкрециями, то чередование их с глинистыми сланцами возникло в результате не чередующегося, а одновременного осаждения фосфата и глины, с последующим диагенетическим перераспределением вещества, выразившимся в образовании пластообразных конкреций.

Фосфорит в слойках состоит из аморфного фосфата в форме зерен (копролитов), фосфатного цемента и фосфатной афанитовой массы, слагающей иногда целые слойки. Фосфатные зерна округлые, в виде слегка вытянутого эллипсоида, размеры их 0,2—0,8 *мм*, чаще 0,3—0,4 *мм* (табл. XII, *1*). В зернах рассеяны хлопья органического вещества, пылеватые частицы пирита, иногда розетки халцедона, гидрослюд, агрегаты микрокристаллического апатита или отдельные короткопризматические и таблитчатые кристаллики этого минерала. Фосфатные зерна лежат, либо свободно соприкасаясь друг с другом, сохраняя свою форму, либо плотно сдавлены, либо рассеяны в цементе, либо образуют цепочки или слойки в афанитовом фосфорите. Обычно фосфатные зерна имеют четкие

границы (реже расплывчатые) или представляют реликты резорбированных зерен. У границы слойков с глинистым сланцем наблюдаются полусферы фосфоритовых зерен, вторая половина которых, возможно, не подвергалась фосфатизации (табл. XII, *2*).

Фосфатный цемент чаще аморфный, реже слабо окристаллизованный. Кристаллики фосфата в виде радиальнолучистых корочек, часто облекают стенки пустот.

Афанитовый фосфорит сложен аморфным или весьма слабо раскристаллизованным фосфатом с размерами кристалликов порядка 1 *мк*. В ленточнослоистом фосфорите слойки афанитового и зернистого фосфоритов черные, не различимые простым глазом. Они содержат небольшую примесь органического и глинистого вещества, пирита, кальцита, доломита и халцедона.

В карбонатных породах афанитовые слойки иные. Цвет их серый или светло-серый с голубоватым оттенком, облик кремневидный, излом раковистый или занозистый, просвечивающий на краях. Толщина слойков непостоянная, как от слойка к слойку (чередование слойков различной толщины), так и по простиранию, а выклинивание — в виде острого клина или занозистого края (табл. XII, *3*; табл. XIII, *1*). Количество примесей ничтожное.

На черно-белых фотоснимках слойки серого фосфорита почти не отличимы от слойков розовато-желтого мергеля. Чтобы сделать их различимыми, пришлось обработать пришлифованную плоскость образца слабой соляной кислотой. В результате этой обработки слойки фосфорита стали белыми (табл. XII, *3*).

Фосфорит песчаниковидный (III фосфоритовый горизонт), нередко тонко- и косослоистый (табл. XIII, *2*), состоит из серых зерен аморфного фосфата, частью оолитовых, диаметром 0,15—0,20 *мм*, и белых кремнистых зерен диаметром 0,2—0,4 *мм* (табл. XIII, *3*). Эти зерна заключены в фосфатном, кремнистом, карбонатном или смешанном цементе.

В IV фосфоритовом горизонте рассеяны кремневые бобы — конкреции, сложенные кварцем, халцедоном и аморфным фосфатом, иногда концентрически-слоистые, с клиновидными трещинами, выполненными кварцем (табл. XIV, *1*). Неправильные фосфоритово-кремнистые конкреции обтекаются слойками фосфорита (табл. XIV, *2*).

В окремнелом фосфорите замещение фосфата и карбоната кварцем и халцедоном происходит избирательно. Сначала замещаются более крупные зерна фосфата, затем цемент и мелкие зерна. При этом выделяются хорошо образованные таблитчатые и короткопризматические кристаллики фторапатита.

Известняки и доломиты микрокристаллические, местами окремнелые и доломитизированные, с более темными агрегатами карбоната в форме зерен или копролитов 0,2—0,4 *мм* в диаметре. В фосфатсодержащих карбонатных породах фосфат чаще находится в форме зерен-копролитов размером 0,15—0,40 *мм*, обычно 0,2—0,3 *мм* в диаметре. Эти зерна либо полностью фосфатные, карбонатные или кремнистые, либо смешанного состава. Наблюдаются все стадии замещения карбонатных копролитов фосфатом и кремнеземом, начиная от чисто карбонатных до полностью замещенных. Наряду с округлыми встречаются неправильные угловатые фосфатные зерна (табл. XIV, *3*). В песчаниковидном фосфорите развит обратный процесс — замещение фосфата мелкокристаллическим доломитом.

Красный доломитовый мергель (слой 7 фосфоритоносной пачки) содержит прослойки серого доломита, округлые и линзообразные кремнистые конкреции (табл. XI, *3*) и микроскопически мелкие кремнистые и фосфатные зерна.

Интересно отметить, что доцент Чжэн Лэй-фу (Пекинский университет) в фосфоритоносной пачке нашел известковые водоросли *Collenia* и окремнелую оолитовую карбонатную породу. Им же обнаружены микроскладки фосфоритовых слойков между параллельными слоями, которые типичны для подводных оползней (фиг. 79). Подобные складочки наблюдались также и нами.

Район № 42 находится в 200 *км* западнее района № 41. Здесь, у западной границы провинции Хубэй, на р. Янцзы среди поля верхнего палеозоя выступает антиклиналь Хуанлин. Район этот примечателен в геологии тем, что здесь в 1904 г. Блэквелдер установил горизонт «тиллиты Наньто», хорошо развитый вблизи г. Ичана (Наньто), а в 1924 г. Ли Сы-гуан (Lee, Chao, 1924) из комплекса отложений палеозоя выделил самостоятельный комплекс, отнесенный им к синийской системе.

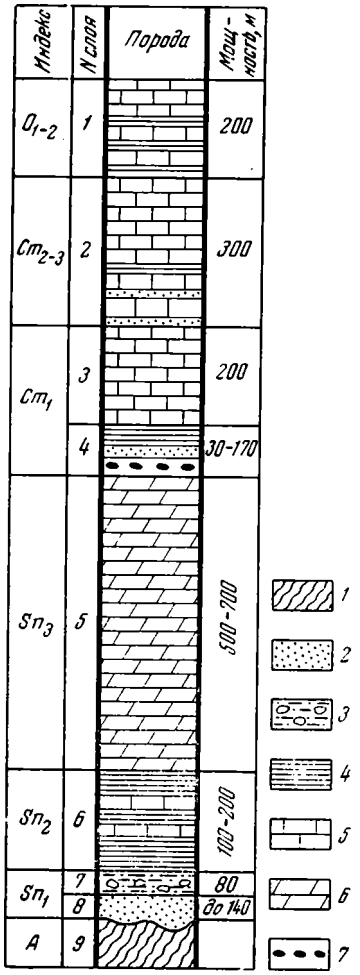
Ядро антиклинали Хуанлин, имеющее на выходе размер 30 × 70 *км*, сложено кристаллическими сланцами, гранитами и гнейсами, образующими комплекс Саньдоупин, примерно соответствующий свите Утай. Оно окаймлено синийскими, кембрийскими и ордовикскими отложениями, разрез которых приведен ниже (фиг. 52):

		Мощность, *м*
O_{1-2}	1. Известняки серые, с прослоями глинистых сланцев, внизу с кремнями. Обильная фауна трилобитов, головоногих, брахиопод и граптолитов	200
Cm_{2-3}	2. Известняки серые и белые, с прослоями глинистых сланцев. Внизу тонкие прослои красных и белых кварцевых песчаников. Встречаются знаки ряби и трещины усыхания	300
Cm_1	3. Известняки Шилундун светло-серые и серые до черных, внизу оолитовые, вверху доломитовые, с остатками губок, с Archaeocyathus и Redlichia	200
	4. Свита Шипай. Черные глинистые сланцы и серые песчаники, редко с прослоями железистых оолитовых известняков. Внизу среди черных сланцев встречаются маломощные прослои фосфорита и раковины оболид и трилобитов. Лежит несогласно	30—170
Sn_3	5. Доломит Дэньин. Светло-серые и белые массивные доломиты и известняки (?) с округлыми и линзовидными конкрециями белого и черного кремня, внизу с *Collenia cylindrica* Grabau, *Cellenia angulata* Grabau. В середине толщи прослеживаются черные плитчатые известняки, иногда с прослоями угля. На юге района встречаются глинистые сланцы серые, серо-зеленые, фиолетовые и красные, в виде прослоев, иногда тонкие слои песчаников со следами ряби и трещинами усыхания	500—700
Sn_2	6. Свита Доушаньто. Внизу преобладают глинистые сланцы коричнево-черные, черные, голубовато- и темно-серые, иногда песчанистые, с кремнями, вверху среди сланцев появляются прослои темно-серых глинистых известняков и доломитов, иногда оолитовые. На юге района встречаются прослои песчаников. Некоторые слои сланцев фосфатсодержащие или содержат фосфоритовые желваки	100—200
Sn_1	7. Свита Наньто. Тиллоид — валуны и гальки гранитов и гнейсов неправильно рассеяны в темно-сером песчанистом сланце. Наибольшая мощность 80 *м* установлена на южном берегу Янцзы, к северу уменьшается и на северном крыле антиклинали падает до 2 *м*.	
	8. Песчаники красные, крупнозернистые, кварцевые, внизу с прослоями белых песчаников и красных сланцев. В основании залегает конгломерат из галек гранита и гнейса. Мощность на южном берегу Янцзы достигает 140 *м*, но в 10 *км* к северу песчаники выклиниваются.	
A	9. Комплекс Хуанлин (Саньдоупин).	

Фосфатопроявление известно у юго-восточного крыла антиклинали Хуанлин на участке Шипай. Строение фосфатсодержащей пачки нижнего кембрия таково (фиг. 53):

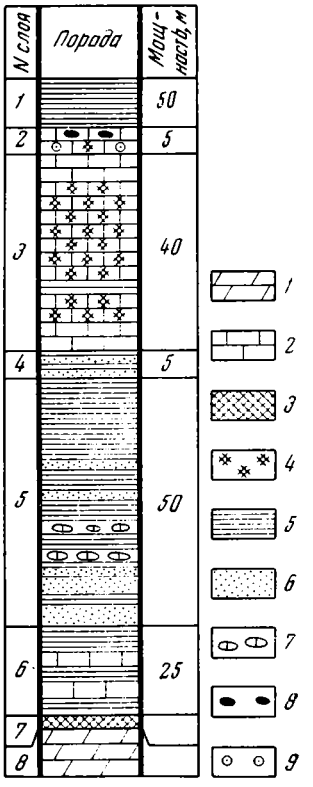
	Мощность, м
1. Серые и черные глинистые и песчано-глинистые сланцы	50
2. Известняки серые и черные, фосфатсодержащие, в середине оолитовые (3 м), вверху с редкими конкрециями фосфорита	5
3. Известняки и песчаники черные, фосфатсодержащие . .	40
4. Глинистые и песчанистые сланцы, черные	5
5. Глинистые сланцы и песчаники, черные, с известковыми конкрециями	50
6. Чередующиеся слои черных известняков и глинистых сланцев с обилием пирита	25
7. Фосфорит черный, пластовый, мелкозернистый. Содержание карбонатно-глинистых примесей в нем около 50%.	
8. Доломит Дэньин.	

Как видно, разрез района № 42 отличается от разреза района № 41 развитием свиты Наньто, большей карбонатностью нижнего кембрия, меньшей карбонатностью свиты Доушаньто и почти полным отсутствием в ней фосфоритов. Последнее нельзя утверждать с уверенностью, так



Фиг. 52. Разрез древних толщ фосфоритоносного района № 42

1 — гнейсы и граниты; 2 — песчаники; 3 — «тиллиты»; 4 — глинистые сланцы; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — желваки фосфорита



Фиг. 53. Разрез фосфоритоносной пачки нижнего кембрия в районе № 42

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — фосфориты пластовые; 4 — присутствие фосфата в породах; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаники; 7 — известковые конкреции; 8 — желваки фосфорита; 9 — оолиты известковистые

как район Хуанлина еще слабо изучен в отношении фосфатоносности. Фосфориты появляются в основании слоев кембрия. Мощности древних толщ в обоих районах небольшие.

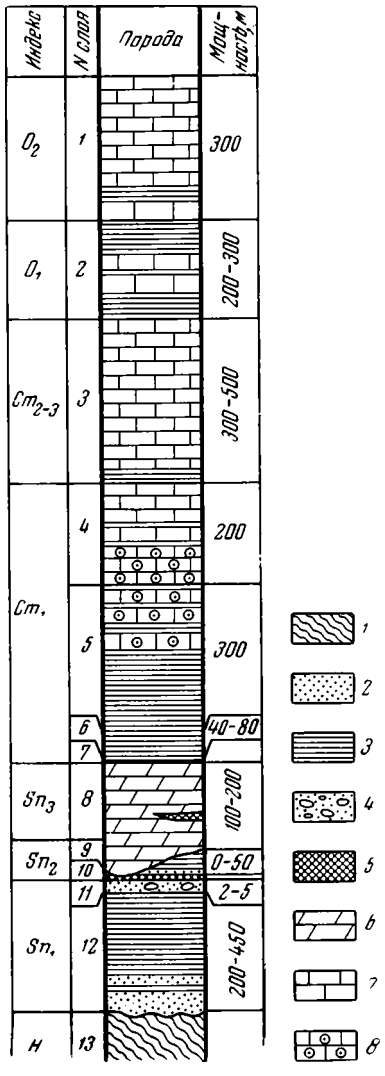
Глава II

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В РАЙОНАХ № 36 и 37

Район № 36 представляет собой куполовидную складку, в ядре которой выходят синийские или предсинийские отложения, а крылья образованы слоями кембрия и ордовика. Складка слегка вытянута в северо-восточном направлении.

Разрез древних толщ района № 36 следующий (фиг. 54):

		Мощность, м
O_2	1. Серия Айцяшань. Известняки светло-серые, серые, серо-зеленые и серо-красные, внизу глинистые и песчанистые, вверху чистые	300
O_1	2. Серия Баньхэ. Глинистые сланцы серо-зеленые и серые, песчанистые, известковистые, в средней части известняки	200—300
Cm_{2-3}	3. Известняки Лушань, светло-серые. и серые, сильно кремнистые, в основании слой кирпично-красного сланца	300—500
Cm_1	4. Свита Цзиньдиншань. Известняки темно-серые и черные, с прослоями серых глинистых сланцев, внизу оолитовые	200
	5. Свита Минсиньси. Серые глинистые сланцы, вверху с прослоями черных оолитовых известняков . . .	300
	6. Свита Нютитан. Глинистые, сланцы, вверху серые, серо-синие, известковистые, иногда песчанистые, внизу углисто-черные	40—80
	Сланцы нижнего кембрия (слои 5 и 6) имеют общее название свиты Шипай.	
	7. Фосфоритовый горизонт (верхний, $Ф_3$). Фосфориты черные, пластовые, зернистые, с пиритом и конкрециями сидерита, вверху окремнелые.	
Sn_3	8. Доломит Дэньин. Светло-серые и желтовато-серые доломиты, афанитовые и микрозернистые. На выходах доломит мелкощебневатый, местами мучнистый. Встречаются каверны. Стенки каверн покрыты доломитовыми натеками, поверхность которых усажена ромбиками доломита и кристаллами кварца. Редко доломиты оолитовые, тонкослоистые или кремнистые	100—200
	В средней части толщи залегает фосфоритовый горизонт (средний, $Ф_2$). Он сопровождается алевритово-глинистыми сланцами с фосфатизированными копролитами червей (?)	



Фиг. 54. Разрез древних толщ района № 36

1 — глинистые сланцы комплекса Баньси; *2* — песчаники; *3* — глинистые сланцы синия и палеозоя; *4* — «тиллиты»; *5* — фосфоритоносные породы; *6* — доломиты; *7* — известняки; *8* — оолитовые известняки

		Мощность, *м*
Sn_2	9. Свита Доушаньто. Черные глинистые сланцы. В основании их — слой кварцевого гравелита. Лежат на размытой поверхности фосфорита	0—50
	10. Фосфоритовый горизонт (нижний, $Ф_1$).	
Sn_1	11. Песчаники и «тиллиты» Наньто. В составе «тиллита» встречаются валуны глинистых сланцев, кварцита, гранита. Мощность 2—5 *м*, к востоку возрастает до 100—300 *м*.	
	12. Свита Чжэнцзян. Фиолетово-красные и серо-зеленые глинистые сланцы, тонкослоистые, внизу песчаники	200—450
H	13. Комплекс Баньси. Глинистые сланцы, слабо метаморфизованные.	

Мощность слоев ордовика равна 500—600 *м*, кембрия — 1000 *м*, синия — около 600 *м*. Углы падения слоев пологие — 3—5, редко до 10°.

В 30—40 *км* юго-западнее этого района на размытой и закарстованной поверхности кембрийских известняков Лушань залегают угленосные слои нижнего карбона и нижней перми, с пачкой известняка мощностью до 25 *м*.

Антиклиналь района № 36 прорезана обращенной долиной глубиной 300—400 *м*. Борта ее сложены доломитом Дэньин (фиг. 39 и 55). Нижний фосфоритовый горизонт хорошо обнажен на западном борту антиклинали (фиг. 56). Здесь видны следующие слои (фиг. 57):

		Мощность, *м*
Sn_3	1. Доломит Дэньин серый, желтовато-серый и светло-серый, микрокристаллический. В 2 *м* выше почвы выделяется прослой оолитового доломита с обломками оолитов (табл. XV, *1*). В самом низу окраска доломита более темная до буровато-черной от присутствия окислов марганца. Почти во всей толще доломиты дают среднюю и хорошую реакции на фосфор	Видно 5
Sn_2	Свита Доушаньто (слои 2 и 3).	
	2. Песчаник крупнозернистый, кварцевый, с гравием и гальками кварца. Наблюдался у северного края разреза.	1,5
	3. Фосфоритовый горизонт (нижний). Фосфорит пластовый, зернистый, светло-серый и серый, вверху более темный до буровато-черного от примеси окислов марганца, раскливажирован (фиг. 58). В середине слоя проходит две-три слабо заметные прослойки более глинистого фосфорита. Встречаются конкреции пирита до 3—5 *см* в диаметре. В отличие от доломита фосфорит на солнце не сверкает. В лупу видны фосфатные зерна размером 0,2—0,3 *мм* в поперечнике и фосфатный цемент.	
Sn_1	Свита Наньто (слои 4 и 5).	
	4. Песчаник серый, полевошпатово-кварцевый, мелкозернистый	1—2
	5. Тиллоид — буровато-серый глинистый песчаник с гальками зеленоватых глинистых сланцев	3—4
	6. Свита Чжэнцзян. Глинистые сланцы или аргиллиты светло-зеленые, обычно со слабо заметной, реже с ясной тонкой слоистостью, раковистым изломом (табл. XV, *2*).	

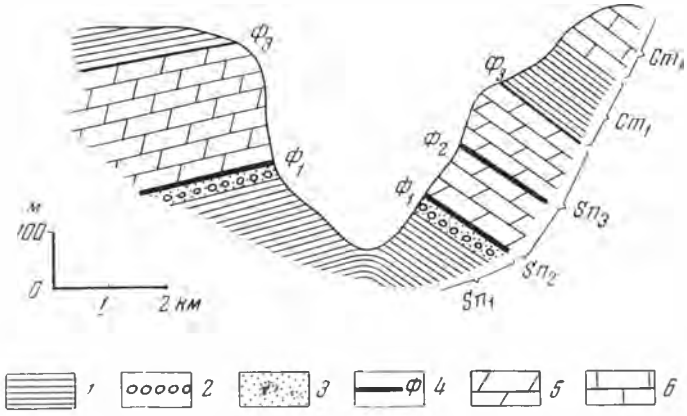
На восточном борту антиклинали в основании свиты Дэньин прослеживается слой марганцовистого доломита. В самой верхней части фосфоритового слоя также выделяется два слойка бурого рыхлого марганцовистого фосфорита мощностью 2—3 *см*, а ниже их — два прослоя зеленовато-бурого аргиллита мощностью 5—7 *см*. Мощность подстилающих песчаников возрастает до 6 *м*.

По внешнему виду и химическому составу фосфоритовый слой довольно однороден и с первого взгляда трудно отличим от доломита свиты Дэньин.

Немного западнее профиля (см. фиг. 57) буровыми скважинами обнаружено выклинивание фосфоритового слоя, вероятно, вследствие срезания его песчаниками свиты Доушаньто.

Синийские фосфориты этого района отличаются очень высоким качеством, а нижнекембрийские фосфориты — бедные.

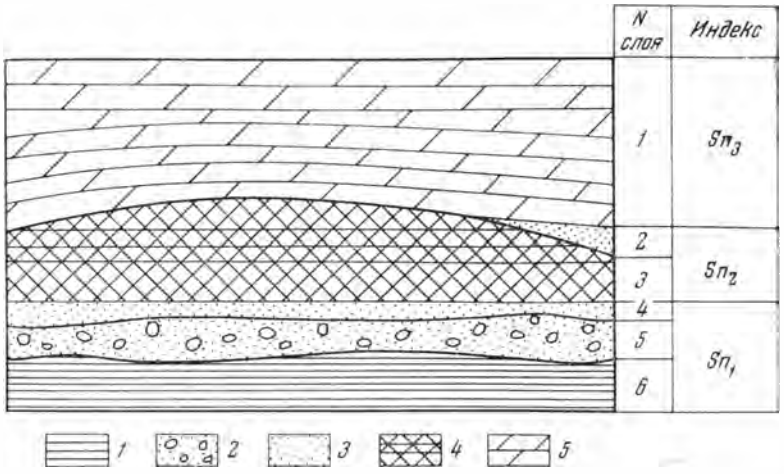
Средний фосфоритовый горизонт найден в южной части восточного крыла антиклинали. Это пластовый фосфорит, внизу он серый и светло-



Фиг. 55. Схематический разрез антиклинали в районе № 36

1 — глинистые сланцы; *2* — «тиллиты»; *3* — песчаники; *4* — фосфоритовые горизонты; *5* — доломиты; *6* — известняки

Фиг. 56. Скала, сложенная доломитом Дэньин, у основания виден вход в штольню. Район № 36



Фиг. 57. Схематический разрез фосфоритового месторождения по простиранию слоев в районе № 36 (протяженность разреза около 1 *км*)

1 — глинистые сланцы и аргиллиты; *2* — песчаники с гальками сланцев; *3* — песчаники; *4* — фосфориты; *5* — доломиты

Фиг. 58. Выход нижнего (главного) фосфоритового горизонта в виде скалы. Фосфорит раскливажирован. Район № 36

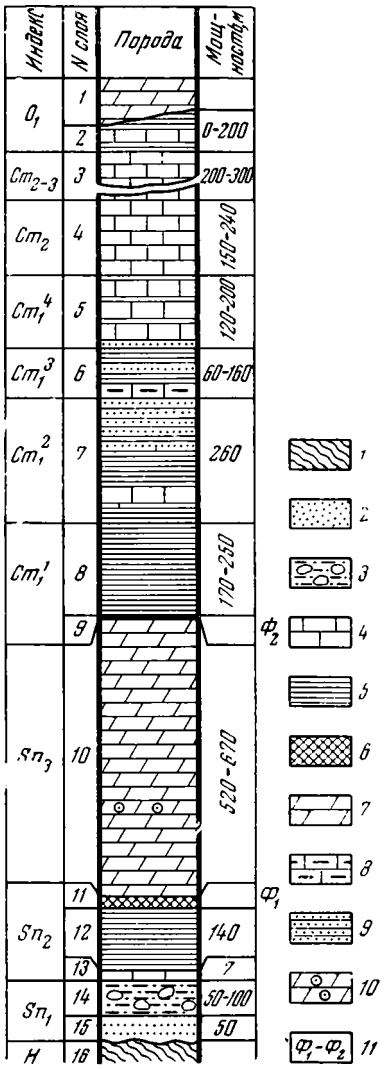
серый, с содержанием нерастворимого остатка 7—8%, вверху — темно-серый, нерастворимого остатка в нем 24%.

В шлифе фосфориты обоих этих горизонтов состоят из фосфатных зерен (0,2—0,3 *мм*), либо тесно прижатых одно к другому, либо разделенных небольшим количеством гидрослюдистого или фосфатного окристаллизованного цемента (табл. XV, *3*). Сдавленные массы зерен приобретают мозаичную структуру (табл. XV, *4*). Распределение окристаллизованного цемента неравномерное, линзовидное, к краям линз цементация ослабевает (табл. XVI, *1*). В пиритовых конкрециях сохранились корродированные реликты фосфатных зерен. В среднем фосфоритовом горизонте содержатся прослойки кварцевого и кварцево-гидрослюдистого алевролита, в отдельных прослойках фосфатные зерна сильно корродированы (табл. XVI, *2*).

Верхний фосфоритовый горизонт представлен черным микрозернистым пластовым фосфоритом. Он сложен зернами аморфного фосфата диаметром 0,2—0,3 *мм* и фосфатно-глинистым или кварцево-халцедоновым цементом, с большим количеством пирита и органического вещества. Встречаются гальки спонголитового фосфорита и спикулы губок, замещенные халцедоном и частью апатитом.

Район № 37 расположен в нескольких десятках километров севернее района № 36 в сторону впадины Синань. В этом районе имеются две куполовидные антиклинали, ядра которых сложены синийскими отложениями. Разрез древних толщ района № 37 следующий (фиг. 59):

		Мощность, *м*
O_1	1. Доломит Хунхуаюань	
	2. Свита Тунцзы. Серо-зеленые глинистые сланцы, редко известняки	0—200
Cm_{2-3}	3. Свита Лоушаньгуань. Известняки темно-серые и черные, вверху с прослоями и линзами кремней	200—300
Cm_2	4. Свита Гаотай. Известняки серые и белые, тонкослоистые, кремнистые, доломитизированные	150—240
Cm_1^4	5. Свита Цинсюйдун. Известняки черные, толстослоистые или массивные, с тонкими глинистыми прослойками. В основании — пласт желтых песчаников и сланцев с трилобитами	120—200
Cm_1^3	6. Свита Цзиньдиньшань. Вверху глинистые сланцы, желтые и серые, песчанистые, тонкослоистые, внизу глинистые известняки зеленовато-серые и темно-серые, с археоциатами	60—160



Фиг. 59. Разрез древних толщ фосфоритоносного района № 37.

1 — филлиты; *2* — песчаники; *3* — тиллоиды; *4* — известняки; *5* — глинистые сланцы; *6* — фосфоритоносные слои; *7* — доломиты; *8* — известняки мергелистые; *9* — глинистые сланцы и песчаники; *10* — доломиты оолитовые; *11* — $Ф_1$, $Ф_2$, фосфоритовые горизонты

		Мощность, *м*
Cm_1^2	7. Свита Минсиньсы. Желтовато-коричневые и серо-зеленые глинистые сланцы и песчаники, редко известняки. Количество песчаников возрастает вверх по разрезу	260
Cm_1^1	8. Свита Нютитан (соответствует свите Цюнчжусы провинции Юннань). Черные, местами углистые, глинистые сланцы, реже песчаники, с *Redlichia walcotti* Mansuy	170—250
	9. Верхний фосфоритовый горизонт	
Sn_3	10. Доломит Синтугоу (Дэньин) светло-серый или желтовато-серый, довольно однородный, вверху и внизу фосфатсодержащий. Редко встречаются оолиты и коллении	520—670
Sn_2	Свита Сунлин (слои 11 и 12).	
	12. Глинистые сланцы Сунлин, тонкослоистые, представляют собой чередование слойков лилового, темно-серого и зеленовато-серого сланца мощностью по 0,1—10 *см* (табл. XVI, *3*). Сланцы устойчивы к выветриванию, излом их раковистый (фиг. 60)	140
	13. Горизонт Люцзин. Известняк желтовато-серый, микрозернистый, вниз переходит в тонкослоистый доломит . . .	7
Sn_1	Свита Наньто (слои 14 и 15).	
	14. Тиллоид — серый глинистый песчаник или песчанистый аргиллит с неправильно рассеянными валунами и гальками кварцита, гранита, окремнелого оолитового известняка и других пород (фиг. 61)	50—100
	15. Песчаник красно-фиолетовый, тонкослоистый, плотный	50
Н	16. Комплекс Баньси. Филлиты или глинистые сланцы.	

Угол падения слоев этого разреза около 10°.

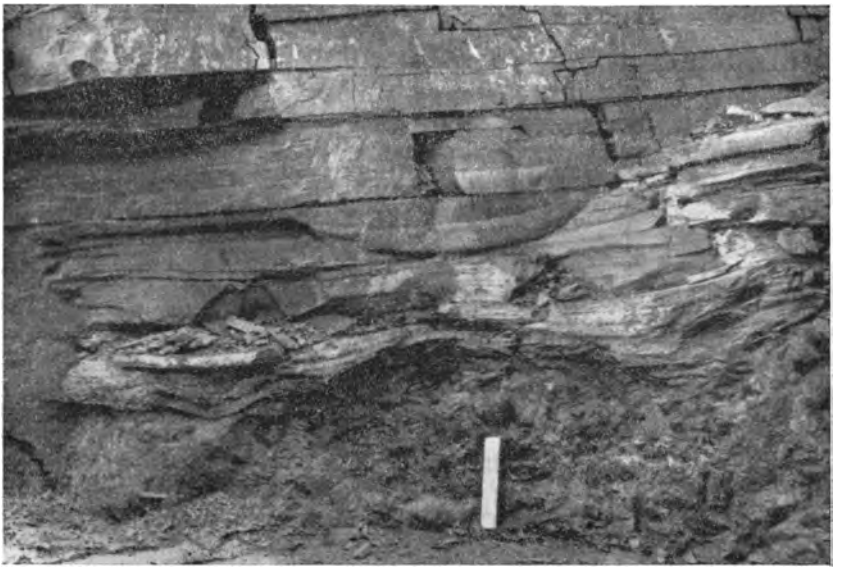
В этом разрезе имеются перерывы в осадконакоплении между комплексом Баньси и песчаниками Наньто, между доломитом Дэньин и верхним фосфоритовым горизонтом. Переход сланцев Сунлин вверх в нижний фосфоритовый горизонт и далее в доломит Синтугоу совершается без видимого перерыва. Однако внутри нижнего фосфоритового горизонта, между нижним фосфоритовым слоем и вышележащим слоем глинистого сланца, наблюдаются неровности, вероятно, вызванные размывом (фиг. 62). Отложения среднего и верхнего ордовика отсутствуют, силур (черные глинистые сланцы) сохранился лишь местами. На размытой поверхности пород силура, ордовика и кембрия залегают нижнепермские известняки с марганцевым горизонтом в кровле.

В обнажении нижнего фосфоритового горизонта видны следующие слои (фиг. 63):

		Мощность, *м*
Sn_3	1. Доломит Синьтугоу светло-серый, желтоватый, микрозернистый или афанитовый, внизу с темными полосами. На 4—5 *м* выше почвы выделяется гнездо окремнения размером 1—2 *м* в поперечнике — кремни белые, с жеодами кварца, и черные, фосфатсодержащие	10 (видимая)
Sn_2	Свита Сунлин (слои 2—8).	
	2. Глинистый сланец черный, фосфатсодержащий, с линзовидными конкрециями мергеля (0,3 × 5 *м*). Местами слабо выделяются линзочки черного глинистого фосфорита	3—4
	3. Фосфорит черный, пластовый, внизу с тонкими прослойками черного сланца и мергеля.	
	4. Глинистый сланец черный, внизу и вверху с пластообразными конкрециями черного и темно-серого мергеля, а в середине — с прослойками черного щебневатого фосфорита	1—1,2
	5. Глинистый сланец черный, тонкослоистый (чередование черных и темно-серых слойков). В 1 *м* от кровли прослеживается четковидный прослой округлых черных мелких (1—2, реже 2—3 *см* в диаметре) конкреций фосфорита, к низу слоя изредка встречаются более крупные (5—7 *см* в диаметре) фосфоритовые конкреции. Слабо выделяются тонкие линзочки черного фосфорита	2
	6. Фосфоритовый слой черный, пластовый, щебневатый, с бугорчатой верхней поверхностью (см. фиг. 62).	
	7. Глинистый сланец черный, тонкослоистый, внизу с округлыми фосфоритовыми конкрециями (2—3 *см* в диаметре).	
	8. Глинистые сланцы.	

Фиг. 60. Выход глинистого сланца свиты Сунлин в траншее. Район № 37

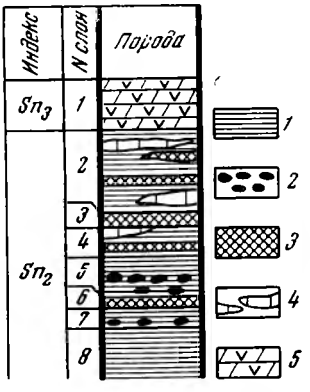
Фиг. 61. Тиллоид свиты Наньто. Район № 37



Фиг. 62. Нижний фосфоритовый горизонт района № 37. Внизу пластовый фосфорит, на неровной поверхности которого залегает глинистый сланец. Длина линейки 10 *см*

В северном направлении мощность нижнего фосфоритового горизонта возрастает, в нем появляются песчаники, а фосфоритовые слои выклиниваются. Очевидно, на севере существовал небольшой прогиб, а далее возвышалась суша (Сычуаньский массив), служившая источником терригенного материала.

В шлифе фосфат аморфный, в форме мелких зернышек (0,05—0,1 *мм*), тонких линзочек, или находится в тесном смешении с глинистым и углистым веществом. В глинистых сланцах и в пластовых фосфоритах присутствует мелкий кварцевый алеврит. Некоторые прослои представлены алевритово-глинистыми сланцами. После обжига глинистые сланцы становятся белыми, в них проявляются тонкие железистые



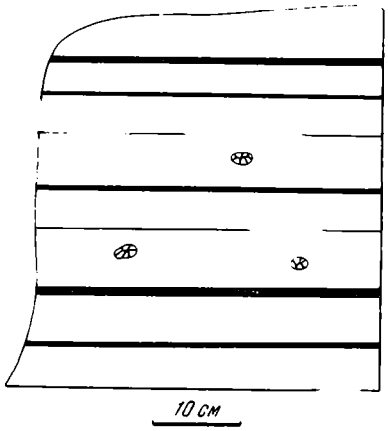
Фиг. 63. Разрез нижнего фосфоритового горизонта района № 37.

1 — глинистые сланцы; *2* — фосфорит желваковый; *3* — фосфорит пластовый; *4* — мергели; *5* — доломиты мергелистые

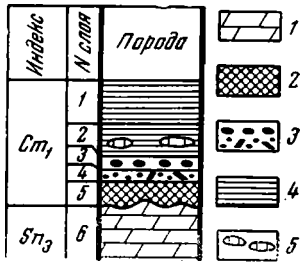
слойки, обтекающие конкреции фосфорита (табл. XVIII, *1*). Обращает на себя внимание низкое содержание железа в фосфоритоносных сланцах.

Доломит Синтугоу, залегающий между синийским и кембрийским фосфоритовыми горизонтами, на первый взгляд довольно однородный. Содержание фосфора в нем порядка сотых долей процента, но в самом верху его появляются тонкие линзочки фосфорита. На 1 *м* ниже почвы

верхнего фосфоритового горизонта в светло-сером доломите видно семь слойков — линзочек черно-бурого фосфорита мощностью 0,2—3,0 *см*, расположенных один от другого на расстоянии 5—15 *см* (фиг. 64). Жеоды в доломите вблизи верхнего фосфоритового горизонта выполнены ромбоэдрами доломита, призмочками прозрачного кварца, кубиками лилового флюорита и октаэдрами желтой серы. Местами фосфорит встречается в форме неправильных участков, замещая доломит вдоль трещин (табл. XVII, *2*).



Фиг. 64. Слойки и линзочки фосфорита (черное) и жеоды кварца в доломите свиты Дэньин. Район № 37



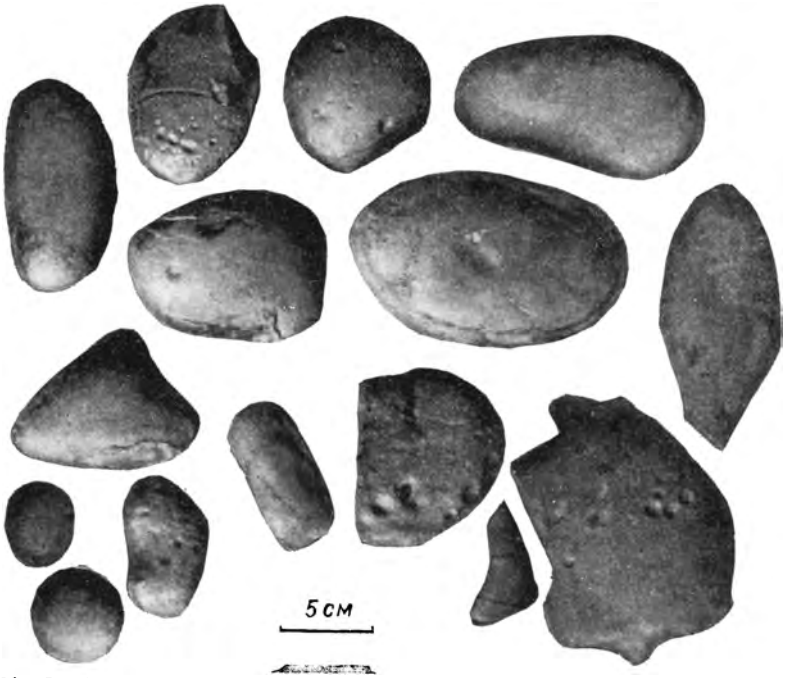
Фиг. 65. Разрез верхнего фосфоритового горизонта в районе № 37.

1 — доломиты; *2* — фосфорит пластовый; *3* — фосфоритовые желваки, пластинки и гравий; *4* — глинистые сланцы; *5* — мергели

Верхний фосфоритовый горизонт хорошо виден в обнажении на одной из гор, где наблюдается следующий разрез (фиг. 65):

		Мощность, *м*
Cm_1	1. Глинистый сланец (аргиллит) черный, при выветривании становится светло-желтым. В нем слабо проявляется тонкая слоистость. На 5 *м* выше почвы встречаются конкреции мергеля размером от 0,2 × 1 до 0,3 × 1,5 *м*	20
	2. Глинистый сланец черный, с караваями и пластообразными конкрециями мергеля	1,2
	3. Желваковый фосфоритовый слой. Черный глинистый сланец с черными фосфоритовыми и фосфоритово-кремнистыми конкрециями. Форма конкреций округлая, уплощенная, размеры от 0,5 до 15 *см*, поверхность гладкая, иногда ямчатая (фиг. 66), внутреннее строение однородно. Содержание конкреций в сланце сверху вниз возрастает от 5 до 15%. Конкреции обтекаются слойками сланца.	
	4. Пиритовый слой. Черный песчано-глинистый сланец, слабослоистый, с обилием пирита, рассеянного и в форме конкреций. Встречаются линзочки фосфоритового гравия и пластинки фосфорита, разно ориентированные (в результате взмучивания во время осадконакопления)	0,3—0,5
	5. Пластовый фосфорит черный, однородный, зернистый, с обилием рассеянного пирита, местами окремнелый, с кальцитом в виде прожилков и пойкилитового цемента. По трещинам встречается лиловый флюорит с кварцем и белым кальцитом. Слой залегает местами на ровной, местами на бугристой поверхности доломита Синьтугоу. Нередко черные надфосфоритовые сланцы лежат непосредственно на выступах доломита или прислоняются к ним (фиг. 67). Мощность слоя возрастает в понижениях древнего рельефа.	
Sn_3	6. Доломит Синтугоу светло-серый, с чередующимися тонкими слойками афанитового и микрозернистого доломита. Встречаются серые невыдержанные расплывчатые слойки доломита, обогащенные фосфатом	

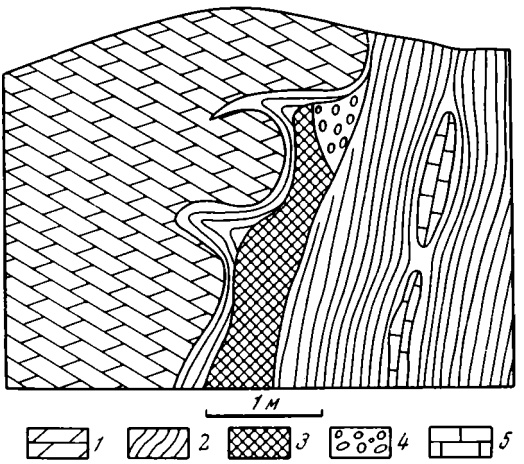
У юго-западного края района № 37 в основании кембрийского пластового фосфорита залегает базальный фосфоритовый конгломерат, кото-



Фиг. 66. Фосфоритовые желваки из верхнего фосфоритового горизонта района № 37

рый прослеживается далее к юго-западу без существенного изменения почти на 200 *км*.

Пластовый фосфорит состоит из зерен аморфного фосфата 0,2—0,3 *мм* в диаметре, зерен кварца, глауконита, кальцитового и халцедонового цемента, пирита и органического вещества. Пойкилитовый кальцит замещает фосфат (табл. XVIII, *1* и *2*). В слоях 3, 4, 5 встречаются



Фиг. 67. Прислонение нижнекембрийского фосфорита и глинистого сланца к выступу доломита свиты Синтугоу в районе № 37. Вертикальный разрез, вид на северо-восток.

1 — доломиты свиты Синтугоу; *2* — глинистые сланцы; *3* — фосфорит; *4* — брекчия; *5* — кальцитовые конкреции

однолучевые спикулы губок, кальцитизированные или окварцованные, редко фосфатизированные. Окремнение фосфорита выражено в форме розеток кварца и халцедона.

Сравнивая рассмотренные фосфоритоносные районы № 36 и 37, легко заметить их следующие различия. От района № 36 в сторону района № 37 мощность синийских отложений, в том числе и нижнего фосфоритового

горизонта, заметно возрастает. Качество фосфоритов понижается за счет увеличения количества глинистого и органического вещества, кварцевого алевролита, аутигенного кварца и халцедона, пирита и карбонатов. Очевидно, фосфатонакопление в районе № 37 протекало в более спокойной обстановке, т. е. при слабом движении воды, а прогибание земной коры и осадконакопление происходило быстрее, чем в районе № 36.

Глава III

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ РАЗРЕЗОВ В РАЙОНАХ № 46 и 47

Районы № 46 и 47 расположены у юго-западного края впадины Синань, причем первый из них находился ближе к древней суше, а второй — дальше от нее, в сторону впадины. Соответственно и условия накопления осадков в этих районах были различные.

В районе № 46 находится давно известное по литературе (Wang, 1942б; Ho, 1942) крупное фосфоритовое месторождение Куньян. В этом районе под девонскими кварцевыми песчаниками и конгломератами залегают следующие слои (фиг. 68):

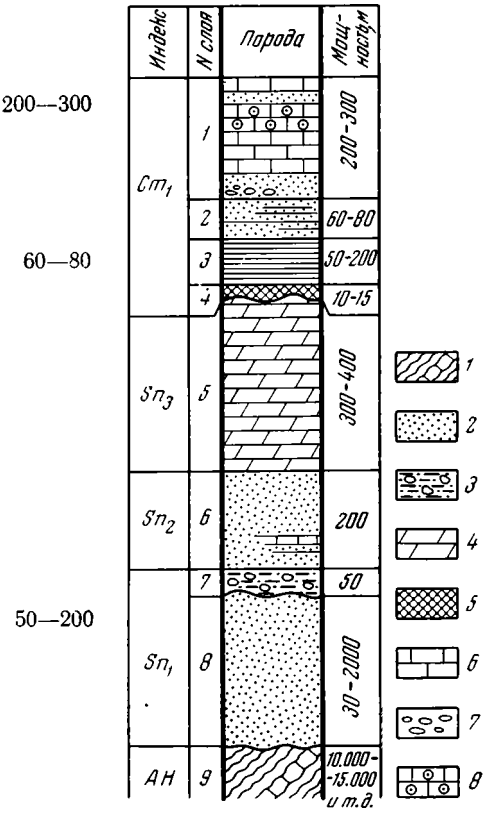
Мощность, *м*

Cm_1 1. Свита Лунванмяо. Внизу песчаники с гальками, выше — доломитовые известняки с трилобитами, частью оолитовые, местами мергелистые, вверху с прослоем кварцевого песчаника . . . 200—300

2. Свита Цанланпу. Преимущественно песчаники и частью глинистые сланцы, темно-серые и черные, с *Redlichia chiensis* Walcott и другими трилобитами, с *Lingula* sp., *Obolella* sp. . . . . 60—80

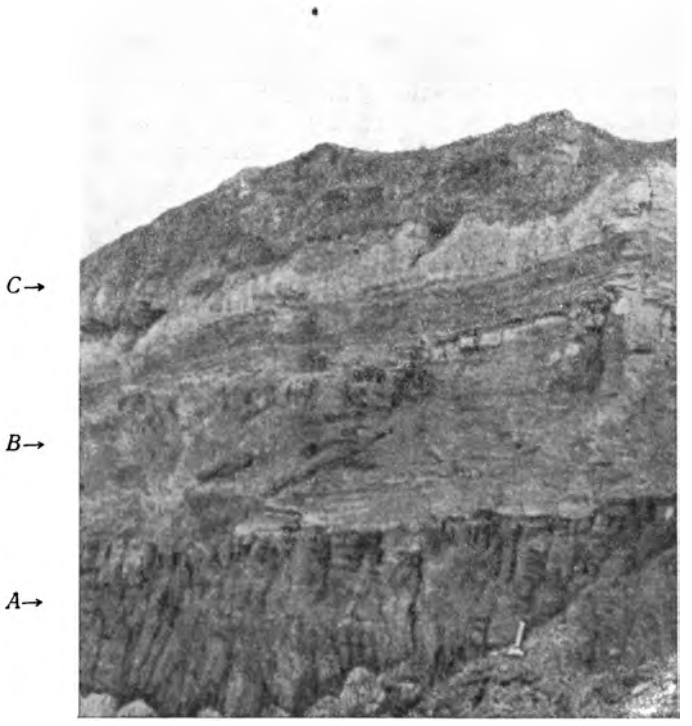
3. Свита Цюнчжусы. Черные глинистые сланцы, слюдистые, с септариями анкерита и сидерита. На месторождении Куньян в основании сланцев залегает полуметровый линзовидный слой глауконитового песчаника с желваками и гальками фосфорита, а в 40 *км* севернее, вблизи Куньмина, указывается слой черного глауконитово-кварцевого песчаника и песчанистого сланца мощностью до 40 *м*. Встречаются *Redlichia walcotti* Mansuy и другие трилобиты . . . . . 50—200

4. Свита Лэйбо. Фосфатная пачка начинается слоем галечника (Цао Жэнь-ин, 1959) или кварцевого песчаника мощностью 5 *м* (Региональная стратиграфия Китая, 1960). В осмотренных нами фосфоритовых месторождениях района оз. Дяньчи слои галечника и песчаника отсутствуют и пласт фосфорита налегает непосредственно на доломит Дэньин. В песчаниках встречаются *Hyolithes* sp., а в фосфоритах — *Hyolithes* sp. и *Salterella* sp. Фосфориты хорошо обнажены в оврагах и карьерах вблизи Куньяна (фиг. 69) . . . . 10—15



Фиг. 68. Разрез древних толщ фосфоритоносного района № 46 (Куньян) вблизи Куньмина.

1 — филлиты и мраморы; *2* — песчаники; *3* — «тиллиты»; *4* — доломиты; *5* — фосфориты; *6* — известняки; *7* — конгломераты; *8* — известняки оолитовые

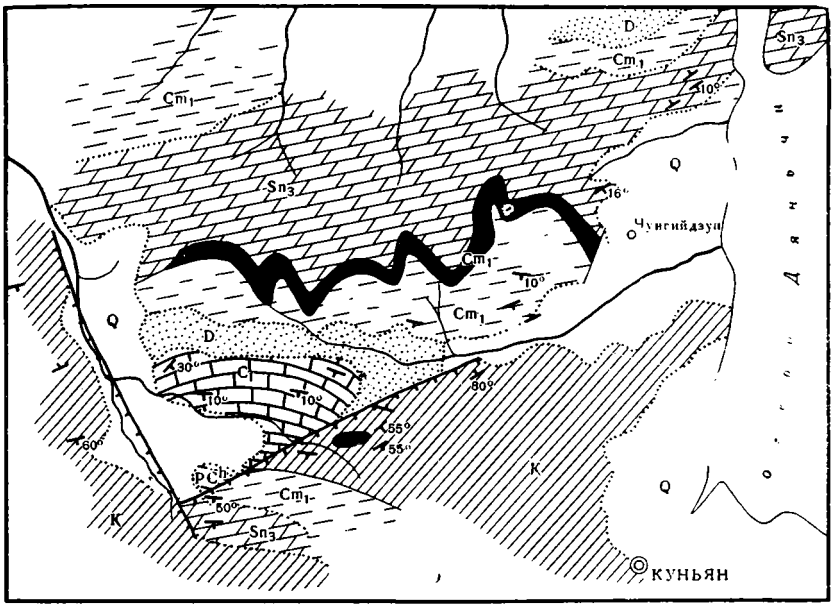


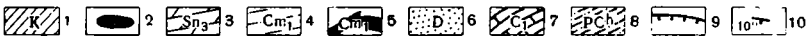
Фиг. 69. Нижний и верхний фосфоритовые горизонты (*A*,*C*), разделенные пачкой светло-желтых глинистых сланцев (*B*) Куньян

Sn_3	5. Свита Дэньин. Доломиты желтовато-серые, внизу кремнистые, с *Collenia* и *Gimnosolen*, вверху песчанистые, копролитовые. Доломитовые копролиты частью замещены фосфатом, скопления их местами образуют линзочки зернистого фосфорита. Содержание P_2O_5 в самой верхней части доломита равно 2—5%, а в линзочках фосфорита — до 30%	300—400
Sn_2	6. Свита Доушаньто. Кварциты серые, тонкозернистые, массивные, внизу с небольшими прослоями известняка и песчанистого сланца	около 200
	Немного западнее свита Доушаньто не выделяется. Вместо нее указывается слой грубозернистого песчаника и конгломерата мощностью 7—8 *м*, который составляет базальную часть свиты Дэньин.	
Sn_1	7. Тиллиты Наньто. Красноцветные песчанистые сланцы, в нижней части с валунами и гальками филлита, кварцита, реже гранита	0—50
	8. Свита Чженцзян. Красноцветные песчаники, аркозовые и кварцевые, грубозернистые, с прослоями серых сланцев, тонкослоистых железных руд и медистых песчаников. Мощность весьма изменчива,— на юге бассейна достигает 2000 *м*, к северу уменьшается до 300 и даже до 30 *м*.	
AH	9. Серия Куньян. Филлиты, кварцевые песчаники, мраморы, известняки и доломиты. Редко прослои железистых сланцев и тонкослоистых железных руд, иногда оолитовых	10 000—15 000

Фосфориты залегают на доломитах свиты Дэньин и покрываются доломитами и глинистыми сланцами нижнего кембрия. Известно несколько месторождений фосфорита.

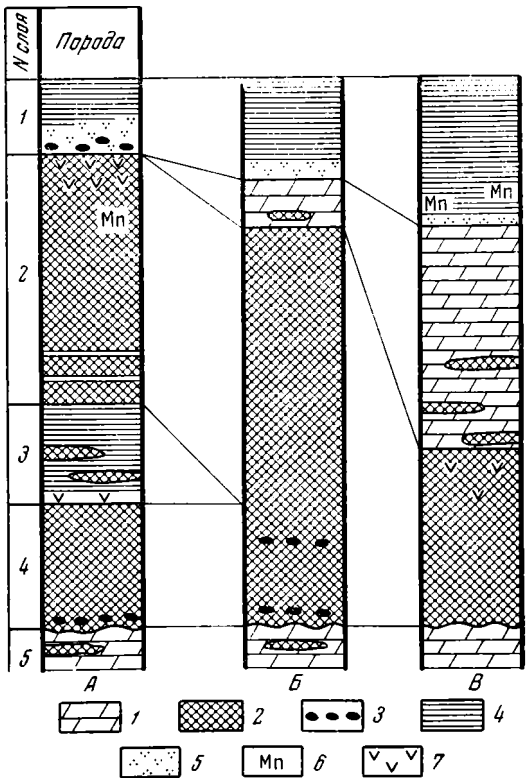
Месторождение Куньян находится у юго-западного берега оз. Дяньчи (фиг. 70). Кембро-синийские слои образуют здесь складку широтного простирания. Эта складка прорезана глубокими оврагами, вследствие чего фосфоритовый слой в плане имеет извилистые очертания.





Фиг. 70. Геологическая карта фосфоритоносного района Куньян, по Вангу (Wang, 1942б)

1 — система Каолян (Куньян) — кварциты и филлиты (К); *2* — железная руда в составе системы Каолян; *3* — синий, свита Дэньин (Sn_3); *4* — нижний кембрий, сланцы и песчаники (Cm_1); *5* — фосфоритовый горизонт; *6* — девон, песчаники, известняки (D); *7* — нижний карбон, известняки, песчаники и конгломераты (C^1); *8* — пермо-карбон, известняки и угленосные песчано-глинистые отложения (PC^h); *9* — четвертичные отложения, аллювий (Q); *10* — сбросы



Фиг. 71. Геологические разрезы фосфатной пачки месторождения Куньян (*А* и *Б*) и района № 47 (*В*).

1 — доломиты; *2* — фосфорит пластовый; *3* — фосфорит желваковый; *4* — глинистые сланцы; *5* — песчаники глауконитовые; *6* — марганцовистость; *7* — кремнистость

Падение слоев 10—20° к югу. Глинистые сланцы кембрия довольно рыхлые, в результате выветривания они на значительной площади склона размыты и фосфоритовый пласт выходит на поверхность. В поверхностной зоне благодаря процессам выветривания произошло выщелачивание карбонатов и за счет этого обогащение фосфоритов.

В карьерах по добыче фосфоритов и в овраге виден следующий разрез фосфатной пачки (фиг. 71):

	Мощность, *м*
1. Черный глинистый сланец, вниз переходит в глауконитовый песчаник с гальками фосфорита	4 (видимая)
2. Верхний фосфоритовый горизонт. Фосфорит пластовый, серый и буровато-серый, микропористый, слабослоистый, с чередованием более и менее пористых слойков и линзочек фосфорита мощностью 1—10 *мм*. В верху горизонта выделяется прослой (0,5—0,7 *м*) марганца плотного окремнелого фосфорита. Встречаются примазки бурых окислов марганца.	
3. Глинистые сланцы (аргиллиты) серовато-желтые и светло-желтые, рыхлые, слабослоистые, с чередованием рыхлых зеленоватых и более плотных желтоватых прослоев. Нижняя часть сланцев более глинистая, с зеленоватым оттенком. В сланцах видны уплотненные слабо окремнелые участки — прослои, линзы, караваи или конкреции. Количество этих участков в верхней половине пачки сланцев больше, чем в нижней	4—5
4. Нижний фосфоритовый горизонт. Фосфорит пластовый темно-серый и серый, с синеватым оттенком, слабослоистый — чередование светлых пористых слойков с темными плотными слойками. Пористые слойки содержали доломит, который выщелочен при выветривании. В основании фосфоритового горизонта выделяется слой (0,4—0,5 *м*) с фосфоритовыми конкрециями (табл. XVIII, *3*). Они плотные, синевато-серые, размером 0,2—3 *см* в диаметре, заключены в сером пористом фосфорите. Верхняя половина слоя более однородная. В самом верху его выделяется прослой окремнелого фосфорита (0,2—0,4 *м*) тонкослоистого, микрозернистого и гравелитового, с *Hyolithes*. Окремнение различных видов: 1) линзочки и выдержанные прослойки серого кремня; 2) такой же формы выделения белого кремня; 3) серые линзы полуокремнелого фосфорита; 4) светло-желтые кремни с жеодами, выполненными агатом или кристаллами кварца. Встречаются караваи кремня высотой до 0,5 *м* с плоской нижней поверхностью. Часто можно видеть, что верхняя бóльшая часть каравая находится в глинистом сланце, а нижняя погружена в фосфорит.	
5. Доломит Дэньин.	

Слои падают к югу под углом 10—25°. Химический состав фосфоритов представлен в табл. 1.

К западу в строении фосфатной пачки происходят следующие изменения. Промежуточные сланцы довольно быстро выклиниваются и оба фосфоритовых слоя сливаются вместе, а у сел. Оргай снова появляется прослой глинистого сланца, но небольшой мощности — 1,5 *м*. В 200 *м* к югу вниз по падению он выклинивается. В фосфоритовых слоях появляются линзочки галек фосфорита или слабо окатанных фосфоритовых конкреций. Линзы окремнения приурочены больше к верхним частям фосфоритовых слоев. Встречаются следы взмучивания в виде разноориентированных обломков фосфорита в фосфорите (фиг. 72). В кровле верхнего фосфоритового горизонта появляется невыдержанный слой фосфатсодержащего доломита мощностью до 2 *м* (свита Лэйбо). Падение слоев пологое — около 5° к югу.

Севернее Куньяна расположено месторождение Приморское. Выход фосфоритового пласта наблюдался нами вблизи западного берега оз. Дяньчи. Фосфорит здесь темно-серый, тонкослоистый — переслаивание глинистого и карбонатного фосфоритов (слойки мощностью 1—10 *мм*). В середине фосфоритового горизонта проходит полуметровый слой сильно глинистого фосфорита, вероятно, отвечающий промежуточному глинистому сланцу в Куньяне. Почвы фосфоритового пласта не

Таблица 1

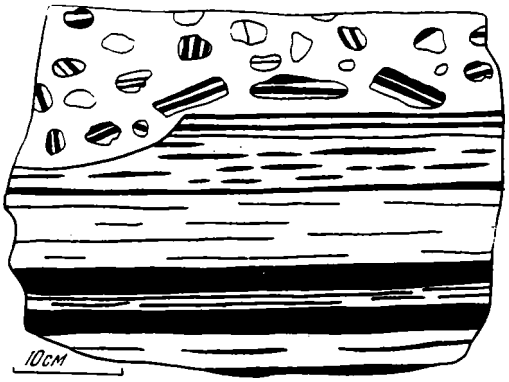
Химический состав фосфоритов месторождения Куньян

№ обр.	P_2O_5	CaO	MgO	KCl + + NaCl	F	CO_2	SO_3	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	H_2O+	H_2O-	П. п. п.	C	$F:P_2O_5$	$CO_2:P_2O_5$
1	38,96	50,38	0,18	0,82	3,11	1,13	0,37	1,74	0,31	0,52	1,67	0,45	3,48	0,17	0,080	0,29
2	38,12	49,84	0,29	1,11	3,16	1,08	0,44	1,91	0,87	0,70	1,44	0,79	3,43	0,12	0,083	0,18
3	37,87	50,12	0,20	0,82	3,11	1,13	0,35	1,36	0,48	0,56	2,14	0,62	4,08	0,19	0,082	0,30
4	37,11	48,91	0,30	0,94	3,24	1,21	0,43	4,30	0,57	0,57	2,19	0,61	4,02	0,01	0,090	0,34
5	35,86	48,79	0,21	1,17	2,94	1,07	0,32	6,19	0,53	0,60	1,62	0,46	3,20	0,05	0,082	0,30
6	33,83	44,57	0,21	0,93	2,79	1,12	0,31	9,85	0,98	1,70	1,31	0,79	3,42	0,20	0,083	0,33
7	29,10	41,56	0,60	1,11	2,34	1,15	0,35	18,21	2,08	0,50	2,23	0,85	4,49	0,26	0,082	0,52
8	28,51	38,74	0,19	0,78	2,41	0,88	0,26	23,86	0,67	0,91	1,35	0,80	3,19	0,16	0,085	0,31
9	25,51	34,43	0,59	0,84	2,09	0,75	0,24	31,16	0,46	0,56	1,16	0,48	2,62	0,24	0,083	0,29
10	23,42	36,93	3,29	—	2,08	8,26	—	19,09	2,17	1,73	—	0,49	—	—	0,080	—
11	28,15	41,90	2,55	—	2,46	7,0	—	12,86	1,09	1,09	—	0,48	—	—	0,084	—

№ 1—9 серия образцов фосфорита из выветрелой зоны. Образцы расположены по порядку от богатых к бедным. По Вангу (Wang, 1942 б). № 10 — химический состав верхнего фосфоритового горизонта. № 11 — химический состав нижнего фосфоритового горизонта. В образцах № 10 и 11 дополнительно определено TiO_2 0,1 и 0,04 %, Mn 0,05 и 0,04 %.

видно. Кверху фосфорит становится бедным и постепенно переходит в доломит Лэйбо. Падение слоя около 40° к северо-западу.

Северо-восточнее Куньяна (район № 47) в овраге, прорезающем левый склон сухой долины, имеется небольшой выход фосфоритов — месторождение Восточное (см. фиг. 71—В). В основании его залегает доломит Дэньин, серый, с редкими черными прослоечками, линзами и зернами, обогащенными фосфатом. Поверхность доломита бугорчатая, красная. На ней лежит слоек светло-серого глинистого сланца мощностью 5—10 *см*. Выше залегает нижнекембрийский фосфоритовый слой свиты Лэйбо, темно-серый и серый, тонкослоистый (темные и светлые слойки — линзы мощностью 1—10 *см*), твердый, по трещинам ожелезненный. Кверху он постепенно переходит в серый тонкослоистый доломит



Фиг. 72. Следы размыва и взмучивания фосфоритового пласта. Белое — фосфорит, черное — кремень. Куньян Западный участок

Лэйбо, с содержанием P_2O_5 3—7% и с марганцовистой прослойкой вверху. Мощность доломита 9 *м*. Он покрывается темно-серым глинистым сланцем свиты Чюнчжусы, внизу с черными (окисленными) марганцовистыми конкрециями до 3 *см* в диаметре. Видимая мощность сланца 3 *м*. Слои падают на северо-запад под углом около 60°.

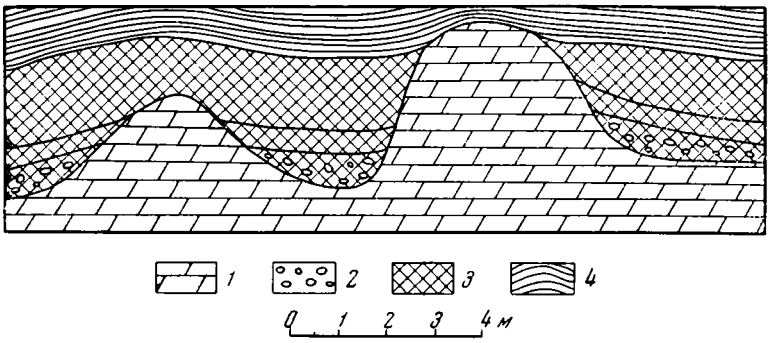
В районе Куньяна хорошо видны условия залегания фосфоритовых слоев. Подстилающий доломит желтовато-серый, неслоистый, плотный, но местами рыхлый, превращенный выветриванием в доломитовую муку на глубину до 2 *м*. В доломите изредка рассеяны желтые конкреции кремня (4—6 *см* в диаметре), местами собранные в виде цепочек — реликтов слоистости. Реликтами слоистости также являются темные линзочки фосфорита мощностью 1—15 *мм*. В шлифе доломит микрозернистый, с доломитовыми, фосфатными и фосфатно-доломитовыми округлыми копролитами 0,08—0,10 *мм* в диаметре, с клиновидными, угловатыми и округлыми зернами терригенного кварца диаметром 0,08—0,16 *мм*, с листочками мусковита и хлопьями гидроокислов железа (табл. XVIII, *4*). Количество доломитовых копролитов в доломите составляет около 20%, фосфатных — 2—3%, зерен кварца — 5—7%. Изредка встречаются белые шероховатые фосфоритовые конкреции размера 1—10 *мм* в поперечнике, состоящие из фосфатизированных копролитов размером 0,1—2 *мм*, сцементированных микрокристаллическим фосфатом с примесью мелких зерен кварца.

Рельеф кровли доломита обычно ровный, местами бугристый, высота бугров 1—2 *м*, редко достигает 6 *м* (фиг. 73). По направлению к буграм сначала выклиниваются нижние, потом более верхние слои фосфорита, и, наконец, верхняя окремнелая часть фосфоритового горизонта, а иногда и глинистый сланец, переходит на выступ доломита.

В основании нижнего фосфоритового горизонта залегает слой пластового фосфорита с фосфоритовыми конкрециями. Контакт этого слоя с подстилающим доломитом чаще ровный, но иногда карманообразный

(фиг. 74). У сел. Оргай прослои фосфоритовых конкреций встречаются и в средней части нижнего фосфоритового горизонта.

Строение фосфоритов нижнего и верхнего фосфоритовых горизонтов, видимое в шлифе под микроскопом, довольно монотонное. Некоторое разнообразие вносят различный облик фосфатных зерен, особенности их цементации, фосфоритовые конкреции, присутствие органических остатков, песчинок и галек фосфорита, окремнение, линзочки доломита и процессы выветривания.



Фиг. 73. Форма прислонения нижнего фосфоритового слоя к выступам доломита Дэньин. Куньян, зарисовка в карьере.

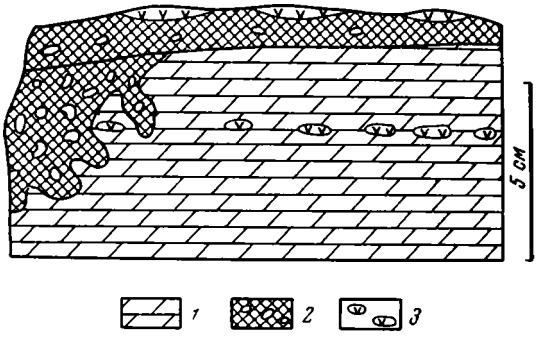
1 — доломит Дэньин; *2* — фосфорит пластовый с желваками фосфорита; *3* — фосфорит пластовый; *4* — глинистый сланец

Фосфориты состоят из фосфатных зерен, оолитов и фосфатного цемента, с примесью доломита, кварца, халцедона, пирита, гидроокислов железа, глинистого и органического вещества. Встречаются конкреции, песчинки и гальки фосфорита, а также раковины *Hyolithes* и *Salterella*.

Фосфатные зерна имеют округло-удлиненную форму, размеры их обычно 0,15—0,20 *мм*, редко 0,08—0,12 или 0,3 *мм*. Они не всегда хорошо различимы в фосфорите, но в кремнистом или пиритовом цементе

Фиг. 74. Форма контакта доломита с фосфоритом, Куньян

1 — доломит Дэньин; *2* — фосфорит пластовый с желваками фосфата; *3* — кремневые конкреции



их форма видна весьма отчетливо (табл. XIX, *1, 2*). На поверхности линзовидных полостей от растворившегося доломита форму зерен можно рассмотреть простым глазом или в лупу. Весьма редко встречаются псевдоморфозы фосфата по органическим остаткам в виде изогнутого рога (табл. XIX, *3*). Их длина до 1 *мм*, сечение круглое, в середине с диаметром до 0,15 *мм*, но постепенно суживающееся к концам рога. Зерна сложены аморфным фосфатом, местами с едва заметной поляризацией мельчайших кристалликов фосфата размером около 1 *мк*.

Фосфатные оолиты достигают размеров 0,2—0,3 *мм* в поперечнике, светло-желтые, концентрически-слоистые, с ядром или без него. В каче-

стве ядер служат зернышки обломочного кварца или фосфатизованные копролиты. Много фосфатизованных копролитов, одетых тонкой (0,01—0,02 *мм*) концентрически-слоистой фосфатной оболочкой. Это — своеобразная разновидность оолитов с большим ядром и тонкой оболочкой, часто встречающаяся в фосфоритах. У некоторых оолитов оболочка настолько тонкая, что их уже трудно отнести к оолитам.

Фосфатный цемент аморфный и криптокристаллический. Встречаются пленки радиальнолучистого фосфата, устилающего стенки пор в фосфорите. Количество цемента составляет 20—40% породы.

Тонкозернистый доломит рассеян в фосфатном цементе, местами образует скопления, иногда в форме линзочек мощностью 0,5—5 *см* и длиной 3—20 *см*.

Кварц встречается терригенный и аутигенный. Форма терригенных зерен кварца клиновидная, ромбоидальная, угловатая или округлая, размеры 0,1—0,2 *мм*, содержание их 3—5%. Аутигенный кварц двух типов — в форме неправильных зерен и хорошо образованных кристалликов. Неправильные зерна кварца имеют амебовидную форму, размеры их около 0,01 *мм*. Они образуют участки неполного окремнения в виде линзочек, неправильных расплывчатых тел без резких границ, а также округлые кремневые конкреции как мелкие, так и крупные, размером до 0,06 *м*. В кремнистых конкрециях наблюдается полное замещение фосфорита микрозернистым кварцем. При этом его первичная структура не сохраняется или едва уловима. В участках неполного окремнения происходит избирательное замещение первичного вещества породы — сначала замещается цемент, а затем фосфатные зерна (табл. XIX, *4*).

Хорошо образованные кристаллы кварца в виде призм длиной около 1 *мм* и толщиной 0,1—0,03 *мм* рассеяны во всей толще фосфорита. Они одинаково замещают цемент, фосфатные зерна и раковины животных (табл. XX, *1*, *2*). Изредка кристаллы кварца, длиной до 2 *см*, выполняют жеоды в кремневых конкрециях.

Халцедон обычно сопровождает аутигенный кварц и нередко устилает стенки жеод, впоследствии выполненных мозаичных кварцем.

Пирит находится в форме конкреций и рассеянных мелких кристалликов или их агрегатов, тоже очень мелких. В конкрециях наблюдается интенсивное замещение фосфата пиритом. При этом пирит полностью замещает фосфатный цемент, а фосфатные зерна более или менее корродирует (табл. XX, *3*). Гидроокислы железа образовались в результате окисления пирита и содержатся в незначительном количестве. Глинистое вещество представлено гидрослюдой.

Конкреции фосфорита встречаются в основании нижнего фосфоритового горизонта, а на западном участке они распространены во всей фосфатной пачке. Форма конкреций округлая, размеры обычно равны 3—8 *мм* в диаметре (табл. XVIII, *3*; табл. XX, *4*), окраска синевато-серая, более густая, чем вмещающий фосфорит. Поверхность их изобилует мелкими выступами и углублениями (табл. XXI, *1*). Это указывает на отсутствие окатывания конкреций и на образование их на месте. Конкреции сложены фосфатными зернами и фосфатным цементом, с примесью обломочного кварца. В отличие от вмещающего фосфорита в составе конкреций нет доломита, а фосфат лучше окристаллизован и более стоек к окремнению. Поры между зернами аморфного фосфата выполнены хорошо окристаллизованным франколитом (табл. XXI, *2*). Очевидно, фосфатизация предлагаемого доломитового цемента и копролитов в конкрециях прошла более полно, чем во вмещающем фосфорите.

Песчинки и грайвийные зерна фосфорита тоже округлые, иногда удлиненно-округлые, с гладкой поверхностью, у которой видны полусферы фосфатных зерен, частично истертых при окатывании (табл. XXI, *3*). У некоторых песчинок имеется концентрически-слоистая фосфатная

оболочка толщиной 0,03 *мм*. Размеры галек и гравийных зерен варьируют от 1 до 15 *мм*. Внутреннее строение галек такое же, как и у конкреций. Очевидно, гальки произошли главным образом за счет окатывания конкреций. Фосфоритовые песчаники и гальки распространены по всей толще фосфорита. Это подтверждает мнение Ван Юэ-луня (1940) о том, что фосфориты в районе Куньяна образовались на отмелях моря.

Раковины головоногих моллюсков *Hyolithes* и *Salterella* видны простым глазом, хотя размеры их малы — 1—3 *мм*. Стенки раковин фосфатные, полость занята зернами (копролитами) фосфата, радиальнолучистым франколитом, иногда халцедоном или кварцем. Органические остатки хорошо видны в окремнелом фосфорите (табл. XXII, *1*). Количество раковин в фосфорите составляет десятые доли процента.

Аргиллиты, разделяющие фосфоритовые горизонты, сложены гидрослюдой. Расположение чешуек ее параллельное, слегка волнистое. В аргиллите встречаются линзочки фосфорита мощностью 1—6 *см*, рассеянные зерна аморфного фосфата диаметром 0,15—2 *мм* и зерна кварца такого же или меньшего размера (табл. XXII, *2*). Содержание фосфатных зерен 2—5%, редко до 10%, кварцевых 1—3%. Встречаются псевдоморфозы гетита по кубикам пирита и окварцованные спикулы губок.

К западу от Куньяна в фосфоритах увеличивается кремнистость, появляются следы взмучивания не только в виде песчинок и галек, но и угловатых пластин тонкослоистого фосфорита (см. фиг. 72). Толщина черных слойков 1—10 *м*, редко до 5 *см*. Фосфорит в них более окремнелый, чем в светлых. Кроме того, слойки различаются по величине фосфатных зерен — тонкозернистые и мелкозернистые. Цемент почти нацело замещен микрозернистым кварцем, а зерна в разной степени окварцованы. Содержание терригенного кварца и размеры его зерен такие же, как и в месторождении Куньян.

К северу от Куньяна, в месторождении Приморском, среди фосфоритов появляются тонкие глинистые прослойки, а к северо-востоку, в месторождении Восточном, возрастает карбонатность и фосфориты постепенно переходят кверху в доломит (см. фиг. 71). В этом доломите содержание P_2O_5 достигает 3—8%. Фосфат в доломитовой породе находится в форме линзочек и неправильных масс (табл. XXII, *3*). Доломит микрокристаллический, местами более крупнокристаллический, с ромбоэдрами доломита.

Следовательно, в полных разрезах фосфориты подстилаются и покрываются доломитами.

По данным Ванга (Wang, 1942a), в Далунтане под основным фосфоритовым слоем залегает фосфатсодержащий кварцит с обилием трещин, выполненных фосфатом кальция. Северо-восточнее Куньмина мощность фосфоритового пласта уменьшается до 2—1 *м*.

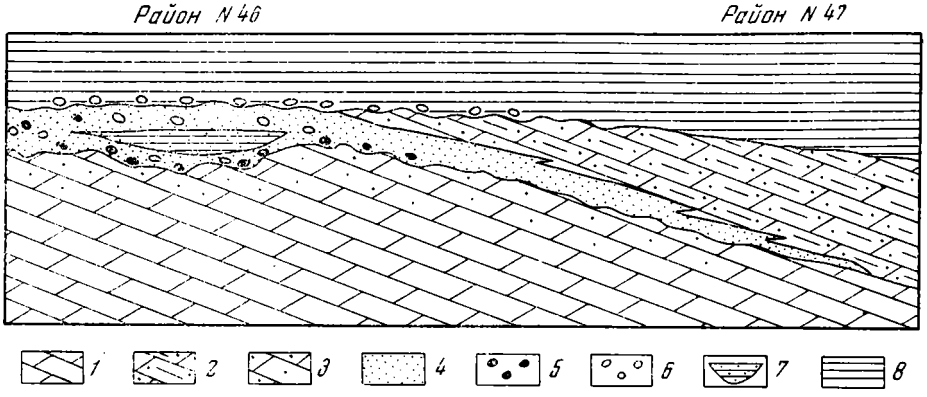
В 60 *км* на юго-восток от Куньмина в кровле кремнистых доломитов залегает буровато-серый сильно выщелоченный пористый фосфорит в форме пластов и карманов. Хоу (Ho, 1942) полагает, что образование этого фосфорита произошло путем химического осаждения из раствора морской воды.

К северу от Куньяна вдоль восточного края оси Кандэн на протяжении около 350 *км* прослеживается серия выходов отложений синия и кембрия с фосфоритами. Сведения о них очень скудные.

В пределах северо-восточной части провинции Юннань, т. е. в центральной части Куньминской впадины, по данным У Ши-цина (1960), доломит Дэньин имеет мощность 800—1000 *м* и содержит коллении. В средней его части залегает глинистый сланец, а в верхней прослеживаются кремни. В самом верху выделяется маломощный слой доломита с кремнями, содержащий P_2O_5 1—5%. Кембрийские отложения имеют мощность 250—1000 *м*. Они начинаются слоем глинистого доломита

мощностью 20—55 *м*, фосфатсодержащего, но лишенного промышленных месторождений. В районе г. Усин в основании кембрия залегают конгломераты, отражающие местное поднятие.

На основании данных по разрезам районов № 46 и 47 и учитывая литературные сведения оказалось возможным составить схематический фациальный профиль фосфоритоносных слоев по направлению от поднятия к впадине (фиг. 75). На этом профиле, длина которого равна около 40 *км*, видно, что от мелководья в сторону глубокого моря происходят следующие изменения:



Фиг. 75. Фациальный профиль через районы № 46 (Куньян) и 47 (Восточное)

1 — доломит свиты Дэньин верхнего синия; *2* — доломит свиты Лэйбо нижнего кембрия; *3* —фосфатные зерна в доломите; *4* — фосфорит пластовый зернистый; *5* — желваки зернистого фосфорита; *6* — гальки зернистого фосфорита; *7* — аргиллиты с зернами фосфорита; *8* — аргиллиты свиты Цюньчжусы нижнего кембрия

1) следы перерыва в осадконакоплении между доломитом Дэньин и покрывающим его фосфоритовым пластом постепенно уменьшаются и исчезают;

2) фосфоритовый пласт постепенно выклинивается, замещаясь тонкослоистым доломитом с зернами фосфорита;

3) фосфоритовые желваки и гальки постепенно исчезают;

4) фосфориты представляют фацию доломитов, т. е. образовались одновременно с доломитами;

5) следы перерыва в осадконакоплении между доломитами свиты Лэйбо и аргиллитами свиты Цюнчжусы сглаживаются и исчезают;

6) фосфориты районов № 46 и 47 вверх непрерывно переходят в доломиты Лэйбо, а по падению или в сторону впадины (моря) замещаются ими. Следовательно, фосфоритовый горизонт следует считать частью свиты Лэйбо.

Кроме того, в сторону впадины происходит увеличение карбонатности (доломитности) фосфоритов, понижение их качества и уменьшение размеров фосфатных зерен. Окремнение фосфоритов и доломитов неравномерное, более резко выражено как у левого, так и у правого края профиля. Линза аргиллитов внутри фосфоритового пласта отложилась, вероятно, в углублении древнего рельефа, но, может быть, представляет остаток от размыва аргиллитового пласта.

Фосфориты районов № 44, 45 и 47 по составу и строению очень сходны. Первые два района во время фосфатонакопления, очевидно, были также сравнительно глубоководными, поэтому в них отложились бедные, хотя и мощные фосфоритовые пласты. Естественно, что в сторону мелководной зоны можно ожидать нахождение более богатых фосфоритов.

Глава IV

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОСФОРИТОВ

На досинийской Китайской платформе развиты как пластовые, так и желваковые фосфориты, т. е. те же основные их типы, которые встречаются и в геосинклинальных складчатых областях. Особенно широкое распространение на платформах разного возраста имеют кварцево-песчанистые разновидности фосфоритов.

Большой литологический интерес представляют пластовые кварцево-песчанистые фосфориты района № 28. Они сходны с зернистыми пластовыми фосфоритами, но в кварцево-песчанистых пластовых фосфоритах вместо фосфатных зерен присутствуют зерна терригенного кварца и других минералов. Вокруг кварцевых зерен обычно наблюдается фосфатная концентрически-слоистая оболочка. В этом случае кварцевое зерно можно считать ядром фосфатного оолита, хотя размеры его, по сравнению с толщиной фосфатной оболочки, очень большие. Это — недоразвитые оолиты.

Фосфатная оболочка, или пленка, недоразвитого оолита имеет сходство с настоящим оолитом. Она отличается от пленки радиальнолучистого фосфата плоской формой кристалликов и расположением их плоской стороной параллельно поверхности зерна. У радиальнолучистого зерна форма кристалликов игольчатая или призматическая и призмочки расположены перпендикулярно поверхности, на которую они нарастали. Кроме того, слойки, или пленки, оолитов довольно равномерно облекают зерна, а радиальнолучистый фосфат нарастает на стенках пор в виде пленок.

Платформенные конгломератовые и пластовые фосфориты отлагались в мелководной обстановке по окраинам впадин. В средних частях впадин синийские и кембрийские слои обычно покрыты мощными толщами более юных систем. На поверхность они выходят весьма редко и лишь там, где имеются тектонические поднятия. В этих немногих выходах фосфориты в отложениях синия и кембрия, как правило, отсутствуют или они очень бедны.

Исключение представляет район № 36 и, возможно, районы № 40 и 43, находившиеся довольно далеко от границы впадины Синань. Мелководная обстановка во время фосфатонакопления нижнего фосфоритового горизонта в районе № 36 доказывается присутствием фосфоритовых галек, рассеянных в фосфоритовом пласте, а также резким размывом этого пласта при отложении кварцевого гравия. Очевидно, вслед за фосфатонакоплением этот район испытывал поднятие.

Желваковые фосфориты глинистой и кремнисто-глинистой разновидностей отлагались в более глубоководной или более спокойной обстановке, ближе к центральным частям впадин (район № 37). Спокойная обстановка воды могла быть не только на больших глубинах, но и в заливах.

Каких-либо данных о существовании течений в древних морях пока не имеется.

ДОРИФЕЙСКИЕ ФОСФОРИТЫ (АПАТИТЫ) АЗИИ

Фосфориты в дорифейских отложениях обнаружены сравнительно недавно. Весьма вероятно, что нахождения их будут еще продолжаться. В настоящее время известно шесть более или менее изученных дорифейских фосфоритоносных районов — № 49—54. Во всех этих районах фосфориты сильно метаморфизованы и превращены в апатиты, поэтому в литературе они чаще называются апатитами, а не фосфоритами. Только в районе № 54 метаморфизм весьма слабый. Кроме того, известны еще не изученные апатитопроявления на Алдане.

Наиболее древние дорифейские фосфориты обнаружены в породах архея и находятся в районах № 49 и 50. Возраст фосфоритов в районах № 51—53 протерозойский, а в районе № 54 — верхнепротерозойский или нижнерифейский.

Слюдянский апатитоносный район (№ 49)

В флогопитовых жилах Слюдянского района давно известны крупные кристаллы апатита. Количество этих кристаллов невелико и практического значения они не имеют.

Новый район метаморфизованных фосфоритов (№ 49) находится у южного берега оз. Байкал между речками Слюдянка и Пахабиха и по левому склону долины последней. Комплекс пород, заключающих апатит, относится к верхней части слюдянской свиты архея. Полоса архейского комплекса протягивается на 350 *км* в субширотном направлении, пересекая район Слюдянки. Лучшие разрезы апатитоносных пород находятся по левому берегу рч. Пахабихи.

Апатитоносность района изучалась М. С. Сахаровой (1956) и И. С. Делициным (1961). Апатитоносная серия сложена переслаивающимися пачками доломитовых и кальцитовых мраморов, кварцево-диопсидовых пород, гнейсов и диопсидовых кварцитов. Мощность этой серии около 1000 *м*. М. С. Сахарова в ней выделила восемь апатитоносных горизонтов. Общая мощность их равна около 400 *м*, а каждого из них — от 20 до 120 *м*.

Состав апатитоносных горизонтов преимущественно кварцево-диопсидовый, с примесью кальцита, доломита и редко встречающихся минералов — лавровита и флюорита. Среднее содержание P_2O_5 в этих горизонтах низкое, обычно 1—4%. Отдельные пачки диопсидовых кварцитов (мощностью 6—10 *м*) содержат P_2O_5 больше 4%.

М. С. Сахарова (1956) указывает, что апатитоносные горизонты обычно слоисты. Отдельные мелкие прослойки апатита не выдержаны, линзовидны, часто выклиниваются. В этих прослойках апатит в большинстве случаев преобладает, местами же они состоят из одного апатита. Пачки мощностью 6—10 *м*, содержащие такие прослойки апатита, прослежи-

ваются на расстояние нескольких километров. Полосчатость пород, по мнению М. С. Сахаровой, отражает первичную слоистость осадков, И. С. Делицин рассматривает полосчатость как следствие будинажа (разлинзовывания) и диопсидизации, подчеркивая, что при образовании диопсида за счет доломита и кварца происходит уменьшение объема породы на 49,5%.

Апатитоносные горизонты подстилаются и покрываются мраморами, доломитовыми или кальцитовыми, нередко с диопсидом.

По мнению М. С. Сахаровой, апатитоносная толща представлена слоистыми осадочными кремнисто-карбонатными фосфоритоносными породами, подвергшимися региональному метаморфизму с наложенной позднеметаморфической фазой метасоматоза. При этом произошла полная перекристаллизация фосфатного вещества и превращение его в зернистый фторапатит небесно-голубого цвета. Размеры зерен апатита обычно 0,1—0,5 *мм*. Изредка встречаются небольшие гнезда апатита метасоматического типа с содержанием P_2O_5 15—20%. В таких гнездах преобладает кальцит, а также содержатся тремолит, скаполит и флогопит.

И. С. Делицин, вслед за С. С. Смирновым и М. С. Сахаровой, считает фосфор первичноосадочным. Современное расположение скоплений апатита, по его мнению, обусловлено характером развития ослабленных зон, благоприятных для минерализации.

Апатитовая порода сравнительно легко обогащается путем флотации — содержание P_2O_5 в концентрате достигает 30—32%, при извлечении 90%.

Отмечается дедоломитизация кремнисто-доломитовых или доломитистых пород. Характерной чертой слюдянских апатитов как метаморфических, так и гидротермальных является отсутствие редкоземельных элементов. Низкое содержание железа в апатитоносной толще привело к образованию белого диопсида.

Апатитоносный район № 50

На северо-востоке Корейской Народно-Демократической Республики выделены три серии протерозойских пород. Средняя из них, мощностью 5—6 *км*, сложена доломитовыми мраморами, а нижняя и верхняя — преимущественно силикатными породами. Среди этих пород залегают пачки известняков или мраморов с апатитом.

Кристаллы апатита толщиной 2—4 *мм* и длиной 3—7 *мм* выступают на выветрелой поверхности карбонатных пород. Цвет этих пород и апатита одинаковый — светло-серый до желтовато-серого. Мощность апатитоносных линз, или зон, 30—40 *м*, содержание P_2O_5 4—5%. Апатит концентрируется при выветривании в карстовых глинах, откуда его и добывают.

Апатитоносные районы № 51 и 52

В районе № 51 были давно известны марганцевые скопления, которые частично разрабатывались. Сведения об апатитах опубликованы К. К. Лю (Liu, 1922) и Чжан Цзянь-мо (1958).

На Великой Китайской равнине, покрытой в основном аллювиальными отложениями, изредка выступают изолированные холмы и гряды палеозойских и более древних пород. Холмы или горы Диньпиншань вблизи г. Хайчжоу имеют высоту 200—300 *м*. Наиболее древние породы свиты Тьюшань представлены гранито-гнейсами и гранитами. Выше идет протерозойская свита Юнтай, сложно дислоцированная. Она начинается конгломератом или тиллоидом мощностью около 5 *м*, который состоит из

Фиг. 76. Выход апатитсодержащего мрамора в районе № 51

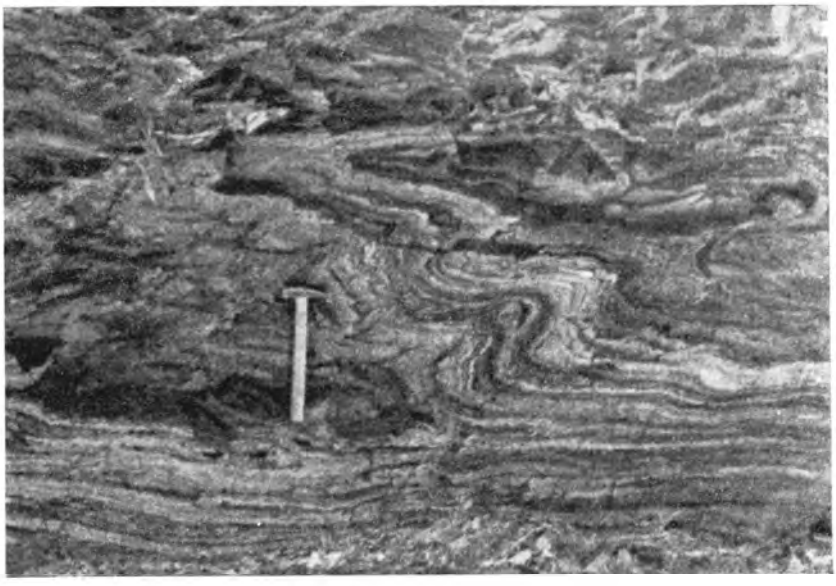
валунов и галек гранита и гнейса. На этих конгломератах залегают биотитовые, мусковито-кварцевые и слюдисто-доломитовые сланцы мощностью около 300 *м*. В нижней их части, мощностью около 100 *м*, содержатся небольшие линзы доломита с родохрозитом и апатитом.

В средней части сланцев Юнтай выделяется апатитоносная пачка мраморов, мощность которой изменяется от 5 до 40 *м*, а местами выклинивается. В вышележащих сланцах также встречаются линзы мраморов, но без апатита и без родохрозита. Апатитоносные мраморы доломитовые и кальцитовые, мелкозернистые, тонкослоистые, слабосланцеватые. Размеры зерен апатита и карбонатов 0,1—0,2 *мм*. Встречаются линзовидные скопления шестиугольных (в сечении) зерен апатита, оптически и по удлинению ориентированные параллельно слоистости.

В свежих разрезах на глубине 50 *м* в шахте апатитоносный мрамор имеет однородный вид. При ударе или при проведении резкой черты молотком по стенке забоя апатит фосфоресцирует, что хорошо видно в темноте.

При выветривании карбонатный закисный марганец переходит в окисный и становится черным, в результате чего хорошо проявляется его расположение в породе в виде тонких слойков (фиг. 76). При этом апатит и силикатные минералы, как более стойкие по сравнению с кальцитом и доломитом, образуют небольшие выступы на выветрелой поверхности породы.

В апатитоносной пачке наблюдается чередование тонких слойков апатита, доломита, кальцита, родохрозита и редко анкерита. Выделяются линзы родохрозита с небольшими прослойками доломита с апатитом, линзы доломита с прослойками апатита, линзы апатита с доломитом и реже родохрозита, линзы доломитового кварцево-слюдистого сланца с прослойками апатита, родохрозита или анкерита. При этом родохрозит и апатит распространены преимущественно в низу пачки, доломит — вверху, а сланцы — как в низу, так и в верху ее. Местами слойки



Фиг. 77. Следы подводных оползней в апатитсодержащем мраморе. Район № 51

апатита и родохрозита смяты в мелкие складочки. Такие складочки, заключенные между параллельными слоями, напоминают подводные оползни (фиг. 77).

Толщина слойков апатита, доломита и родохрозита варьирует от долей миллиметра до 1—2 *см*, редко более. Встречаются линзочки чистого сахаровидного апатита с мозаичной структурой (табл. XXIII, *1*, *2*). По своей форме они похожи на пластообразные конкреции.

Цвет апатита светло-серый и серый, такой же, как и вмещающей карбонатной породы. Редко встречаются фиолетовые, красноватые и желтовато-бурые разновидности апатита, нередко с гроссуляром. Главные минералы в апатитоносной пачке — апатит, доломит, кальцит, второстепенные — кварц, мусковит, биотит, гранат, пирит (табл. XXIII, *3*, *4*).

Марганцево-апатитовые руды обычно тонкослоистые. На выветрелой поверхности видно чередование черных полос марганцевой руды с белыми полосами апатита при толщине полос от 1—2 до 20—30 *мм*. Эти руды обычны в низу пачки, редко и в виде тонких слойков встречаются среди апатитовых мраморов и совсем редко у их кровли (линзочки розового мрамора с содержанием MnO до 6%). Марганцевые руды из основания пачек содержат Mn 23,3%; Fe 6,4; CaO 13,2; MgO 2,3; P_2O_5 2,3%.

Прослои слюдистых сланцев в апатитоносной пачке содержат примесь доломита, апатита (P_2O_5 2—3%), кварца и граната. У многих кварцевых зерен наблюдаются включения мелких кристалликов и зерен апатита. Крупные зерна граната и кварца обтекаются лейстами биотита.

По химическому составу апатит Хайчжоу относится к нормальному фторапатиту (P_2O_5 41,12%; CaO 55,09; F 3,36%). Состав апатитовых тел с содержанием P_2O_5 выше 8% следующий: P_2O_5 14,1%; SiO_2 14,8; Al_2O_3 0,9; Fe_2O_3 2,3; CaO 36,2; MgO 8,7; CO_2 20,9; F 1,45; MnO 0,6%.

По сравнению с апатитоносными породами более древних районов № 49 и 50 доломитистые апатиты Хайчжоу отличаются более высоким качеством.

Апатитоносный район № 52 находится на южном склоне щита Хуайян. Карбонатно-апатитовая пачка заключена в толще сланцев или гней-

сов. В ней содержатся прослои мусковитовых сланцев. В низу пачки залегают мусковит-тальковые, а вверху — мусковитовые марганцовистые и апатитсодержащие сланцы. На одном участке апатиты приурочены к контакту мраморов и вышележащих мусковитово-кварцевых и графитовых сланцев. Различаются три типа апатитовых пород — серые полосчатые, белые тонкозернистые и черные или бурые марганцовистые. Преобладает первый тип пород, качество их такое же, как и в районе № 51.

Апатитоносные породы районов № 51 и 52 являются, по мнению китайских геологов, метаморфизованными осадочными фосфоритами геосинклинального типа.

Апатитоносный район № 53

Район № 53 находится в автономной области Внутренняя Монголия. Здесь среди кварцево-андалузитовых и слюдисто-хлоритовых сланцев верхнего протерозоя залегают слои темно-серых и черных афанитовых пород мощностью 0,1—0,8 *м*, содержащие P_2O_5 12—13%. Установлено около 70 таких слоев. В шлифах из этих пород среди черной непрозрачной массы видны округлые кристаллы граната, немного кварца и хлорита и весьма редкие зерна апатита, иногда образующие линзочки. Мощность толщи слоев протерозоя (система Баюн-Обо) равна 4—5 *км*.

Как видно, проявления апатита в этом районе очень своеобразны, но они пока плохо изучены.

Сангиленский фосфоритоносный район (№ 54)

Нагорье Сангилен находится в 160 *км* на юго-восток от г. Кызыла в Тувинской автономной области Красноярского края. Фосфориты здесь найдены в 1962 г. Н. И. Юдиным (1965). По его данным, нагорья Сангилен сложено преимущественно осадочно-метаморфическими породами позднего докембрия.

В основании разреза залегает терригенный комплекс различных сланцев, гнейсов и кварцитов общей мощностью около 3000 *м*. К самому верху комплекса приурочено Мугурское месторождение полосчатых магнетитовых кварцитов.

Выше располагается карбонатный комплекс, который расчленен А. В. Ильиным на три свиты: балыктыгхемскую, чартысскую и нарынскую. Нижние две свиты отнесены им к верхнему протерозою, а верхняя — к синию, или рифею.

Балыктыгхемская свита на р. Нарын сложена белыми и светло-серыми мраморами мощностью около 2000 *м*, изредка с прослоями биотитовых гнейсов, кварцитов, слюдистых кварцитов и амфиболовых гнейсов. На Эрзинском участке в верху свиты залегают крупнозернистые известняки с примесью хорошо окатанных зерен кварца.

Чартысская свита на р. Улор начинается пачкой углисто-глинистых мусковит- и биотит-кварцевых сланцев мощностью 50 *м*. В этих сланцах встречаются зерна терригенного кварца. Выше идут темно-серые, местами черные известняки, то крупно-, то мелкозернистые, с небольшой примесью доломита и обломочных зерен кварца. Мощность свиты на р. Улор около 700 *м*, но к северо-востоку возрастает до 2000 *м*, отчасти за счет увеличения роли амфиболовых сланцев.

Нарынская свита темно-серых известняков залегает согласно на чартысской свите.

Фосфориты приурочены к чартысской свите. В разрезах по р. Улор Н. И. Юдин выделил в ней пять фосфоритоносных горизонтов. Первый, или нижний, фосфоритоносный горизонт мощностью 80 *м* залегает на

углисто-глинистых сланцах. Выше идет пачка известняков мощностью 10 *м* и затем второй горизонт мощностью 30 *м*. Третий, четвертый и пятый горизонты, мощностью по 15—30 *м* каждый, разделяются углистыми кремнисто-глинистыми сланцами и известняками.

Нижний фосфоритовый горизонт представлен углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями черных фосфоритов мощностью 0,1—0,2 *м* каждый. Содержание P_2O_5 в фосфоритах равно 16—22%. Остальные четыре горизонта представлены известняками с содержанием P_2O_5 от 2 до 10%. Среди известняков встречаются кремнистые включения и прослои углисто-глинистых сланцев и только в пятом горизонте — известняки чистые. Полоса фосфоритоносных пород прослежена в северо-восточном направлении на 25—30 *км*.

Фосфориты нижнего фосфоритового горизонта отличаются высоким содержанием углистого вещества (до 30%) и марганца (MnO 0,2—0,7%). В шлифе видна ромбическая сетка трещин, рассекающих черную непрозрачную массу. Эти трещины выполнены кварцем, апатитом, кальцитом и мусковитом. В известняках фосфатное вещество бесцветное, редко бурое или желтое, в форме округлых зерен диаметром 0,2 *мм*, сложенных зернышками апатита размером 0,01—0,001 *мм*.

Таким образом, фосфориты Сангилена являются наиболее молодыми из дорифейских фосфоритов и по своему облику близки к фосфоритам такого же возраста в районе № 31.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И ПРОИСХОЖДЕНИЯ ФОСФОРИТОВ

Глава I

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ФОСФАТНОГО ВЕЩЕСТВА ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ АЗИИ

Некоторые данные по химическому составу фосфоритов были приведены в описаниях фосфоритоносных районов. Более полные их химические анализы приведены в табл. 2. Необходимо заметить, что выполнение анализов производилось в разных лабораториях разными методами и поэтому не все цифры содержания второстепенных компонентов достаточно сравнимы. Анализы № 1—6 производились в Институте горно-химического сырья, № 7—16 — в Геологическом институте АН СССР (под руководством Э. С. Залманзон). Определения фтора в анализах № 7, 8, 13 и 15 выполнены М. М. Винник в Научном институте по удобрениям и инсектофунгисидам (НИУИФ). Для анализа отбирались образцы с малым количеством примесей.

Из табл. 2, с учетом петрографических данных, можно сделать следующие выводы. Содержание кремнезема в фосфоритах 0,9—10%, редко выше, преимущественно в форме кварца, частью халцедона и глинистого вещества. Содержание Al_2O_3 и TiO_2 небольшое, редко выше 2%. Эти окислы связаны с глинистыми компонентами. Железо присутствует преимущественно в окисной форме, закисного железа немного даже в черных фосфоритах, богатых пиритом (№ 9 и 10). Содержание MnO варьирует от следов до 0,05%, в одном образце из Каратау достигает 0,10%, в образце № 16—0,38, в фосфоритах Лаокая 0,5—0,8%. Таким образом, содержание марганца в фосфоритах обычно находится на уровне кларка и ниже, хотя эти же фосфориты сопровождаются прослоями марганцовистого глинистого сланца, мергеля или доломита. Только в фосфоритах из Лаокая (район № 48) содержание MnO более высокое — 0,5—0,8%.

CaO находится в количестве 41—53%, почти полностью связана с фосфатом. Форму MgO при небольших количествах определить трудно, но там, где ее содержание превышает 0,5%, почти всегда обнаруживается доломит. Интересно отметить повсеместное присутствие бария, причем в образцах № 7 и 9 содержание окиси бария достигает 0,2—0,4%.

Окиси натрия в фосфоритах Китая содержится 0,5—0,7%; отсутствие ее в фосфоритах Каратау, вероятно, обусловлено иным методом анализа. Возможно, что натрий входит в фосфатную молекулу, замещая кальций. Содержание K_2O варьирует от 0,1 до 1,2%.

Содержание P_2O_5 везде, кроме одного обр. № 9, выше 30%. Сера находится в форме пирита, сульфата и, возможно, частично входит вместе с кремнием в фосфатную молекулу, замещая фосфор; количество SO_3 не превышает 0,85%. Пирит обнаружен во всех фосфоритах. Особенно

Химический состав рифейских и кембрийских фосфоритов Азии

Элементы	Каратау				Прибайкалье		Китай									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO_2	10,33	1,34	6,75	0,88	6,23	9,69	3,72	3,30	19,74	11,30	11,88	6,64	6,00	1,28	9,22	6,46
TiO_2	—	—	—	—	—	—	0,03	0,07	0,10	0,07	0,06	0,06	0,06	0,03	0,10	0,07
Al_2O_3	0,55	0,47	—	0,43	3,60	4,65	0,62	1,36	3,12	1,07	1,59	1,02	1,07	1,47	2,38	1,79
Fe_2O_3	1,64	0,91	1,00	0,91	1,05	1,41	1,49	1,17	1,90	0,61	0,88	0,69	1,12	1,10	1,97	2,74
FeO	0,16	0,22	0,01	0,22	0,94	1,08	Нет	Нет	0,21	0,21	0,29	0,07	Нет	Нет	Нет	Нет
MnO	0,01	—	0,10	—	Следы	—	0,04	0,02	0,02	Следы	0,01	Следы	Следы	0,05	Нет	0,38
CaO	46,64	53,71	51,10	53,56	0,64	43,95	51,09	52,01	41,98	43,24	45,74	49,54	50,20	52,82	48,33	48,88
MgO	0,54	Следы	0,80	Следы	Следы	Следы	0,32	0,18	0,21	0,23	0,12	0,21	0,30	0,07	0,27	0,19
BaO	—	—	—	—	Следы	—	0,22	0,09	0,47	0,09	0,15	0,06	0,05	0,13	0,10	Нет
Na_2O	Нет	—	0,08	—	—	—	0,76	0,76	0,54	0,50	0,76	0,73	0,50	0,64	0,70	0,51
K_2O	0,37	—	0,25	—	—	—	0,39	0,12	0,26	0,22	1,20	0,87	1,11	0,19	1,17	0,26
P_2O_5	33,33	37,75	37,19	37,25	35,0	31,95	37,60	37,28	23,41	30,26	33,99	36,64	37,82	39,54	33,64	37,11
S	0,12	Следы	—	0,39	0,22	0,27	1,03	0,18	0,50	0,43	0,10	0,20	0,05	0,01	0,14	0,02
SO_3	0,69	—	0,03	—	0,22	0,13	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
F	2,89	2,99	3,35	3,88	3,1	2,88	3,35	3,57	2,72	3,02	2,20	3,50	2,49	1,41	3,32	1,69
Cl	Нет	Следы	—	—	—	—	0,60	0,60	0,67	0,67	0,71	0,67	0,57	0,69	0,57	0,67
CO_2	2,09	2,48	0,40	2,46	0,64	1,00	1,48	1,72	5,52	2,72	0,88	1,10	0,08	0,88	2,96	0,02
C	0,07	—	0,00	—	—	—	0,08	0,04	0,62	8,08	0,11	0,16	0,03	0,09	0,08	0,12
H_2O+	—	—	—	—	—	—	0,38	0,47	0,24	0,31	0,35	0,14	0,10	0,24	0,07	0,12
H_2O-	—	—	—	—	—	—	0,24	0,48	0,33	0,20	0,24	0,26	0,10	0,26	0,18	0,16
П.мп. п.	0,74	0,21	0,22	3,07	2,60	1,89	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма II	100,10	100,37	—	100,59	—	—	103,44	103,42	102,56	103,56	101,26	102,53	101,65	100,81	103,90	101,19
O соотв. S	0,06	—	—	—	—	—	0,51	0,09	0,25	0,21	0,05	0,10	0,03	—	0,07	0,01
O » F	1,22	1,26	—	1,63	—	—	1,41	1,50	0,81	0,79	0,95	0,96	1,05	0,60	1,35	0,73
O » Cl	—	—	—	—	—	—	0,15	0,15	0,17	0,17	0,18	0,17	0,14	0,15	0,14	0,17
Сумма II	98,82	99,11	—	98,96	99,97	97,57	100,37	101,68	101,00	101,58	100,08	100,82	100,43	100,06	101,30	100,28
$CO_2 : P_2O_5$	0,06	0,065	—	0,066	0,02	0,03	0,04	0,05	0,23	0,09	0,03	0,03	0,03	0,02	0,09	0,001
$F : P_2O_5$	0,09	0,08	—	0,104	0,09	0,09	0,08	0,10	0,12	0,10	0,06	0,09	0,06	0,03	0,10	0,04

1 — Акджар, Каратау. Нижний главный фосфоритовый слой. По П. Л. Безрукову (1941). 2 — Джанытас, Каратау. Фракция удельного веса 3,05—3,20. По Б. М. Гиммельфарбу и др. (1962). 3 — Чулактау, Каратау. Метаморфизованный фосфорит, главная фосфоритовая пачка, канава 7. По Б. М. Гиммельфарбу и А. С. Соколову (1954). 4 — Джанытас, Каратау. Фосфатные оолиты, фракция удельного веса 3,10—3,15. По А. М. Тушиной (1960). 5 — Западное Прибайкалье. Фосфорит афанитовый, пластовый. По О. Н. Егоровой (1960). 6 — Западное Прибайкалье. Галька афанитового фосфорита. По О. П. Егоровой (1960). 7 — Китай. Фосфорит серый, зернистый, пластовый, нижний фосфоритовый горизонт в основании доломита Дэньин. 8 — Китай. Фосфорит сине-серый, зернистый, пластовый, нижний фосфоритовый горизонт нижнего кембрия. 9 — Китай. Фосфорит черный, зернистый, пластовый, верхний фосфоритовый горизонт нижнего кембрия. 10 — Китай. Черный желвак фосфорита, верхний фосфоритовый горизонт нижнего кембрия. 11 — Китай. Пластообразные конкреции черного зернистого фосфорита, нижний фосфоритовый горизонт среднего синия. 12 — Китай. Пластообразные конкреции серого афанитового фосфорита. Средний фосфоритовый горизонт среднего синия. 13 — Китай. Желтый деревянистый фосфорит, слабо метаморфизованный интрузией гранита, нижний фосфоритовый горизонт среднего синия. 14 — Китай. Фосфорит серый, пластовый, афанитовый, средний фосфоритовый горизонт, возраст, вероятно, предсинийский. 15 — Китай. Фосфорит серый, пластовый; нижний кембрий. 16 — Китай (апатит) буровато-серый, метасоматический по кварцево-серицитовым сланцам.

много пирита в черном фосфорите № 9. Содержание фтора варьирует от 1,41 до 3,88%. Отношение $F:P_2O_5$ в большинстве случаев равно 0,08—0,10 и является обычным для франколита и фторапатита. Уменьшение количества фтора, вероятно, зависит от метода анализа, так же как и отсутствие SO_3 или повышенное содержание хлора в китайских фосфоритах. Флюорит встречен только в обр. № 9, в остальных образцах фтор входит в фосфатную молекулу.

Разные величины содержания CO_2, варьирующие от 0,02 до 5,52%, зависят от минералогической природы фосфатов и примеси карбонатов. Наиболее низким содержанием CO_2 отличается фторапатит № 16 и метаморфизованные фосфориты (образцы № 3 и 13), также представленные фторапатитом.

Органического углерода в фосфоритах, даже в черных, содержится немного — 0,04—0,12%, только в кембрийских углисто-черных фосфоритах (№ 9) содержание его достигает 0,52%. Особняком стоит фосфоритный желвак из того же месторождения, содержащий 8,08% углерода. Особенно много углистого вещества содержится в фосфоритах Сангилена (район № 53).

H_2O^+, или вода, удаляемая при температуре выше 100°, определялась в трубках Пенфильда. Содержание ее варьирует от 0,07 до 0,47%. Она связана с глинистым, органическим и фосфатным веществом. Количество первых двух веществ небольшое, повышение их содержания не связано с увеличением процента воды. По-видимому, главная ее часть связана с фосфатом. Действительно, в образцах фторапатита № 13 и 16 H_2O^+ определено всего 0,10—0,12% соответственно, а в образцах фосфорита — в среднем около 0,3%. Это количество воды малое, учитывая, что в опубликованной формуле франколита ее должно быть около 1,5%. Однако сама эта формула еще недостаточно точна.

Сумма I показывает общее количество компонентов в табл. 2, а сумма II — то же за вычетом кислорода, соответствующего сульфидной сере и галоидам.

Малые элементы определены Г. И. Карасевой и В. Б. Рычковой в лаборатории Геологического института АН СССР, редкоземельные — В. С. Салтыковой в лаборатории Института геохимии редких элементов. Содержание малых элементов в различных фосфоритах варьирует в широких пределах (табл. 3).

Таблица 3

Содержание малых элементов в фосфоритах (в $1 \cdot 10^{-4}$, %)

Элементы	№ образца									
	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cu	62	2	Нет	8	Нет	4	2	12	12	Нет
Ni	10	3	4	38	4	5	3	13	11	171
Co	10	Нет	Нет	Нет	Нет	4	Нет	Нет	Нет	69
V	Нет	Нет	246	56	Нет	Нет	Нет	11	Нет	28
Cr	3	3	208	109	10	12	5	12	3	19
			1000							

Кроме того, спектральным методом во всех образцах найден стронций в количестве около 0,5%.

Сравнивая полученные результаты, приведенные в табл. 3, с литературными данными, мы приходим к выводу, что в большинстве случаев содержания элементов Cu, Ni, Co, V, Cr в фосфоритах ниже кларков аргиллитов и приближаются к кларкам известняков. Вместе с тем имеются

большие вариации цифр. Содержание меди варьирует от нуля до 0,0012% и только в обр. № 7 достигает 0,0062%.

Никель присутствует во всех фосфоритах, содержание его варьирует от 0,003 до 0,0038%, но в обр. № 16 достигает 0,0171%.

Кобальт в семи образцах из десяти отсутствует, в осадочных фосфоритах его содержится 0,0004 и 0,0010% соответственно, а в обр. № 16 достигает 0,0069%. Ванадий не оказался в шести образцах, в фосфоритах № 14 и № 16 его мало, а в углисто-черных, сильно пиритизированных фосфоритах его содержание достигает 0,0246%, что в 2,5 раза превышает кларк этого элемента в глинистых сланцах. Хром содержится во всех фосфоритах, среди них в обр. № 9 его особенно много — до 0,0208%.

Сравнивая содержание малых элементов по месторождениям, нетрудно видеть, что наибольшее их количество находится в фосфоритах углисто-черных, которые в этом отношении сходны с ванадиеносными сланцами. Для этих фосфоритов характерно обилие органического вещества и пирита. Повышенным содержанием Co и Ni отличаются гидротермально-метасоматические фосфориты. В остальных фосфоритах содержание малых элементов ниже кларка глинистых сланцев.

Минералогическая природа фосфатного вещества фосфоритов изучалась многими авторами. А. В. Казаков (1937) на основании данных химического, оптического и рентгено-структурного изучения советских фосфоритов пришел к выводу, что их фосфатное вещество в основном представляет собой смесь (по-видимому, изоморфную) минералов группы апатита — фторапатита, карбонатапатита, гидроксилапатита. В другой работе по этому вопросу он писал более определенно: «Фосфатное вещество всех платформенных и геосинклинальных фосфоритов в основном состоит из высокодисперсного фторапатита. Практически вся CO_2 этих фосфоритов принадлежит высокодисперсному тонкорассеянному кальциту» (Казаков, 1939, стр. 11). Для фосфоритов Вербецкого рудника в Подолии и Антоново-Липовского месторождения на Урале он допускал примесь карбонатапатита к фторапатиту. А. В. Казаков (1937, 1939) решительно отвергал возможность существования курскита и штаффелита (франколита).

В наших работах (Бушинский, 1938, 1952, 1954 и более ранние статьи), напротив, доказывалось существование курскита и франколита наряду с фторапатитом. Основанием для этого доказательства служили те же факты, которыми владел и А. В. Казаков, а расхождения были в их оценке.

Курскит является наиболее усвояемым растениями, франколит менее, а фторапатит — еще менее. Поэтому первые две разновидности пригодны для приготовления фосфоритовой муки, а фторапатит для этой цели не используется.

Позднее Р. П. Озеров и другие (Озеров и др., 1956; Озеров и др., 1964) на основании рентгенографического изучения советских фосфоритов вновь подтвердили существование курскита и франколита и установили, что сильно и слабо метаморфизованное фосфатное вещество фосфорита из Чулактау имеет размер решетки по оси *a* 9,355 *кX*, характерный для фторапатита. Под электронным микроскопом это вещество имеет вид шестиугольных табличек или их сростков (Бушинский, 1952). Размер табличек варьирует от 0,2 до 0,5 мк. А. И. Смирнов, Р. Б. Ивницкая, В. И. Плотникова и Н. Г. Фридман (1958) произвели минералогическое изучение фосфатного вещества большого числа образцов фосфорита из различных месторождений, в том числе и фосфорита из Каратау.

По особенностям фосфатного вещества эти авторы разделили изученные ими фосфориты на три группы.

1. Диагенетические фосфориты (конкреции, желваки, стяжения, зерна, фосфатизированная древесина и кости), формирующиеся внутри незатвердевшего ила в равновесии с иловой водой.

2. Седиментационные фосфориты (пласты оолитово-зернистых фосфоритов и первично-фосфатные раковины беззамковых брахиопод), формирующиеся на поверхности морских осадков в равновесии с морской водой.

3. Метаморфизованные фосфориты, контактово- и регионально-метаморфизованные.

Это деление фосфоритов в общем совпадает с давно известным прежним делением их на желваковые, пластовые и метаморфизованные, но некоторые нововведения авторов требуют рассмотрения, тем более, что они начинают входить в литературу (Страхов, 1960б).

Так, едва ли можно согласиться с упомянутыми выше авторами, что кости формируются внутри незатвердевшего ила в равновесии с иловой водой. Неверно и другое утверждение, что первично-фосфатные раковины беззамковых брахиопод формируются на поверхности морских осадков в химическом равновесии с морской водой. Первично-фосфатные кости и раковины беззамковых брахиопод представляют собой не диагенетические или седиментационные продукты, а органические образования, поэтому рост их если и связан с окружающей водой, то только косвенно, т. е. через организм.

Не менее странно выглядит и третье утверждение, согласно которому отдельные фосфатные зерна относятся к диагенетическим образованиям, а если таких зерен много и они слагают оолитово-зернистый фосфорит, то их следует считать седиментационными. Так же непонятно, почему авторы относят крупные конкреции или желваки к диагенетическим образованиям, а мелкие конкреции и псевдоморфозы (зерна и оолиты в пластовом фосфорите) — к седиментационным.

Следовательно, деление фосфоритов на диагенетические и седиментационные не обосновано и неверно. Те и другие фосфориты являются диагенетическими.

Фактический материал этих исследователей представляет существенный интерес. Основные данные сведены в табл. 4.

Изученные образцы хотя и представляли собой концентраты обогащения, но не все оказались достаточно чистыми, на что указывает слишком высокое содержание CO_2 в образцах № 1, 2, 5, 7 и 8, необычное для фосфоритов соответствующих типов. Авторы сами отмечают, что им не удалось выделить в чистом виде ни одного фосфатного минерала.

Если сравнивать данные этой таблицы с ранее опубликованными (Бушинский, 1952, 1954, 1956), то фосфат желваковых фосфоритов можно отнести к курскиту, ракушечных и пластовых — в основном к франколиту, метаморфизованных — к фторапатиту. Фосфат желваковых фосфоритов отличается, как указывалось нами ранее для курскита (Бушинский, 1954, 1956), сравнительно низким удельным весом, малым показателем преломления и малой величиной параметра *a* кристаллической решетки. В направлении франколит — фторапатит эти показатели возрастают.

В заключение авторы делают вывод, что углерод входит в фосфатную решетку, замещая фосфор. Этим решается наш многолетний спор с А. В. Казаковым (1937, 1939) и Б. М. Гиммельфарбом (1959), которые неправильно утверждали, будто фосфаты всех фосфоритов сложены фторапатитом, а углекислота находится в форме примеси тонкорассеянных карбонатов. Однако сами авторы (Смирнов и др., 1958) воздержались от этого вывода и не сочли необходимым применить к изученным им фосфатам названия «курскит» и «франколит».

Таблица 4

Химический состав и свойства фосфатного вещества фосфоритов

№ обр.	Месторождение	P_2O_5	CaO	CO_2	F	$CO_2 : P_2O_5$	$F : P_2O_5$	Удельный вес	Показатель преломления	a kX
1	Шигровское	30,66	—	6,62	2,53	0,216	0,082	2,90—3,10	1,602	9,305
2	Полпинское	31,77	50,00	6,86	3,12	0,216	0,098	2,91—2,95	1,600	9,30
3	Р. Подкаменная Тунгуска	36,59	51,32	1,63	3,04	0,045	0,083	3,00—3,10	1,619	9,34
4	Р. Ангара	36,71	51,77	1,70	3,00	0,046	0,082	3,07—3,15	1,615	9,36
5	Р. Луга (Прибалтика)	36,13	51,66	3,45	2,23	0,095	0,062	2,90—3,10	1,618	9,32
6	Аксай (Каратау)	38,28	53,45	1,76	3,20	0,046	0,084	3,10—3,15	1,616	9,33
7	»	34,62	49,68	4,93	2,37	0,142	0,068	3,05—3,10	1,613	9,325
8	»	35,76	51,06	3,03	3,00	0,085	0,084	3,10—3,15	1,619	9,325
9	»	36,71	52,44	1,30	2,97	0,035	0,081	$>3,15$	1,622	9,36
10	Чулактау (Каратау)	32,11	43,22	0,50	2,88	0,016	0,090	—	1,627	9,35

№ 1—2 — желваковые верхнемеловые фосфориты; № 3—5 — ракушечные ордовикские фосфориты; № 6—9 — пластовые кембрийские фосфориты; № 10 — пластовый метаморфизованный фосфорит.

Оолиты и сферолиты в фосфоритах Каратау, по данным А. М. Тушиной (1960), содержат CO_2 2,46—2,48%, хотя под микроскопом видимых примесей карбонатов в этих фосфатах не обнаруживается. Средний показатель преломления наиболее чистых разностей равен 1,615—1,622, величина $a = 9{,}34$; $c = 6{,}88$.

Фосфатное вещество фосфоритов Западного Прибайкалья имеет, по данным Егоровой (1960), средний показатель преломления 1,621, величина $a = 9{,}340$; $c = 6{,}88$; удельный вес 3,1—3,2, содержание CO_2 равно 0,64—1,00%, т. е. сравнительно низкое (см. анализы № 5 и 6 в табл. 2).

Фосфатное вещество китайских фосфоритов изучалось Е Лянь-цзюнем (1959а, б) и затем Цоу Цун-и (1960). По их данным, показатель преломления аморфного фосфата из района № 36 равен 1,619—1,623, из Куньяна — 1,607—1,623, из Фынтая — 1,617, из Линлу — 1,618; удельный вес фосфата большей частью варьирует от 3,10 до 3,11.

Таким образом, аморфное и слабо раскристаллизованное фосфатное вещество, слагающее основную массу неметаморфизованных фосфоритов Каратау, Западного Прибайкалья и Куньяна, по химическому составу, величине a кристаллической решетки и по показателю преломления отвечает франколиту. Для уточнения этого вывода необходимо более детальное минералогическое изучение фосфоритов. Во всяком случае уже из приведенных данных видно, что содержание CO_2 в франколите варьирует от 0,6 до 3,8%, т. е. в более широких пределах, чем указывалось ранее. Возможно, что существует переходная разновидность апатита между франколитом и фторапатитом.

У низкотемпературного апатита среднее двупреломление равно 1,630, величина $a = 9{,}36$; $c = 6{,}88$, что отвечает фторапатиту.

Апатиты из метаморфических месторождений в районах № 49—52 относятся к нормальному фторапатиту.

Глава II

ТИПЫ ДРЕВНИХ ФОСФОРИТОВ АЗИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ РАЗМЕЩЕНИЯ

Месторождения фосфата кальция в настоящее время делятся по минералогическому признаку на апатитовые и фосфоритовые. В апатитовых месторождениях руда сложена зернистым апатитом, а в фосфоритовых — преимущественно аморфным или плотным фосфатом кальция. Но в 30-х годах нашего столетия при помощи нового рентгеновского метода исследования было доказано, что аморфные фосфаты кальция в фосфоритах тоже являются апатитом. Особенность этого апатита заключается в том, что его кристаллы чрезвычайно мелкие, неразличимые или едва различимые под световым микроскопом и в качестве изоморфной примеси содержат углерод, определяемый при химических анализах как CO_2.

После этого открытия деление месторождений фосфата кальция на апатитовые и фосфоритовые все же сохранилось, но стало условным. Понятие «аморфный фосфат кальция» также осталось, но также условное, обозначающее фосфатную массу, сложенную кристалликами размером меньше 0,001 *мм*, иногда с примесью более крупных кристалликов — около 0,01—0,001 *мм*.

Апатит — это собирательный термин для минералов группы апатита. В эту группу входят фторапатит, франколит, курскит, гидроксиапатит, хлорапатит и ряд других фосфатных минералов, имеющих кристаллическую решетку типа апатита. Некоторые минералоги считают эти минералы не самостоятельными видами, а разновидностями апатита.

К апатитовым относятся месторождения Лаокай и Ляодун. Кристаллики или зерна фторапатита в рудах этих месторождений очень мелкие, порядка 0,01 *мм*. Более крупные зерна апатита находятся в дорифейских

районах № 49—52. Все остальные из числа рассмотренных месторождений принято считать фосфоритовыми.

В основу деления фосфоритов по качеству принято содержание в них P_2O_5. По этому принципу выделяется пять групп фосфоритов и шестая группа — фосфатосодержащие породы.

Группа	P_2O_5, %	Наименование
I	более 35	Фосфорит очень богатый
II	28—35	богатый
III	18—28	среднего качества
IV	10—18	бедный
V	5—10	очень бедный
VI	0,5—5	Фосфатсодержащая порода

Для понятий «фосфорит» и «фосфатсодержащая порода» нет общепризнанной границы. В данной группировке принято считать фосфоритом породу, содержащую P_2O_5 выше 5% (Гиммельфарб, Красильникова, Тушина, 1959). Эта граница условная. Если же называть фосфоритом породу, в которой содержание фосфатного вещества выше 50%, как это принято для других смешанных пород, тогда нижней границей фосфорита будет содержание P_2O_5 18%. Это усредненная величина для различных фосфатов, конкретно для фторапатита она равна 21,1%, для франколита — 18,4%, для курскита — 17,3%.

Термин «монофосфат», предложенный О. П. Егоровой (1960), является химическим, а не петрографическим, хотя она и вводит этот термин в петрографическую классификацию. По нашей группировке он отвечает очень богатому фосфориту.

Представителем первой группы является фосфорит синийской системы того района, где он слагает главную массу руды. В то же время это достаточно крупное месторождение, чтобы иметь основание для выделения фосфорита с содержанием P_2O_5 выше 35% в самостоятельную группу. К этой же группе относятся также фосфориты Каратау и некоторых других районов.

Содержание примесей в фосфоритах первой группы небольшое. Они представлены доломитом, кальцитом, кварцем, пиритом, окислами железа и глинистыми частицами. Фосфорит первой группы пригоден почти для всех видов технологической переработки без предварительного обогащения.

Ко второй группе отнесены фосфориты с содержанием P_2O_5, равным 28—35%. Нижняя качественная граница этой группы принята, исходя из того, что фосфорит с содержанием P_2O_5 28% и выше может быть пригодным для кислотной переработки на суперфосфат при малом содержании вредных примесей. Однако в большинстве случаев эти фосфориты отягощены примесями, осложняющими кислотную переработку, и поэтому нуждаются в обогащении. Но для термической их переработки и сплавления можно обойтись без обогащения. В качестве примесей в фосфоритах второй группы обычно присутствуют доломит, анкерит, кварц, глинистые частицы, органическое или углистое вещество, пирит, окислы железа и другие минералы. В зависимости от состава примесей выделяются различные химические и петрографические разновидности фосфоритов: карбонатные, кварцево-песчанистые, окремнелые или окварцованные, углистые, железистые и т. д. Представители фосфорита второй группы распространены в районах № 4, 41, 46 и 48.

Фосфориты, содержащие P_2O_5 18—28%, отнесены к третьей группе. Нижняя граница по содержанию P_2O_5, равному 18%, округленно соответствует содержанию в породе 50% фосфатного вещества. Кроме того, курскитовые фосфориты с содержанием P_2O_5 выше 18%, считаются пригодными без обогащения для приготовления фосфоритной муки.

В фосфоритах третьей группы преобладают карбонатные и кремнистые или песчанистые примеси. В зависимости от преобладания тех или иных примесей могут быть выделены кварцево-песчанистые, кремнистые (окварцованные, окремнелые), карбонатные (доломитовые, кальцитовые), кремнисто-карбонатные и другие разновидности фосфоритов. Фосфориты третьей группы можно использовать без обогащения для приготовления фосфоритной муки, для термической переработки и для сплавления, но для кислотной переработки они нуждаются в обогащении. Эти фосфориты широко распространены в районах № 4, 10—12, 15, 17, 24, 28, 35, 37, 41, 44—48.

Фосфориты четвертой группы содержат P_2O_5 от 10 до 18%. Нижняя граница (10%) принята условно, исходя из того, что породы, содержащие P_2O_5 выше 10%, а местами и выше 8%, часто считаются фосфоритовой рудой и учитываются при подсчетах запасов. Фосфоритовая руда с содержанием P_2O_5 10—18% для практического использования нуждается в обогащении. Фосфориты этой группы широко распространены в районах № 4, 12, 15, 17, 24—48, 51, 52.

Выделение пятой группы фосфоритов с содержанием P_2O_5 от 5 до 10% обосновывается тем, что такие фосфориты, если они легко обогащаются и легко доступны для добычи, могут представлять практический интерес. Кроме того, карбонатные фосфориты с таким низким содержанием фосфата можно использовать без обогащения на кислых почвах в качестве местного удобрения. Таких фосфоритов много в Горной Шории и в районах № 22—48.

Для фосфатсодержащих пород приняты границы содержания P_2O_5 от 0,5 до 5%. Нижняя граница принята потому, что содержание P_2O_5 в породах, равное 0,5%, почти в шесть раз превосходит кларк фосфора в известняках и доломитах (Ронов и Корзина, 1960) и ввиду этого является существенным основанием для постановки рекогносцировочных или попутных геологопоисковых работ на фосфориты. Даже по отношению к кларку фосфора в глинистых породах величина 0,5% превосходит этот кларк в три-четыре раза.

Насколько условными являются принятые нами границы понятия «фосфатсодержащие породы», видно из того, что железные и марганцевые руды и флюсовые известняки, содержащие P_2O_5 выше 0,2%, уже считаются фосфористыми. Еще более строгие ограничения предъявляются к известнякам для приготовления карбида кальция, в которых фосфор является очень вредной примесью. Известняки, содержащие P_2O_5 всего 0,01%, в этом производстве уже считаются фосфористыми.

Как видно, фосфор имеет практическое значение при его содержании, начиная с 0,01% P_2O_5 и выше. Содержание это может быть то полезным, то вредным, в зависимости от назначения ископаемого. Для геолога из этого следует вывод, что на присутствие фосфора в породах необходимо обращать особое внимание.

Нельзя согласиться с применением термина «фосфатизированный» к бедным фосфоритам и фосфатсодержащим породам. Это термин генетический, а не качественный. Буквальный смысл его указывает на происходивший ранее процесс замещения какой-либо породы фосфатом, на метасоматоз. К таким метасоматическим породам относятся, например, фосфатизированные известняки или фосфатизированная древесина, с содержанием P_2O_5 30—35%.

Первая петрографическая классификация фосфоритов была предложена А. Н. Энгельгардтом в 1888 г. Он разделил желваковые фосфориты России на три типа — кварцево-песчанистый, глауконитово-песчанистый и плотный, или глинистый. Уже тогда Р. Пенроз наряду с желваковыми различал и пластовые фосфориты, которые он называл слоями фосфатных известняков.

В последующих работах (Архангельский, 1927; Орлова, 1950; Бушинский, 1954; Гиммельфарб, 1955) приводятся довольно подробные классификации типов фосфорита и фосфоритовых месторождений по генезису, химическому и минералогическому составу и другим признакам. Не касаясь их по существу, кратко остановимся на самой последней петрографической классификации фосфоритов, разработанной Б. М. Гиммельфарбом, Н. А. Красильниковой и А. М. Тушиной (1959). В ней выделяются два типа пластовых фосфоритов — афанитовый и оолитово-зернистый. Пластовые афанитовые фосфориты выделялись нами и ранее под названием химических, или однородных,— хоперский тип (Бушинский, 1954).

Пластовые оолитово-зернистые фосфориты авторы характеризуют как массивные, в которых оолитово-зернистая структура не всегда видна невооруженным глазом. В самостоятельный тип ими выделяются зернистые фосфориты, которые тоже залегают в виде сплошных пластов, но фосфатные зерна у них хорошо различимы невооруженным глазом.

Из этого делается вывод, что принадлежность фосфоритов к зернистому или оолитово-зернистому типу устанавливается, по методу упомянутых авторов, в зависимости от остроты зрения невооруженного глаза. Чем зрение лучше, тем большее число фосфоритов может быть отнесено к зернистому типу. Следовательно, этот метод слишком субъективен и поэтому его вряд ли можно принимать всерьез. К тому же в приводимых авторами примерах месторождений (Скалистые горы, Юннань) фосфатные оолиты встречаются сравнительно редко и подавляющая масса фосфатных зерен не содержит концентрических оболочек, свойственных оолитам.

Пример зернистого типа (фосфориты Северной Африки) тоже неудачен. Большая часть этих фосфоритов состоит из фосфатных зерен такого же размера (0,1—0,3 *мм*), как у пластовых фосфоритов Азии или Скалистых гор. Еще менее удачным является применение термина «зернистые» к фосфоритам Сибирской Катанги и Каратага, у которых мало фосфатных зерен, в противоположность пластовым фосфоритам, целиком сложенным фосфатными зернами. Фосфориты Катанги и Каратага бедные, представляют собой карбонатные породы с фосфатными зернами.

Дополнительную путаницу вносит выделение типа конкреционных фосфоритов, особенно если вспомнить, что сами же авторы (Гиммельфарб и Тушина, 1960) называют зерна пластовых фосфоритов конкрециями, хотя бы и мелкими (микроконкрециями). В таком случае пластовые оолитово-зернистые и зернистые фосфориты (по терминологии авторов) должны быть отнесены к конкреционному типу.

Как видно, рассмотренная классификация фосфоритов не отличается совершенством.

Теперь рассмотрим древние фосфориты Азии. Среди них различаются те же два главных петрографических типа — пластовый и желваковый, примеры которых были известны еще в прошлом столетии в других частях света.

Фосфориты пластового типа залегают в виде сплошных пластов. Среди этих фосфоритов выделяется ряд разновидностей в зависимости от минералогической и петрографической формы фосфата и фосфатных скоплений, от содержания примесей и от вторичных изменений.

В минералогическом отношении, как уже говорилось выше, устанавливаются две разновидности пластовых фосфоритов — франколитовая и фторапатитовая. Фторапатитом сложены регионально-метаморфизованные фосфориты или метаморфические апатиты районов № 48—53 и контактово-метаморфизованные фосфориты вблизи гранитных интрузий в районах № 4 и 41, а также древние фосфориты Горной Шории. В осталь-

ных районах преобладает франколитовая или близкая к ней разновидность фосфата.

Петрографические формы фосфата очень разнообразны. Главная из них имеет вид округлых зерен размером 0,1—0,3 *мм*, иногда больших или меньших. Такими зернами сложена основная часть фосфоритов Малого Каратау, Куньяна и многих других районов. В районе № 31 наряду с округлыми встречены веретенообразные зерна. Часто у зерен наблюдаются следы сдавленности и замещения их кварцем, халцедоном, кальцитом, доломитом и пиритом. Встречаются также зерна или копролиты, состоящие из микрозернистого доломита, более или менее замещенные аморфным франколитом.

В Малом Каратау многие зерна фосфата и реже кварца или карбоната одеты одной или несколькими фосфатными оболочками, образуя оолитовые фосфориты.

Фосфатные органические остатки в виде конодонтов и раковин лингулид или оболид весьма редки. Также редки и псевдоморфозы выполнения полостей и замещения стенок раковин хиолитов, спикул губок и проблематик.

Фосфатные зерна, органические остатки и псевдоморфозы заключены в цемент, обычно фосфатный, но нередко карбонатный, кварцево-халцедоновый или смешанного состава. Этот цемент бывает первичным или вторичным.

Новыми разновидностями пластовых фосфоритов являются кварцево-песчанистая разновидность и пластообразные конкреции.

В пластовых кварцево-песчанистых фосфоритах района № 27 вместо фосфатных зерен присутствуют кварцевые зерна, заключенные в фосфатные оболочки.

Скопления фосфата имеют форму протяженных пластов, коротких линз или пластообразных конкреций (см. табл. XI, *1*, *2*).

Афанитовые фосфориты в Восточном Прибайкалье и в районах № 28, 31 и 41 залегают в виде коротких линзочек, частью с острым, но нередко с занозистым или округлым окончанием (см. табл. XII, *3*; табл. XIII, *1*), что позволяет считать их пластообразными конкрециями. Для сравнения можно сказать, что протяженность кремневых и карбонатных пластообразных конкреций бывает очень значительной — несколько километров (Бушинский, 1962). Афанитовые углистые фосфориты образуют протяженные пласты.

Фосфориты желвакового типа имеют округлую или почковидную форму. Диаметр их — чаще всего в пределах от одного до 8 *см*, редко больше или меньше.

Среди желваковых фосфоритов имеются представители тех же типов, или разновидностей, какие были выделены А. Энгельгардтом в 1888 г. на Русской равнине, а именно — кварцево-песчанистая, глауконитово-песчанистая и плотная. Первая из них, обычно окатанная, в виде галек, слагает фосфоритовый слой в низах нижнего кембрия района Атасу и впадины Хуабэй. Вторая разновидность сравнительно редка,— она была встречена в кровле нижнекембрийского фосфоритового пласта в районе Куньяна (район № 47). Примесь глауконита в фосфоритовых желваках, однако, отмечается часто.

Плотная разновидность желваковых фосфоритов распространена очень широко — в кембрийских отложениях Улутау-Тяньшанской геосинклинальной области, на юге Горной Шории и во впадинах Наньчжун и Синань. В рифейских отложениях плотные желваки фосфорита встречены в районах № 37 и 41.

Нерастворимый в HCl остаток плотных фосфоритов содержит не только глинистое вещество, как на Русской равнине, но местами в значительном количестве углистое и кремнистое вещества. Углистые, углисто-крем-

нистые и кремнистые фосфориты известны в нижнем кембрии Большого Каратау, Тянь-Шаня и района № 37. Форма плотных желваков часто плоская.

Новой разновидностью являются также зернистые желваковые фосфориты. Они, подобно пластовым фосфоритам, состоят из фосфатных зерен и цемента. Желваки зернистого фосфорита известны в нижнекембрийских отложениях Малого Каратау и Куньяна, где они залегают в пластовом фосфорите. Такие же зернистые желваки встречены в аргиллитах, но пермского возраста (в районе Нанкина).

При классификации месторождений весьма важное значение имеют их размеры, особенно в сочетании с качеством руд.

По размеру фосфоритовые месторождения, а также фосфоритоносные районы или бассейны можно разделить на крупные, средние и мелкие (см. фиг. 1). Существенный интерес представляют и фосфатопроявления.

К числу крупных фосфоритоносных районов относятся Каратау, Лаокай и некоторые другие районы на востоке Азии. Они в то же время являются и богатыми. Средние мощности промышленных пластов в них варьируют от 5 до 10 *м*, а в Каратау достигают 18 *м*, при среднем содержании P_2O_5, равном 26—32%. Наиболее высоким качеством отличаются фосфориты синийского возраста, у которых содержание P_2O_5 в средних пробах нередко равно 35—37%. Разведанные запасы фосфоритов в каждом из этих фосфоритоносных районов составляют многие десятки или сотни миллионов тонн, а перспективные запасы — во много раз больше.

Средних месторождений, или фосфоритоносных бассейнов, значительно больше, чем крупных. Мощности фосфоритовых пластов в них варьируют в широких пределах — от 0,5 до 60 *м*. Содержание P_2O_5 в мощных пластах невысокое — от 8 до 20%, но в маломощных (0,5—3 *м*) достигает 25—32%. Следовательно, к числу средних могут быть отнесены месторождения крупные по запасам, но бедные по качеству, а также с небольшими запасами как бедные, так и богатые.

Мелкие месторождения характеризуются небольшими запасами руд и низким их качеством (P_2O_5 5—20%). Они стоят на грани рентабельности добычи. Мощности пластов у них 0,3—1 *м*, иногда 1—3 *м*, но при очень низком качестве руд — содержание P_2O_5 не превышает 12% в средних пробах.

Фосфатопроявления являются непромышленными концентрациями фосфора. Содержание P_2O_5 в них равно 1—5% в средних пробах, но в отдельных образцах может быть и более высоким.

Н. С. Шатский в своих докладах неоднократно указывал, что в деле открытия новых залежей полезных ископаемых основной и первостепенной является проблема выявления закономерностей их размещения. Эти закономерности выявляются относительно быстрее и сравнительно однозначны даже у представителей разных генетических направлений, тогда как в вопросах генезиса уже долгое время существует большая разноречивость, нередко дезориентирующая геологов. В данном случае и по вопросу происхождения фосфоритов до настоящего времени имеются очень разные взгляды, в то время как в отношении проблемы закономерностей их размещения наблюдается гораздо большее единство мнений.

Отсюда наша основная задача состоит в том, чтобы выяснить сначала геологические закономерности размещения и затем условия образования фосфоритовых месторождений, уделяя при этом особое внимание богатым месторождениям.

Переходя к вопросу о закономерностях, рассмотрим их в следующем порядке: стратиграфические закономерности, литологические и затем тектонические закономерности.

Наши представления о количественном распределении фосфоритовых залежей в различных геологических системах существенно меняются по мере развития геологических исследований. Всего лишь 30 лет назад считалось, что наибольшие запасы фосфоритов сосредоточены в отложениях пермской, юрской, меловой и третичной систем. С открытием кембрийских месторождений фосфорита в хр. Каратау в 1936 г. положение изменилось — одно из первых мест по запасам фосфоритов заняли отложения кембрийской системы. В течение последних двух десятков лет были найдены крупные залежи фосфатов в рифейской группе, или в синийской системе, а также в протерозое и архее Азии. В соответствии с этим роль древних систем в фосфатонакоплении сильно возросла. Из этого следует, что фосфориты отлагались в течение всего геологического времени и у нас нет оснований отрицать возможную фосфоритоносность тех или иных отложений, ссылаясь на их геологический возраст.

Первая схема распределения мировых запасов фосфоритов по геологическим периодам составлена Б. М. Гиммельфарбом (1958б) и затем уточнена Н. М. Страховым (1960б). На схеме Н. М. Страхова выделены три основных максимума накопления фосфоритов — нижнекембрийский, пермский и сенон-палеогеновый (фиг. 78). Максимум фосфатонакопления в нижнем кембрии совпадает с мировой трансгрессией моря, в перми — скорее отвечает его регрессии, а в сенон-палеогене согласуется с небольшими колебательными движениями того времени.

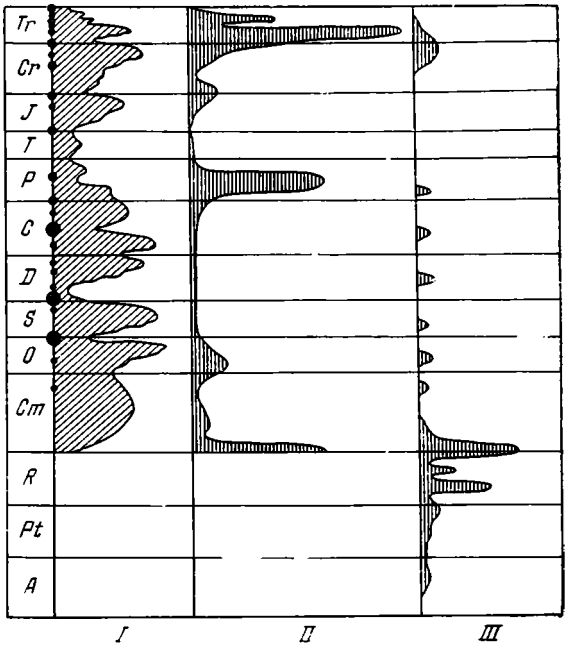
Таким образом, несмотря на усредненность геологических событий разного направления (трансгрессий и регрессий, тектонических движений), на этой схеме можно уловить известную закономерную связь фосфоритов с трансгрессиями.

Вместе с тем такое сравнение хода фосфатонакопления с усредненным ходом тектонических движений, трансгрессий и регрессий, имевших место на Земле, вряд ли методически правильно. Дело в том, что максимумы фосфатонакопления слишком локальны. Например, рифейское фосфатонакопление было сосредоточено в области от Алтая до Байкала, кембрийское — переместилось в Улутау-Тяньшанскую область, а во впадине Синань во все это время продолжали накапливаться фосфориты. Пермский максимум фосфатонакопления имел место только на западе США, а в морях Азии и других частей света проявился очень слабо. Сенонпалеогеновый максимум сосредоточен в странах, прилегающих к южным и восточным берегам Средиземного моря, а неогеновый отмечен во Флориде. В Южной Америке крупное фосфатонакопление совсем не происходило.

Даже в пределах Азии ход тектонических движений, трансгрессий и регрессий протекал в ее разных районах столь разнообразно, что очень трудно суммировать эти процессы с тем, чтобы изобразить их на одной схеме. И в настоящее время одни части этого материка опускаются, другие поднимаются, а большие площади древней и недавней суши находятся под водой.

Несмотря на эти трудности, попытаемся изобразить ход фосфатонакопления, имевший место в древних морях Азии (см. фиг. 78). На схеме, составленной для этого материка, по сравнению с мировой схемой исчезают два основных максимума — пермский и сенон-палеогеновый, а остается только один — кембрийский. На отрезке докембрия мы видим три максимума — архейский, протерозойский и синийский. При этом качество фосфоритов от архея к синию в каждой фазе повышается (см. описание районов № 36 и 49—52).

Рифейские и кембрийские фосфоритовые горизонты приурочены не к самому основанию трансгрессирующих толщ, а отстоят от него на



Фиг. 78. Стратиграфическое размещение фосфоритов

I — мировые трансгрессии и регрессии моря, по Н.М.Страхову (1960); *II* — мировые запасы фосфоритов, Б.М.Гиммельфарбу (1958б); *III* — запасы фосфоритов Азии, по Г. И. Бушинскому

десятки или сотни метров, так что связь фосфоритов с крупными трансгрессиями не всегда улавливается. Однако все или почти все фосфориты связаны с обмелением моря, часто на фоне более крупной трансгрессии. В некоторых случаях такое обмеление можно трактовать как маленькую регрессию.

Рассмотрим более детально стратиграфическое размещение древних фосфоритов Азии.

Месторождения рифейских и кембрийских фосфоритов на территории Азии приурочены к пяти основным стратиграфическим уровням:

1) нижнерифейский, или предрифейский, уровень — фосфоритоносные районы № 23 и 31;

2) среднерифейский уровень — фосфоритоносные районы Западного Прибайкалья, Восточного Саяна, Енисейского кряжа; в Восточной Азии фосфоритоносные районы № 36—42;

3) верхнерифейский уровень — фосфоритоносные районы Алтае-Саянской геосинклинальной области и Дальнего Востока, а также фосфоритоносный район № 36 (средний фосфоритовый горизонт);

4) нижнекембрийский уровень (в основании нижнего кембрия) — фосфоритоносные районы Улутау-Тяньшанской геосинклинальной области, а также платформенные фосфоритоносные районы № 23—48;

5) средне- или верхнекембрийский уровень — фосфоритоносный район Кендыктас.

Следует оговориться, что стратиграфия рифейских и кембрийских фосфоритоносных отложений разработана слабо, поэтому при ее дальнейшем изучении число стратиграфических уровней может измениться, а некоторые месторождения могут оказаться на другом уровне, чем здесь указано. Только в районе № 36, где три фосфоритовых горизонта видны в одном разрезе, их взаимное расположение не вызывает сомнения.

Недостаточно точно установлен возраст фосфоритового горизонта хр. Малый Каратау, который одними геологами считается среднекембрийским, другими — нижнекембрийским. Однако восточнее, в Калпинтаге и Куруктаге, фосфоритовый горизонт уже относится к нижнему кем-

брию, так как над ним залегают известняки с археоциатами. Эта неувязка требует своего разрешения.

Предрифейский фосфоритовый горизонт имеется в районе Сангилена (район № 54). Близок к нему по возрасту фосфоритовый горизонт в месторождении Чайное (район № 31). Весьма вероятно его распространение не только в провинции Хунань, но и в соседних провинциях, где имеются отложения соответствующего возраста. Выходы этих отложений очень редки. Следы их иногда встречаются в виде галек среди горизонта «тиллиты Наньто». Повышенным содержанием фосфора характеризуются валуны известняков и доломитов, рассеянные в тиллоиде, залегающем в кровле карбонатных марганцевых руд месторождения Саньтань в провинции Хунань. Не исключена возможность, что эти валуны произошли из того же стратиграфического горизонта, что и фосфориты района № 31. Фосфоритовый горизонт района № 54, вероятно, протягивается и в Монгольскую Народную Республику.

В основании синийских отложений Северного Китая (провинции Шаньси и Хэбэй) также встречены небольшие фосфатопроявления.

Средне- и верхнерифейские фосфоритовые горизонты распространены очень широко, но в то же время своеобразно. Наиболее крупные фосфоритовые месторождения приурочены к восточному борту впадины Синань. На остальной территории востока Азии известно большое количество фосфатопроявлений этого возраста. Многие районы еще плохо изучены, так что не исключена возможность нахождения в них и промышленных месторождений фосфорита. На восточной окраине Сибирской платформы — на Байкало-Патомском нагорье, в Восточном Саяне, на Енисейском кряже и в Горной Шории известны пока небольшие месторождения и фосфатопроявления. Здесь также много неизученных районов, где возможно присутствие фосфоритов.

В рифейских отложениях Урала, Казахстана, Центральной Азии, Монголии, Индии и Западного Китая фосфориты неизвестны, но это скорее объясняется не столько их отсутствием, сколько слабой изученностью этих районов.

Нижнекембрийский фосфоритовый горизонт, так же как и средне-верхнесинийский, распространен очень широко. Районы распространения этих двух горизонтов редко общие, чаще разные. Общие районы расположены на восточном борту впадины Синань, местами на юго-восточной и северной частях Китайской платформы, в Ханкайском районе Советского Приморья и в Горной Шории. Во впадине Хуабэй, на южном, западном и северном борту впадины Синань и в Улутау-Тяньшанской области нижнекембрийские фосфориты не сопровождаются синийскими фосфоритами.

Крупные промышленные месторождения кембрия приурочены только к двум впадинам — Каратауской и Синаньской. В нижнем и, по-видимому, среднем кембрии промышленное фосфатонакопление происходило на более обширной площади, чем в рифее.

Возможно, к верхнему кембрию относятся фосфориты Кендыктаса, где фосфатонакопление продолжалось и в ордовике, но в слабой форме.

Дорифейских фосфоритовых уровней также несколько. Самый нижний уровень — архейский (районы № 49 и 50), более высокий — нижне- или среднепротерозойский (районы № 51 и 52) и самый высокий — верхнепротерозойский (район № 54).

Стратиграфические закономерности имеют первостепенное значение при поисках фосфоритов на достаточно крупных площадях, таких, как Улутау-Тяньшанская и Алтае-Саянская геосинклинальные области или отдельные платформы.

Поэтому, когда найдены фосфориты, то прежде всего необходимо определить их стратиграфическое положение, их геологический возраст

и затем прослеживать фосфоритоносный горизонт на возможно большее расстояние. Если фосфоритоносный горизонт прерывается, то, учитывая стратиграфическую закономерность, его можно искать среди отложений того же возраста в соседних и даже отдаленных районах.

Максимальное фосфатонакопление на территории Азии приурочено к среднему и верхнему синию и нижнему кембрию. Этот этап в истории Земли отвечает началу расцвета животного мира в море.

Литологические закономерности

Закономерности литологического характера довольно многосторонни и взаимосвязаны. К этим закономерностям относится приуроченность фосфоритов к определенным формациям или к определенным породам и фациям, ассоциациям фосфоритов с определенными минералами или химическими элементами.

Большое внимание связям фосфоритов с различными породами уделял А. Д. Архангельский (1927). Он указывал, что фосфориты часто ассоциируются с глауконитом и отсутствуют в гипсово-соленосных породах, доломитах и бентогенных известняках. Эти закономерности в общем соответствовали уровню знаний того времени. Но с открытием в 1935 г. месторождений Каратау и Селеука, в которых фосфориты залегают среди доломитов, практически не содержат глауконита и сопровождаются кремнистыми породами, положение изменилось. Геологи сразу же стали расценивать доломиты и кремнисто-карбонатные породы в качестве поискового признака на фосфорит. Теперь уже никто не сомневается в генетической связи фосфорита с доломитом. Недавно эта связь была теоретически обоснована Н. М. Страховым (1960б, 1962), который установил, что пластовый фосфорит и доломит, отлагавшиеся совместно в морях аридного климата, отражают начальные стадии осолонения.

Переходя к вопросу о формациях, прежде всего необходимо остановиться на понимании термина «формация».

Поуэлл (Powell, 1888) определял формацию как массу пород, составляющих структурную геологическую единицу. Формация устанавливается прежде всего петрографически и затем палеонтологически и генетически. Для выделения формации используются скорее эмпирические, чем теоретические критерии.

Этот принцип выделения формаций применяется американскими геологами и в настоящее время. У них каждая формация конкретна и носит свое название. Названия формаций обычно даются по географическим пунктам и пишутся с большой буквы. Возрастные границы формаций могут немного смещаться в разных районах, кроме того, в основную формацию могут вклиниваться языки соседних формаций. Американское понятие «формация» примерно отвечает нашему понятию «свита».

У советских геологов формация обычно определяется как парагенетический комплекс слоев или пород, объединяемый общностью тектонической структуры и климатических условий. Необходимо отметить, что слово «парагенетический» в этом определении излишнее, так как любой комплекс слоев, внутри которого нет крупного перерыва, является парагенетическим. Названия формаций даются по преобладающим породам или по другим характерным литологическим признакам.

Фацией мы будем называть обстановку (или условия) осадконакопления по сравнению с другой одновременной соседней обстановкой. С этой точки зрения такие названия как «озерная фация», «морская фация» являются излишними, так как слово «фация» вполне можно заменить словом «обстановка». Выделение фаций в вертикальном разрезе также излишне, так как термин «фация» можно с большей ясностью заменить словом «отложения».

Рассматривая фосфоритоносные формации мира, Н. С. Шатский (1955) разделил их на три группы: 1) вулканогенно-кремнистую, 2) терригенно-карбонатную и 3) глауконитовую. Среди первой группы формаций им был выделен отдаленно-кремнистый тип. Представителями этого типа, по его мнению, являются пермская фосфоритоносная формация Скалистых гор в США и кембрийская фосфоритоносная формация хр. Малый Каратау в Казахстане.

Необходимо отметить, что в составе бесспорной вулканогенно-кремнистой формации, т. е. такой, в которой имеет место переслаивание вулканогенных и кремнистых пород с фосфоритами, нигде в мире неизвестно ни одной крупной промышленной залежи фосфоритов.

Главная масса фосфоритов Азии приурочена к терригенно-кремнисто-карбонатной группе формаций. Среди этой группы можно предварительно выделить два типа фосфоритоносных формаций — сланцево-кремнисто-доломитовый и кварцитово-сланцево-известняковый (кварциты здесь понимаются как кварцевые песчаники).

Представителями сланцево-кремнисто-доломитовой формации являются фосфоритоносные отложения Малого Каратау, впадины Синань Восточного Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области. На окраине впадины Синань сланцево-кремнисто-доломитовая фосфоритоносная формация синия и нижнего кембрия выходит на поверхность в виде двух широких полос. Западная полоса простирается вдоль восточного склона Камюннаньской оси на протяжении около 1200 *км* (см. фиг. 14). К ней приурочены фосфориты нижнего кембрия. Восточная полоса простирается с юго-запада на северо-восток, имеет ширину от 10 до 200 *км* и протяжение около 800 *км*. В ее пределах развиты преимущественно синийские, но встречаются и кембрийские фосфориты. На юге впадины Синань, где эти полосы близко сходятся, располагается фосфоритоносный район Лаокай.

В состав этой формации на юге Китая входят глинистые сланцы, доломиты, известково-доломитовые мергели и кремнистые породы свиты Доушаньто, доломиты Дэньин и доломиты Лэйбо, а также фосфориты. Важным членом формации являются доломиты Дэньин. Мощность их обычно варьирует от 200 до 600 *м*. Внешне эти доломиты довольно однообразны, в них преобладают афанитовые разности. Это однообразие доломитов,— вероятно, кажущееся, так как петрография их не изучена ни в одном разрезе. Известно лишь, что к востоку (восточнее поднятия Цзяннания) доломит Дэньин сменяется известняками и кремнисто-глинистыми сланцами. Тип доломитов, по-видимому, диагенетический. Особенностью доломита Дэньин является повышенное содержание фосфора (0,2—3% P_2O_5, местами более высокое). В средней части толщи этого доломита имеется невыдержанный фосфоритовый горизонт мощностью до 12 *м* с содержанием P_2O_5 25—30%.

В основании доломита Дэньин залегает синийская, а в его кровле — нижнекембрийская фосфоритовые пачки. Они отделены от доломита Дэньин небольшими перерывами в осадконакоплении. Нижний перерыв наблюдался в районе № 36, где он выражен слоем кварцевого гравия, залегающего на размытой поверхности нижнего (главного) фосфоритового горизонта. Интенсивность размыва такова, что местами этот горизонт размыт полностью.

Верхний перерыв наблюдался в районах № 37, 46 и 47. На его существование указывает мелкобугристый рельеф кровли доломита, резкие уменьшения мощности и даже выклинивание фосфоритового слоя по направлению к вершинам бугров и появление кварцевых песчаников и галечников.

Несмотря на эти перерывы, у доломита Дэньин и у сопровождающих его фосфоритных пачек имеется сходство.

В доломитах Дэньин и свиты Лэйбо часто встречаются округлые зерна диаметром 0,1—0,3 *мм* или несколько более мелкие, редко фосфатные, а чаще доломитовые. Почти все фосфориты также зернистые, состоят из округлых фосфатных зерен размером 0,1—0,3 *мм*, местами содержащих доломит.

В районе № 41 в низу свиты Доушаньто синийские фосфориты залегают среди бескарбонатных глинистых сланцев, а в середине и в верху ее — среди кремнистых доломитов и непрерывно в них переходят. Богатые фосфориты месторождения Куньян переходят в сторону прогиба в более бедные доломитовые фосфориты и далее в доломиты. Присутствие фосфоритовых галек и следов взмучивания (слойки с разноориентированными пластинчатыми обломками фосфорита) в богатых пластовых фосфоритах свидетельствует о том, что эти фосфориты накапливались на малой глубине. Следовательно, можно рассматривать богатые фосфоритовые осадки как более мелководную фацию доломитовых и кремнисто-доломитовых, нередко марганцовистых осадков.

В районе № 41 нижний богатый фосфоритовый слой залегает на глинистых сланцах, содержит их прослои и переходит вверх в фосфатсодержащие кремнистые доломиты. В этом разрезе обнаруживается тесная связь между глинистыми сланцами, фосфоритами и кремнистыми доломитовыми фосфатсодержащими породами.

В районах № 37, 38 и 43 развиты черные нижнекембрийские фосфориты, отличающиеся повышенным содержанием углистого вещества, пирита и редких элементов.

В Малом Каратау сланцево-кремнисто-доломитовая формация хорошо развита. Фосфоритоносная пачка подстилается здесь глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, а покрывается толщей тамдинских доломитов.

Из этого видно, что сланцево-кремнисто-доломитовая формация содержит наиболее богатые фосфоритовые месторождения. Они возникли на обширном фоне средних и мелких месторождений и фосфатопроявлений. Достаточно сказать, что нижнекембрийские фосфоритоносные слои, включающие средние и мелкие месторождения, протягиваются от Улутау до Тихого океана. Несколько меньшее, но тоже широкое распространение имеют рифейские фосфоритоносные отложения.

Большое количество бедных, хотя местами и крупных, фосфоритовых залежей рифея и кембрия заключено в породах сланцево-кремнисто-доломитовой формации в эвгеосинклинальных областях (Улутау, Тянь-Шань, Алтае-Саянская область). Высокая скорость осадконакопления, вероятно, была основной причиной отсутствия богатых фосфоритовых месторождений в эвгеосинклиналях. Но эвгеосинклинали по структуре не однородны, среди них или вблизи них встречаются устойчивые массивы, с которыми могут быть связаны сравнительно богатые фосфориты.

Кремнистые породы данной формации бывают тонкослоистые, реже массивные, черные до светлых, с раковистым изломом. Изредка они чистые, но чаще содержат примесь гидрослюды, карбонатов, фосфатов, органического вещества и пирита. Спикулы губок и скелеты радиолярии встречаются в нижнекембрийских кремнистых породах и в фосфоритах довольно часто. По-видимому, эти кремнистые породы имеют органогенное происхождение.

Другой тип фосфоритоносной формации — кварцит-сланцево-известняковый, распространен на Китайской платформе севернее р. Янцзы. К этому типу принадлежат две конкретные формации, одна из них залегает в низах синия, другая — в низах кембрия. Полоса выходов нижнекембрийской формации протягивается вдоль северного склона щита Хуайян и окаймляет массив Ордос. На этих выходах расположены районы кварцево-песчанистых фосфоритов (№ 23—28). Фосфоритовые пла-

сты в них маломощные и бедные, большей частью конгломератовые и желваковые, редко пластовые. Только в районе № 23 имеется нижнесинийский пласт алевритово-песчанистого фосфорита мощностью 2,3 *м*, с содержанием P_2O_5 25%.

Рассмотренные две фосфоритоносные формации в практическом отношении различаются тем, что первая из них содержит мощные и богатые пласты фосфорита, марганцовистые и нередко кремнистые прослои, а зерна глауконита в ее породах отсутствуют или встречаются изредка. В кварцитово-кремнисто-известняковой формации фосфоритовые пласты маломощные и бедные, марганцовистые прослои вблизи фосфоритов отсутствуют, кремнистость развита слабо, а зерна глауконита встречаются довольно часто.

Условия осадконакопления этих двух формаций тоже имеют свои особенности. В сланцево-кремнисто-доломитовой формации толща доломита Дэньин и толщи бескарбонатных глинистых сланцев синия и нижнего кембрия отлагались в обширном морском бассейне, заполнявшем впадину Синань. На это указывает широкое распространение этих толщ и их сравнительное однообразие.

Палеогеографические исследования доломитовых отложений на Русской и на Сибирской платформах, произведенные под руководством Н. М. Страхова (1960б, 1962), показали, что доломитовые толщи отлагались в начальные стадии осолонения морей. Такие осолоняющиеся моря по своей природе не могли располагаться на открытом шельфе океанов, а представляли собой лагуны, внутренние моря или полузамкнутые водоемы, отделенные от океана мелями или грядою островов. Осолонение морей происходило в условиях сухого или засушливого теплого климата.

Однако крупные реки, приносившие свои воды из гумидной зоны, могли в той или иной степени опреснять полузамкнутые моря и тем самым ослаблять отложение карбонатов. Такое ослабление карбонатонакопления прежде всего сказывалось на участках, прилегающих к устьям рек, но могло охватывать и весь бассейн.

В качестве примера можно привести фосфоритовые горизонты Малого Каратау, Куньяна и более северных районов впадины Синань, отличающиеся малой карбонатностью и примесью обломочных зерен кварца. В сторону впадин происходит фациальное замещение этих горизонтов доломитом. Очевидно, что слабая карбонатность их связана с притоком мягких речных вод из гумидной зоны.

Н. М. Страхов (1962) высказал предположение, что в более древние эпохи, когда CO_2 в атмосфере было больше и щелочной резерв морской воды был выше, биохимическое накопление доломитов было развито значительно сильнее, чем сейчас, даже в гумидной зоне.

Прямых доказательств такого предположения пока нет. Напротив, оно вызывает недоумение, особенно если учесть, что по мере того как мы спускаемся от кембрия вниз по стратиграфической шкале, то обнаруживаем признаки все меньшего развития органической жизни. Такое слабое развитие органической жизни вряд ли могло существенно влиять на образование даже пятнистых доломитов, не говоря уже про доломитовые толщи.

Поэтому весьма вероятно, что кембрийские и более древние толщи доломитов Азии отлагались в полузамкнутых теплых морях засушливой зоны.

Отложение толщ бескарбонатных глинистых сланцев синия и нижнего кембрия, возможно, также происходило в полуизолированных морских бассейнах. Но климат в это время был влажный, благодаря чему с суши приносилось много терригенного материала и недосыщенной карбонатами речной воды, которая опресняла морскую и этим препятствовала осаждению карбонатов.

Фосфоритовые слои частью приурочены к смене накопления глинистых и кремнисто-глинистых сланцев доломитами или доломитов сланцами, частью заключены среди доломитов, тяготея к моменту обмеления бассейна. Это обмеление иногда сопровождалось образованием внутриформационного конгломерата. В Куньяне оно выражено небольшим размывом подстилающего доломита, в районе № 36 — размывом кровли фосфоритового слоя, в районе № 41 — небольшим прослоем (0,1 *м* мощностью) железистого конгломерата с мелкими гальками фосфорита, залегающего в основании главного фосфоритового слоя. В Каратау также в основании фосфоритового пласта имеется плоскогалечный фосфоритовый конгломерат мощностью 0,3—1 *м*.

Кроме того, в богатых фосфоритовых слоях Каратау и Куньяна повсюду встречаются гальки, окатанные зерна фосфорита, следы взмучивания и очень редко — остатки рифовых водорослей, также указывающие на энергичные движения придонных вод и на малую глубину района, в котором отлагался богатый фосфорит.

Эти факты свидетельствуют о том, что образование богатых фосфоритовых слоев не имеет определенной связи с крупными трансгрессиями, а скорее соответствует мелким внутриформационным перерывам. Связь с трансгрессией совсем не обнаруживается у среднего фосфоритового горизонта, залегающего среди однородной толщи доломита в районе № 36, и у нижнего фосфоритового горизонта в районе № 37.

Следовательно, связь фосфоритов с трансгрессиями, считавшаяся ранее одним из основных поисковых признаков (Архангельский, 1927; Бушинский, 1952; Гиммельфарб, 1959), имеет, очевидно, не первостепенное значение. Богатые фосфоритовые месторождения связаны с небольшими внутриформационными перерывами или следами мелководья, а бедные фосфориты встречаются в слоях с широким диапазоном условий осадконакопления.

Фосфориты, содержащиеся в кварцито-кремнисто-известняковой формации впадины Хуабэй, отлагались на открытом шельфе обширного залива, который свободно сообщался с морем. На это указывает конгломератовое строение фосфоритового пласта и присутствие известняков в его кровле.

В основании этой формации в районе № 27 отлагались пластовые кварцево-песчанистые фосфориты без конгломератов. Судя по резкому уменьшению мощности фосфоритоносной пачки и выклиниванию фосфоритового пласта по направлению к северу, т. е. в сторону моря, можно предполагать, что участок отложения фосфоритов был отделен от открытого моря выступом в виде мели или небольшого острова.

Фосфоритоносная формация Западного Прибайкалья носит переходный характер между двумя вышеописанными формациями.

Небольшие залежи фосфоритов приурочены к вулканогенно-кремнистым формациям эвгеосинклиналей Большого Каратау, Центрального Тянь-Шаня, Алтае-Саянской складчатой области и Дальнего Востока.

Тектонические закономерности

Со времени открытия кембрийских фосфоритов в хр. Каратау (1935 г.) в советской литературе появилось и утвердилось деление фосфоритовых залежей на два типа — платформенный и геосинклинальный (Безруков, 1938). Фосфориты платформенного типа преимущественно желваковые, бедные и маломощные, а геосинклинальные — большей частью пластовые, высокого качества при значительной мощности пластов. При этом к геосинклинальному типу относили крупнейшие залежи богатых фосфоритов Северной Африки, Каратау и Западных штатов США. Это деление сыграло свою положительную роль, так как позво-

лило расширить области поисковых работ на фосфориты в складчатых областях. До этого времени поиски фосфоритов в СССР были сосредоточены преимущественно на платформах со спокойным залеганием слоев и лишь в виде редких попыток — в геосинклинальных областях.

Н. С. Шатский (1955) пересмотрел имевшуюся тогда тектоническую классификацию фосфоритов с точки зрения учения о формациях и тектоники. Он указал, что классификация эта в настоящее время не может удовлетворить нас ни в практическом отношении, ни для теоретических исследований. Платформы и геосинклинали — это настолько общие и настолько широкие понятия, что они не дают представления о всем многообразии тектонических, литологических и общегеологических условий, при которых происходило накопление фосфоритов и фосфоритоносных формаций. Н. С. Шатский установил, что фосфориты хр. Каратау и Западных штатов США отлагались во внешних прогибах геосинклинальных областей, так называемых миогеосинклиналях, а фосфориты Северной Америки — на склонах древней платформы.

Этим исследованием Н. С. Шатского было значительно уточнено тектоническое положение важнейших фосфоритоносных областей. Из него прежде всего следует, что: 1) крупные фосфоритовые залежи пластового типа отсутствуют в эвгеосинклиналях, они отлагались в краевых частях геосинклиналей или в миогеосинклиналях и на склонах древних платформ; 2) складчатость не является основным признаком геосинклинали.

Л. А. Русинов (1959) в своей структурно-тектонической классификации фосфоритовых месторождений выделяет древние платформы — Русскую и Сибирскую, с плохими фосфоритами, и молодые платформы с богатыми фосфоритами — Северо-Африканскую, с унаследованной структурой основания, и Флориду, без унаследованной структуры основания. Однако на Китайской платформе дорифейского возраста имеются как бедные, так и богатые фосфориты.

По мнению Б. М. Гиммельфарба (1962), все синийские месторождения фосфоритов Китая образовались в основном в условиях, близких к геосинклинальным, и поэтому относятся к геосинклинальной группе месторождений. Основанием для этого он считал дислоцированность фосфоритоносных отложений, высокое качество фосфоритов в месторождениях Тинсянь (Западный Хубэй) и Кайян, внешнее сходство этих фосфоритов с фосфоритами Каратау и наличие контактового метаморфизма на южном участке месторождения Тинсянь. К геосинклинальному типу Б. М. Гиммельфарб относит также кембрийские фосфориты Южного Китая, так как они резко отличаются от типично платформенных фосфоритов по своей промышленной и технологической характеристике.

Бедные пласты фосфоритов в одних и тех же месторождениях Южного Китая (районы № 36 и 37) Туан Чен-дин считает платформенными, а богатые — геосинклинальными. Б. М. Гиммельфарб отмечает принципиальное сходство взглядов этого геолога со своими взглядами на геотектоническое положение фосфоритов Китая.

Как видно, тектоническая классификация фосфоритовых месторождений недостаточно определенна. Эта неопределенность является следствием того, что тектоника одних и тех же фосфоритоносных районов трактуется разными геологами различно.

Теперь перейдем к вопросу о тектоническом размещении фосфоритов Азии на основе изложенного ранее материала.

В наших описаниях фосфоритоносных районов приведены довольно полные разрезы, по которым можно судить о тектонической принадлежности того или иного района. Одним из важнейших критериев типа тектонической структуры является скорость осадконакопления, обычно выражаемая в мощности осадков, отложенных за единицу времени.

В табл. 5 приведены мощности геологических систем — рифейской, кембрийской и ордовикской, развитых в фосфоритоносных районах Азии. Нужно оговориться, что точность определения мощностей в ряде случаев неудовлетворительная, главным образом из-за неясности верхних и нижних границ отложений рифея и нижнего кембрия в Улутау-Тяньшанской области и на востоке Азии. Кроме того, в тектонически подвижных областях мощности одних и тех же систем резко возрастают от поднятий к впадинам. Необходимо учитывать, что определения мощностей сделаны, хотя и не везде однозначно, чаще на поднятиях, к которым тяготеют и фосфориты.

Несмотря на указанные недостатки табл. 5, из нее все же видно, что мощности каждой геологической системы в фосфоритоносных районах геосинклинальных областей (№ 1—21) больше 1 *км*, а платформенных (№ 23—46) — меньше 1 *км*, за малыми исключениями.

Таблица 5

Мощности геологических систем в фосфоритоносных районах и во впадинах платформ Азии, *км*

№ района	Рифей (синий)	Кембрий	Ордовик	Районы
1—3	8—15	1—4	1—2	Центральный Казахстан
4	1—3	1	1	Малый Каратау
5	—	2	—	Кендыктас
6	1	0,5	1	Большой Каратау
7	2—3	1	1	Джебаглы
11	5	0,8	—	Куруктаг
12	Более 4	4—5	—	Белка
14	1—2	1—2	—	Батени
15	1—3	3	—	Сейба
17	3	—	—	Западное Прибайкалье
19	10	2,5—3	—	Енисейский кряж
20	2		—	Малый Хинган
21	2	2—3	—	Оз. Ханка
22	2,8	0,9	Более 0,2	П-ов Ляодун
23	0,6	0,4	0,2	Китайская платформа
27	2	1,2	0,5	» » »
28	1	0,9	—	» » »
29	1,5	0,3	0,5	» » »
30	0,6	0,9	0,5	» » »
34	Более 0,2	0,3	Более 0,3	» » »
36	0,5	0,9	0 5	» » »
37	0,8	1	Более 0,2	» » »
39	0,4	0,6	—	» » »
41	0,8	0,3	0,3	» » »
42	0,7	0,6	0,2	» » »
45	1	0,5	0,8	» » »
46	1	0,5	—	» » »
—	2—3	2—3	0,6	Сибирская платформа
—	1—8	0,4—1	0,6	Прогиб Пекин-Синлун
	1	0,4—1	0,3—0,6	Впадина Хуабэй
—	1	0,5—1	0,5—1	Впадина Нанчжун
—	1	0,5—1	0,5—1	Впадина Синань

Если бы удалось сравнить мощности более узких стратиграфических единиц, отвечающих фосфоритоносным пачкам, или хотя бы отделам систем, то контрастность мощностей в геосинклиналях и на платформах, вероятно, ощущалась бы более резко.

Мощности отложений систем на Сибирской платформе оказались близкими к мощностям их в геосинклиналях. Впадины Хуабэй, Нанчжун и Синань Китайской платформы имеют малые мощности геологических

систем, если не считать немногих прогибов, например, Пекин-Синлунского или Куньянского, в которых мощность синийских отложений превышает 3—4 *км*.

Другим отличием геосинклиналей от платформ является развитие вулканизма и магматических интрузий. Действительно, в фосфоритоносных районах геосинклинальных областей на протяжении от рифея до ордовика нередко происходила вулканическая деятельность. В это же время на платформах проявления вулканизма были весьма редки. Вопрос о синхронности вулканизма фосфатонакоплению особый, он будет рассмотрен ниже.

Третьим отличием тектонических структур является степень интенсивности дифференциальных движений земной коры. Он выражается в степени изменчивости мощностей осадков и в характере их мономинеральности. Для геосинклиналей характерны быстрая изменчивость мощности осадков на коротких расстояниях, полимиктовость терригенных компонентов и слабая окатанность песчаных зерен. В платформенных отложениях гумидного климата песчаники, как правило, мономинеральные, кварцевые, с хорошо окатанными зернами. Именно такими песчаниками и сопровождаются древние фосфориты на досинийской платформе востока Азии. Мощности отложений изменяются нерезко.

Следовательно, области отложения синийских и кембрийских фосфоритов в Сибири и Казахстане были геосинклинальными, а на востоке Китая — платформенными. Но Китайская платформа в современном виде не похожа ни на Русскую, ни на Сибирскую платформы. Она отличается от них последевонской складчатостью и высокой тектонической подвижностью. В синийское и кембрийское время ее подвижность была слабая, как и у других платформ Азии, но и она привела к образованию довольно сложного рельефа морского дна. Рельеф этот был большей частью пологий, однако в районе № 41 — достаточно крутой, судя по наличию следов подводных оползней. При этом часть Китайской платформы, расположенная южнее щита Хуайян, отличалась более высокой подвижностью, сложным рельефом и более молодым возрастом по сравнению с северной ее частью. Терригенный материал во все районы фосфатонакопления поступал с гумидных равнин. Вулканогенный материал в разрезах фосфоритоносных пачек отсутствует.

Следовательно, наиболее крупные месторождения фосфоритов впадины Синань отлагались на молодой и малоподвижной для того времени платформе, переходя к северу на край устойчивого щита Хуайян. Каково палеогеографическое значение, а также физическое и химическое влияние этих тектонических особенностей на фосфатонакопление, еще не вполне ясно и подлежит дальнейшему изучению.

В геосинклинальных областях тектоническая жизнь земной коры протекала весьма по-разному.

Фосфоритовый район Малого Каратау проявлялся в рифее как геосинклиналь. Об этом свидетельствует интенсивное прогибание и развитый вулканизм, благодаря чему образовалась толща осадочных и вулканогенно-осадочных пород каройской свиты мощностью 1000—3000 *м*.

Характер развития этой геосинклинали к началу кембрия (ко времени фосфоритонакопления) существенно изменился. Как уже заметил П. Л. Безруков (1954), к тому времени в районе Малого Каратау она потеряла свой геосинклинальный облик. Действительно, вулканизм в этом районе прекратился, началось накопление биогенных и биохимических осадков в виде фосфоритов, кремнистых и карбонатных пород. Терригенный материал в виде хорошо окатанных кварцевых зерен и глинистых частиц поступал с равнинной суши. При этом количество его, достигавшее фосфоритоносного района, было небольшим. Видимо, он приносился издалека и в основном оседал в каком-то отстойнике, возможно, лагуне.

Часть терригенного материала поступала с внутригеосинклинальных поднятий.

Любопытно отметить, что аналогичную историю развития претерпела и область Западного Прибайкалья. В течение нижнего и среднего протерозоя она тоже проявляла себя как геосинклиналь с интенсивным прогибанием и мощным вулканизмом. В рифейское время вулканизм прекратился, но прогибание дна, по-видимому, мало уменьшилось, причем терригенный материал поступал с равнины Сибирской платформы. Интенсивность фосфоритонакопления в это время, однако, была незначительной, возможно, вследствие разубоживания фосфоритов терригенными и кремнисто-карбонатными примесями.

За пределами Азии аналогичную картину можно усмотреть в развитии строения Скалистых гор в области распространения формации Фосфория. В этой области, размещавшейся на платформе, не было проявлений вулканизма ни в рифее, ни в палеозое, но фосфатонакопление также связано с привносом терригенного материала с равнинной суши.

Таким образом, в соответствии с тектоническим режимом, господствовавшим во время фосфатонакопления, выделяются следующие четыре типа тектонических районов:

1) районы эвгеосинклиналей — Горная Шория, Восточный Саян, Улутау, Центральный Тянь-Шань;

2) районы миогеосинклиналей — Западное Прибайкалье, восточная часть Енисейского кряжа, Малый Каратау и, вероятно, Калпинтаг и Куруктаг в Восточном Тянь-Шане;

3) районы подвижных платформ — Китайская платформа;

4) районы устойчивых платформ — Индийская и Сибирская платформы.

Из этих четырех тектонических типов фосфоритоносных районов наиболее бедными оказались устойчивые платформы. Крупные и богатые месторождения фосфоритов приурочены только к миогеосинклиналям и подвижным платформам. Богатые месторождения среди этих двух тектонических форм имеются не везде, а только в Малом Каратау и во впадине Синань. Для эвгеосинклиналей характерны бедные фосфориты, хотя местами (Горная Шория) и с большими запасами.

Тектоническая приуроченность дорифейских фосфоритов менее ясна. Вероятно, эти фосфориты отлагались как в эвгеосинклиналях, так и в миогеосинклиналях. Платформенные фосфориты этого возраста не установлены.

В таких геосинклинальных районах, как Малый Каратау и Западное Прибайкалье, интенсивное фосфатонакопление происходило в их краевых частях — миогеосинклиналях и притом в такие стадии их развития, когда вулканизм прекращался, а снос терригенного материала шел с платформы.

В Малом Каратау и на юге Китайской платформы богатые фосфоритовые месторождения образовались в мелководных и сравнительно медленно прогибавшихся участках. В то же время в эвгеосинклинальных областях с мощным вулканизмом известны лишь бедные фосфориты.

Интересно отметить, что в Улутау-Тяньшанской геосинклинальной области пластовые фосфориты приурочены к миогеосинклинали, а желваковые — к эвгеосинклинали.

Геохимические и геологические связи накоплений фосфора

Прежде чем перейти к вопросу об условиях образования фосфоритов, рассмотрим вкратце некоторые связи фосфора с марганцем, органическим углеродом, ванадием, ураном, редкими землями, фтором, железом и тиллоидами.

Наибольшее количество марганца содержится в фосфоритоносной толще месторождения Чайное (район № 31), главным образом в нижней фосфатно-карбонатной пачке. Марганец здесь связан с карбонатами, причем карбонаты марганца переслаиваются с фосфоритами и глинистыми сланцами. При выветривании закись марганца окисляется, Са и Mg выщелачивается и остается пухлая, пылеватая, реже твердая порода с содержанием Mn до 10—20%. Однако промышленных пластов марганцевой руды здесь не найдено.

Значительные скопления марганца, вплоть до рудных концентраций в выветрелой зоне, наблюдались в Сейбинском месторождении. На глубине марганец, вероятно, карбонатный. Он связан с переходом глинистых сланцев вверх по разрезу в кремнистые сланцы и далее в кремнистые фосфатсодержащие черные доломиты.

Повышенной концентрацией марганца отличаются фосфориты Лаокая, содержащие MnO 0,6—0,8%.

В фосфоритоносном районе Каратау горизонт карбонатно-железисто-марганцевых пород представлен, по П. Л. Безрукову (1954), ожелезненными доломитами, карбонатными и окисленными железисто-марганцевыми породами, в редких случаях с тонкими фосфоритовыми и кремнистыми прослойками. Обычно этот горизонт имеет резкий контакт с подстилающими фосфоритами и непрерывно переходит в вышележащие доломиты или целиком ими замещается. Распределение мощностей карбонатно-железисто-марганцевого горизонта не совпадает с распределением мощностей фосфоритовых слоев. Наибольшую мощность — около 5 *м* — этот горизонт имеет в северной части района, на участке Беркуты Северном. В самих фосфоритах содержание марганца редко достигает 0,1%.

Прослои с повышенным содержанием марганца (порядка 1—2%) приурочены в фосфоритоносном районе № 36 к кровле, а в районе № 41 — к почве нижнего фосфоритового горизонта.

Промышленные марганцевые месторождения синия и кембрия — Усинское в Кузнецком Алатау, Вафанзы в Северном и Сянтань в Южном Китае не содержат повышенных количеств фосфора. В фосфоритоносном районе № 30 марганценосные слои синийской системы отделены от фосфоритового горизонта нижнего кембрия толщей известняков и кремнистых пород мощностью около 200 *м* (см. фиг. 30).

Небольшие промышленные залежи карбоната марганца ассоциируются с метаморфическими апатитами в районе № 51.

Для сравнения марганцевых месторождений с фосфоритовыми рассмотрим разрез района Сянтань, находящийся в 80 *км* юго-западнее г. Чанша. Под конгломератами нижнего девона здесь залегают следующие слои:

		Мощность, *м*
Sn_3	Свита Дэньин (слои 1—4).	
	1. Известняк темно-серый, ниже переходит в черный и далее в серый с прослойками (2—3 *см*) желтого мергеля	100
	2. Мергель черный	12
	3. Доломит красный, слабофосфористый	27
	4. Доломит серый, сильнофосфористый	30
Sn_1	5. Тиллит Наньто. Аргиллит песчанистый темно-серый, валунный, слабослоистый, содержит прослои черного аргиллита с мелкими валунами и гальками. Валуны угловатые, с округленными краями, размеры их от 0,1 до 0,3, редко до 1 *м* в диаметре. Плоские валуны обычно наклонены на юго-восток, иногда в виде чешуй один за другим, вероятно, благодаря течению воды в северо-западном направлении. Валуны обтекаются слойками аргиллита. Состав валунов и галек: 1) известняки темно-серые, чистые и кремнистые (с лентами кремня) и с повышенным содержанием фосфора; 2) песчаники; 3) граниты, гнейсы и редко 4) черные фосфориты. Содержание Mn	

в буром аргиллите до 4%. Переход в нижележащие сланцы постепенный . . . . . 50—70

6. Черные углисто-глинистые сланцы, вверху с редко рассеянными гальками и гравием разнообразных пород. Пирит большей частью рассеянный, реже в виде линзовидных конкреций и по трещинам . . 7—10

Переход вниз постепенный, путем чередования сланцев с прослоями или пластообразными конкрециями родохрозита.

7. Марганцевая руда. Родохрозит буровато-черный, твердый, легко колется на щебень. Вверху с прослоями (3—10 *см*) глинистого сланца. Встречаются линзовидные прослойки (1 *см*) пирита и белые вертикальные жилки кальцита . . . . . .

На северо-востоке месторождения рудный пласт переходит в марганцовистый доломит, на юго-западе — в кварцевый песчаник или залегает на песчанике.

8. Песчаник серый, с прослоями зеленовато-серого, мелкозернистый, слабослоистый (зеленоватые и серые слои мощностью 0,1—0,5 *м* довольно однородные) 50

Переход вниз без видимого несогласия, но Ли-Шэн-сы (1956) указывает несогласие порядка 8—15°.

Н Комплекс Баньси. Глинистые сланцы зеленовато-серые, чередующиеся с лиловыми (слойки 1—100 *мм* толщиной), тонкослоистые. В сланцах изредка встречаются черно-бурые марганцовистые прослойки, причем возможно, что марганец в них инфильтрационный.

Состав марганцевой руды: Mn 24—28%, Fe 2—3%, SiO_2 10—15%, редко до 20%, CaO 7—8%, P_2O_5 0,08—0,10%. Распределение железа на площади месторождения равномерное, в среднем 2,4%. В руде много пирита и марказита, встречается галенит и сфалерит. Содержание серы и марганца в подрудных и надрудных сланцах следующее (в %):

	S	Mn
Надрудные сланцы	2,45	0,47
Подрудные сланцы	3,56	0,33

В нижней части надрудных сланцев содержание серы достигает 9%. Околорудные сланцы содержат 4—8% углистого вещества и самовозгораются в отвалах примерно через неделю, а в забутовке шахт — через месяц. По данным Хоу Де-фына и Е Лянь-цзюня (Hou De-feng and Yeh Lien-tsun, 1957) содержание P_2O_5 в околорудных сланцах равно 0,01—0,02%, в руде — около 0,05%.

На севере провинции Хунань у г. Юсян в толще «тиллита», по сообщению Ли Шэн-сы, выделяется три-четыре пачки слоев, образованных чередованием «тиллита», черного глинистого сланца и марганцовистого известняка с содержанием Mn 3—4%. В подстилающем углистом сланце встречаются прослои антрацита. Аналогичное чередование «тиллита» и черного глинистого сланца с рудным пластом в середине имеется у г. Лойян севернее Чанша. Мощность рудного пласта колеблется от нуля до 14 *м*, в нем определено: Mn 17%; Fe 7%; P_2O_5 0,10—0,15%; SiO_2 43%. Местами руда подстилается железо-марганцевым слоем мощностью до 2 *м*.

Как видно, в этих марганценосных толщах не наблюдается повышенных концентраций фосфата. По возрасту эти скопления марганца древнее фосфоритоносной свиты Доушаньто.

Марганцевое месторождение Вафанзы расположено в 300 *км* северо-восточнее Пекина. По данным Фан Дэ-лянь (1959), в нем выделяется три — пять слоев карбонатных и манганитовых марганцевых руд. Возраст их верхнесинийский. Они залегают среди черных глинистых сланцев и мергелей и сопровождаются небольшими слоями кварцевых песчаников. Содержание P_2O_5 в рудах 0,10—0,20%; Fe 12—15%; Mn 18—25%. Небольшие фосфатопроявления этого возраста находятся на расстоянии свыше 500 *км* от Вафанзы в районе № 23.

Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд находится на юге Кузнецкого Алатау вблизи фосфоритоносного района № 13 (см.

фиг. 1). Руды залегают среди усинской свиты, относящейся к средней части нижнего кембрия. По данным И. М. Варенцова (1962), эта свита сложена преимущественно светлыми известняками и в самом низу доломитами, общей мощностью около 2500 *м*. Примерно в середине ее залегает линза черных глинисто-кремнисто-карбонатных сланцев, среди которых или в их кровле залегают марганцевые руды. Эти сланцы, а следовательно, и сопровождающие их марганцевые руды, отлагались, надо полагать, в понижении на площади развития карбонатных пород. Рудоносная свита, имеющая мощность около 100 *м*, представлена марганцовистыми известняками с пачками мангано-кальцитовых и родохрозитовых руд. В родохрозитовых рудах содержание P_2O_5 равно 0,2%; Fe_2O_3 0,8%; FeO 5,7%; MnO 48,8%. С увеличением FeO в рудах до 16% содержание P_2O_5 возрастает до 0,4—0,5%, а MnO падает до 28%. На диаграммах распределения P, Fe и Mn в рудоносной толще, составленных И. М. Варенцовым, видно, что фосфор в общих чертах следует за железом. Содержание P_2O_5 в черных пиритоносных сланцах из подрудной толщи равно 0,2%, т. е. такое же, как и в руде, а в известняках в 2—5 раз ниже.

Содержание фосфора в рудах более молодых месторождений марганца находится на уровне кларка или в 2—3 раза выше и редко где достигает 1% P_2O_5.

Рассматривая фосфориты по геологической шкале, мы видим, что наибольшее количество марганца содержится в протерозойских месторождениях районов № 15, 51 и 52. В рифейских и кембрийских фосфоритовых месторождениях марганец встречается уже в меньших количествах (0,5—2% MnO), сосредоточиваясь вблизи кровли или почвы пластов фосфорита и не во всех месторождениях. Нижнепермские фосфориты Урала (Ашинский район) и Нанкина (желваковый тип) тоже сопровождаются марганцовистостью, но в пермских фосфоритах США нет повышенных содержаний марганца.

Таким образом, многие пластовые и некоторые желваковые фосфориты сопровождаются марганцем, но в виде незначительных скоплений, не достигающих промышленных месторождений для выплавки марганца. Содержание марганца в фосфоритах обычно находится на кларковом уровне или немного выше. Фосфоритовые и марганцевые месторождения не сопровождаются одно другим и нигде не располагаются на одном фациальном профиле.

Однако повышенная марганцовистость пород является сигналом к тому, чтобы изучить в них и фосфор.

Фосфор, органический углерод и ванадий

Содержание органического углерода ($C_{орг}$) в фосфоритах варьирует от 0,1 до 3—4%, редко до 8%. Фосфориты богатых месторождений впадины Синань и Каратау содержат углерода 0,04—0,2%, иногда до 0,5%. Окраска этих фосфоритов светло-серая, серая и темно-серая до черной. В некоторых средних по размеру месторождениях содержание $C_{орг}$ в фосфоритах равно 0,6—1%, иногда более. Эти фосфориты и покрывающие их породы черные, изобилуют пиритом и пойкилитовым кальцитом.

Содержание $C_{орг}$ в фосфоритах бедных и некоторых средних месторождений варьирует в широких пределах — от 0,1 до 2,0%, редко до 30%. Фосфориты, богатые органическим углеродом, сопровождаются вмещающими породами, также богатыми этим элементом.

Многие бедные и некоторые средние фосфоритовые месторождения сопровождаются углисто-глинистыми сланцами. Такие сланцы встречаются в разрезе фосфатсодержащих пород в Западном Прибайкалье,

Горной Шории, Сейбе, Сангилене и в районах № 29, 30, 34, 37, 38, 43. В одних случаях эти сланцы залегают в кровле, в других — в почве фосфоритовых слоев, а в третьих — являются их фациальными аналогами. Богатые фосфориты нижнего горизонта района № 36 фациально переходят в черные глинистые сланцы района № 37.

В Каратау фосфориты, по-видимому, фациально переходят в кремнистые углисто-глинистые сланцы ванадиеносного горизонта, хотя непосредственно такой же переход не наблюдается. Эти сланцы широко распространены в Большом Каратау, протягиваясь далее к востоку через весь Советский и Китайский Тянь-Шань. В этом горизонте изредка встречаются черные фосфоритовые и фосфатно-кремнистые конкреции (Е. А. Анкинович и С. Г. Анкинович, 1959; С. Г. Анкинович, 1961).

Ванадия в фосфоритах содержится 0,001—0,01%, редко до 1% (впадина Синань, Cm_1). Обычно его больше в черных фосфоритах, чем в светлых. Нередко ванадий встречается в углистых сланцах и без фосфоритов. Очевидно, накопление этого элемента почти всегда связано с органическим веществом, которое может находиться как в фосфорите, так и во вмещающей породе.

Углистые сланцы и шунгиты древних толщ, как установлено Н. М. Страховым (1960в), отлагались в море. Генетически к угленосным континентальным толщам последевонского времени они не имеют прямого отношения.

Следовательно, появление в древних толщах углистых сланцев как морских образований можно рассматривать в качестве одного из признаков возможной фосфоритоносности районов. Не менее существенным признаком этого рода можно считать и присутствие ванадия. Богатые фосфориты тяготеют в сторону фациального выклинивания углистых сланцев по направлению к мелководью. Пласты фосфоритов с повышенным содержанием ванадия обычно содержат много (более 1%) органического вещества.

Фосфор и железо

Большинство фосфоритов синия и кембрия Азии отличается низким содержанием железа. Только в кембрийских фосфоритах, богатых пиритом, содержание Fe_2O_3 достигает 5—6%. Повышение содержания железа в фосфоритах наблюдается также при значительной примеси в них глауконита. Марганцево-железистый горизонт в Малом Каратау залегает выше фосфоритового горизонта и, возможно, представляет более глубоководную фацию фосфоритов.

В рифейских отложениях Енисейского кряжа, Алдана и впадины Хуабэй имеются крупные месторождения железных руд, но они не сопровождаются фосфоритами. Только в месторождении Сюаньхуа среди кремнистых мергелистых пород в 20—30 *м* выше железорудного пласта изредка встречаются зерна фосфорита.

Почему фосфориты и железные руды оказались антагонистами, еще неясно, но некоторые соображения об этом можно высказать. Оолитовые железные руды Сюаньхуа и Алдана подстилаются кварцевыми песчаниками и покрываются глинистыми и глинисто-карбонатными породами. При этом подстилающие песчаники, возможно, являются аллювиальными (по крайней мере, отчасти), а покрывающие слои — морскими образованиями. Железные руды Алдана и низовий Ангары носят отчетливые следы мелководья в виде знаков ряби, трещин усыхания, присутствия галек и песчинок гематита, примеси кварцевого песка.

Оолитовые и почковидные железные руды на севере впадины Хуабэй довольно своеобразны. Вместе с подстилающей толщей кварцевых песчаников они относятся к нижнему синию (см. фиг. 15).

Подрудные и междурудные алевритово-глинистые сланцы черные, носят знаки волновой ряби и трещины усыхания (табл. XXIV, *1, 2*). Форма этих трещин в плане довольно разнообразна. Некоторые из них напоминают следы кристаллов льда, но это, вероятно, кажущееся сходство, так как они проникают на глубину 1—3 *см* в виде клиньев, выполненных кварцевым песчаником. При вертикальной усадке ила эти клинья, заполненные еще рыхлым песком, приняли зигзагообразную форму (табл. XXIV, *3*). Накопление кварцевого песка и заполнение им трещин усыхания могло происходить как эоловым, так и водным способом.

Железная руда красная, гематитовая, в форме оолитов и почек. В оолитах хорошо различима концентрическая слоистость (табл. XXV, *1*). Встречаются окатанные обломки оолитов. Оолитовая руда местами слоистая, с чередованием слойков, сложенных крупными или более мелкими оолитами и их обломками, с примесью хорошо окатанных кварцевых зерен.

Почковидная руда, если смотреть на ее пласт сверху, действительно имеет вид округлых гематитовых почек, обычно от 1 до 6 *см* в диаметре (табл. XXV, *2*; табл. XXVI, *1*). Вблизи выступов форма почек изменяется, приобретая волнистость, похожую на знаки ряби (табл. XXVI, *2*). В вертикальном разрезе почки имеют вид прямых или слегка наклонных слоистых столбиков до 30—40 *см* высотой (табл. XXV, *3*). По своему строению они сходны с известковыми водорослями *Collenia*. Столбики обычно связаны между собой перемычками и редко бывают изолированными. Промежутки между столбиками или почками выполнены оолитами гематита или окатанными зернами обломочного кварца.

При изучении собранных нами гематитовых коллений И. Н. Крылов обнаружил среди них формы, у которых одна часть была гематитовой, другая карбонатной (табл. XXVI, *3*). Это указывает на возможность замещения первичного карбоната коллений гематитом. И. Н. Крылов установил, что гематитовые коллении по своему облику близки к коллениям саткинской свиты Уральского рифея, отлагавшейся 1400 млн. лет назад.

В нижнем слое железной руды местами встречаются оолиты шамозита, в среднем и верхнем слоях изредка находится сидерит. К югу гематитовые руды переходят в шамозитовые, которые далее на юг выклиниваются.

Присутствие рифовых, первично-известковых, водорослей в оолитовых железных рудах — явление весьма редкое и загадочное. Эти водоросли, по-видимому, развивались вблизи устья реки и переносили некоторое опреснение воды. Они являются дополнительным признаком мелководного образования оолитовых железных руд.

Богатые пластовые фосфориты тоже носят достаточно ясные признаки мелководья. В отличие от оолитовых железных руд, они сопровождаются сравнительно небольшими слоями кварцевых песчаников или небольшой примесью терригенных кварцевых зерен. Очевидно, железные руды отлагались совсем близко от крупных массивов гумидных равнин, вблизи устьев рек, в то время как образование фосфоритов происходило, хотя и в мелководной зоне, но в такой, куда песчаного материала доносилось мало. Эта зона могла быть удалена от устья реки, либо находится вблизи него, но в таком случае река должна была пересекать отстойники в виде лиманов или озер, в которых задерживалась основная масса терригенного материала.

Промышленные железные руды, так же как и марганцевые, не сопутствуются фосфоритами. Ни те, ни другие, ни третьи не встречаются на одном фациальном профиле.

Общей и характерной чертой урана, редкоземельных элементов и фтора является их способность изоморфно замещать другие элементы в решетке апатита. Уран и редкоземельные элементы замещают кальций, а фтор — группу OH, причем это замещение происходит не всегда в момент осадконакопления, а часто в стадию диагенеза или позднее.

Как известно, фосфориты Северной Африки и США содержат повышенные количества урана и редкоземельных элементов, местами вплоть до рудных концентраций, представляющих практический интерес для извлечения соответствующих металлов (Холодов, 1963).

Фосфориты Азии не являются исключением. Повышенная радиоактивность фосфоритов используется геологами для поисков их месторождений на основе радиометрической съемки и гамма-каротажа (Спандерашвили и Рубаха, 1962; Колчина, 1963; McKelvey, 1963). Такие поиски особенно эффективны на низком радиоактивном фоне карбонатных пород.

Содержание урана в фосфоритах земного шара обычно колеблется от 0,001 до 0,02%, т. е. превышает его кларк в глинах в 10—200 раз. Часто высоким содержанием урана отличаются черные фосфориты, богатые органическим веществом (1—3%) и пиритом. Но и в светлых разностях фосфоритов Марокко урана иногда содержится 0,01—0,02%. Запасы черных фосфоритов Западного Вайоминга в США с содержанием урана более 0,005% исчисляются в количестве 15,6 млрд. *т*, в том числе с содержанием урана более 0,01% — в количестве 5 млрд. *т* (Sheldon, 1963). В этих фосфоритах содержится урана больше одного миллиона тонн.

Черные желваковые фосфориты некоторых районов Азии содержат урана 0,01—0,06%; V_2O_5 0,1—0,2, редкоземельных элементов 0,1%. По содержанию этих элементов желваковые фосфориты не отличаются от пластовых. В черных кремнисто-фосфоритовых конкрециях бывают заметны скопления урановой смолки (настурана) вблизи зерен пирита и в светлых трещинках, выполненных кварцем.

Островные фосфориты (гуано) отличаются ничтожным содержанием урана — около 0,001%. Также мало этого элемента в составе костей и зубов морских и наземных животных при их жизни. Но ископаемые кости и зубы отличаются таким же повышенным содержанием урана, как и фосфориты, а иногда и более высоким. Очевидно, костное вещество после захоронения поглощает уран в процессе диагенеза осадков или из циркулирующих грунтовых вод. По мнению Альтшулера и др. (Altschuler and oth., 1958), это поглощение осуществляется путем замещения двухвалентного кальция четырехвалентным ураном в кристаллической решетке минерала, так как ионные радиусы урана и кальция очень близки — 0,97 и 0,99 ангстрем.

Редких земель содержится в фосфоритах мира обычно от 0,01 до 0,10%, в среднем около 0,08% (Холодов, 1963). Содержание редкоземельных элементов в отдельных образцах фосфоритов Азии находится в тех же пределах, что и в других фосфоритах мира. Так же как и в отношении урана, сравнительно богаты редкоземельными элементами черные фосфориты, изобилующие органическим веществом и пиритом. Зубы и кости ископаемых животных нередко содержат очень высокие концентрации редких земель — до 1 и даже до 4,7% (Блох, 1961). Но в составе зубов и костей современных животных содержится очень мало редких земель.

Интересно отметить, что распределение редких земель в воде океанов сходно с распределением фосфатов, хотя выражено менее резко. Например, содержание TR_2O_3 в поверхностном слое воды равно

0,3—1,4·10^{-7}%, в глубинных слоях — 1,4—4,4·10^{-7} (Балашов и Хитров, 1961). Большая часть суммы редких земель находится в составе взвесей и лишь 0,1—0,3% — в составе организмов. Веслоногие рачки содержат TR_2O_3 3·10^{-2}%, т. е. являются мощными концентраторами редких земель.

По аналогии с фосфатом можно допустить, что редкие земли являются биогенными элементами и что иловые воды должны содержать более высокие концентрации редких земель, чем придонные. Этим создаются в иле благоприятные условия для поглощения редкоземельных элементов осаждающимися или осажденными фосфатами.

Фтор в фосфатных минералах рифея и кембрия Азии находится в довольно постоянном количестве, равном 3,0—3,8%, отношение $F:P_2O_5$ колеблется в пределах 0,08—0,10. Более высокое отношение $F:P_2O_5$ в фосфорите из района № 37 объясняется примесью флюорита, а более низкое — возможными ошибками анализа. Теоретическое отношение $F:P_2O_5$ в фторапатите и франколите равно 0,09, т. е. оно очень близко к величинам в рассматриваемых фосфоритах.

Наибольшая примесь флюорита содержится в фосфоритах Горной Шории. В небольших количествах флюорит встречен в кальцитизированных фосфоритах нижнего кембрия в районе № 37. Кроме того, присутствие жилок флюорита и фосфатных раковин брахиопод отмечено О. И. Некрасовой (1955) в синской свите нижнего кембрия у пос. Амга (в 150 км юго-восточнее Якутска). Во всех рассмотренных случаях флюорит образовался, по-видимому, в результате кальцитизации фосфорита. В окремнелых фосфоритах флюорит не наблюдался.

В решетке апатита фтор изоморфно замещает OH′ и хлор. Кости и зубы животных сложены гидроксилапатитом. После захоронения они поглощают фтор из грунтовых вод. Поскольку повышенные содержания фтора в ископаемых костях давно известны, на основании этого были попытки определения геологического возраста костей. Однако потом выяснилось, что это явление более сложное,— содержание фтора в ископаемых костях зависит не только от их возраста, но и от пористости кости, содержания фтора в грунтовых водах и характера их циркуляции (Блох и Коченов, 1960).

Изоморфно замещаемые компоненты в кристаллической решетке апатита должны находиться в равновесном состоянии с соответствующими компонентами окружающего раствора. Эта особенность апатитовых минералов используется при заводском получении гидроксилапатита путем обработки горячим водяным паром порошка фторапатита, франколита или курскита. Извлечение урана и редких земель при обработке апатита крепкими растворами кальция пока не производится. Но с генетической точки зрения интересно проследить, насколько такие растворы (сульфатные и хлоркальцитовые воды) влияют на вхождение или вытеснение урана и редких земель из фосфоритов. Весьма вероятно, что благодаря низкому содержанию кальция в бессульфатных восстановительных грунтовых растворах имеются благоприятные условия для вхождения урана и редких земель в решетку апатита. Возможно, что это является одной из причин того, что черные фосфориты, богатые органическим веществом и пиритом, относительно богаты также ураном и редкими землями.

Фосфориты и «тиллиты»

Неоднократное нахождение «тиллитов» в одном разрезе с фосфоритами, а местами и непосредственное их соседство, невольно возбуждает вопрос о причинах столь странного сочетания.

На Китайской платформе тиллитоподобные породы, или тиллоиды, залегают в нижней части синия и выделяются в самостоятельную свиту — «тиллиты Наньто» (правильнее их было бы называть тиллоиды

Наньто). Китайские геологи считают их ледниковыми образованиями. В качестве доказательства в пользу этого вывода они указывают шрамы на валунах и отсутствие сортировки материала.

Тиллоиды известны также в древних толщах Китайского Тянь-Шаня, Каратау, Улутау, юго-запада Сибири и на Енисейском кряже.

Ван Юэ-лунь (1960) описал характерные черты тиллоидов Китая и показал их распространение на карте. Тиллоиды в районе Наньто (г. Ичан на р. Янцзы, провинция Хубэй) представляют собой зеленовато-серый песчанистый аргиллит с рассеянными валунами и более мелкими обломками до величины песчаного зернышка. Форма большинства их угловато-округлая, причем они распределены без видимой сортировки. Состав валунов следующий: серые граниты, коричневые липарит-порфиры, кристаллические сланцы, филлиты, пелитоморфные известняки, кварциты и кремнистые породы.

Серия разрезов, заключающих тиллоиды, рассмотрена нами при описании фосфоритоносных районов. Мощность толщи тиллоидов в районе Наньто равна 35 *м*, а южнее, у г. Саньхэ, в провинции Гуйчжоу, достигает 500 *м*.

Тиллоиды подстилаются песчаниками свиты Наньто и покрываются свитой Доушаньто, обычно фосфоритоносной.

Несмотря на большое количество разрезов тиллоидов, описанных Ван Юэ-лунем, он только в одном месте (Ван Юэ-лунь, 1960, стр. 27) указывает, что песчаники, подстилающие тиллоиды, несут волноприбойные знаки и «причудливые царапины ледникового происхождения». Во всех остальных разрезах характер «ледникового ложа» остался неясным, нет данных и о фациальном профиле тиллоидов.

Наши наблюдения китайских тиллоидов ограничились фосфоритоносными районами № 22, 28, 36, 37 и марганцевым рудником Сянтань. Во всех этих местах тиллоиды представляют собой конгломераты с неправильно рассеянными валунами и гальками. Состав конгломератов оказался различным. В районах № 36, 37 и в Сяньтане — это песчанистый аргиллит с валунами разнообразного состава, на Ляодунском полуострове — это кварцит или глинисто-кварцевый сланец с валунами кварцита, в районе № 28 — это валуны доломита в доломитовом цементе. Как видно, материал в тиллоидах местный. В шлифах из основной массы тиллоида виден глинистый или карбонатный цемент и в нем беспорядочно рассеянные большей частью угловатые зерна разных размеров.

Следует оговориться, что конгломераты в районах № 22 и 28 китайские геологи не считали тиллоидами. После нашего совместного с Е Лянь-цзюнем осмотра этих конгломератов мы пришли к выводу, что эти породы имеют такое же строение, как и те, которые в Китае принимаются за тиллиты.

Переходя к проблеме происхождения китайских тиллоидов, остановимся на вопросах о ложе тиллоида, его связях с покрывающими и подстилающими породами и о других особенностях.

Ложе тиллоида наблюдалось нами в карьере рудника Сяньтань. Собственно говоря, здесь нет никакого ложа,— черный углисто-глинистый сланец с прослоечками марганцовистого кальцита и родохрозита вверх совершенно постепенно переходит в тиллоид. При этом в сланце постепенно исчезают марганцовистые прослойки и появляются редко рассеянные гальки разнообразных пород, а сам сланец становится песчанистым и более светлым. Количество галек вверх постепенно увеличивается и размеры их становятся крупнее. Переход глинистого сланца в валунный аргиллит совершается вверх по разрезу на протяжении 3—5 *м*.

Как уже указывалось, в уездах Юесян и Сюшуй тиллоиды переслаиваются с марганценосными известняками и углисто-глинистыми сланцами, а в уезде Сян-Сан среди тиллоида залегают слои угля.

Эти данные показывают, что ложе китайского «тиллита» не носит черт, характерных для материкового или горного ледника,— в случае твердого ложа на нем должны быть царапины и штрихи, в случае мягкого — смятия и включения подстилающей породы в тиллоид.

Происхождение китайских тиллоидов нельзя объяснить материковым оледенением, так как они сложены местным материалом. Переслаивание тиллоидов с морскими осадками, местами марганцовистыми или углистыми, не позволяет связывать их с высокогорным оледенением. Мутные течения тоже не дают удовлетворительного объяснения вопроса, так как тиллоиды залегают среди мелководных, частью морских, частью, возможно, пресноводных отложений, а не у основания материкового склона.

Вывод отсюда один: китайский «тиллит» — это не морена, он не является продуктом горного или материкового оледенения, а представляет собой, по крайней мере в нижней части, водноосадочное, вероятно, пролювиальное образование. Отчетливые ледниковые штрихи на валунах мною не наблюдались. Встречались «штрихи», образованные выветриванием вдоль трещин кливажа, притом на валунах с шероховатой выветрелой поверхностью, а не с гладкой и свежей, как должно быть в случае ледниковых валунов.

В природе известно несколько типов водноосадочных валунных глин — отложения плавающих льдов, пролювий, продукты подводных оползней и мутных течений.

Гипотезе плавающих льдов противоречит литология отложений — соседство валунных аргиллитов с толщами рифовых водорослевых доломитов, характерных для тропиков, соседство с кварцевыми песчаниками и красноцветами, тоже не свойственными холодному климату. Кроме того, валуны в китайских тиллоидах местные, что также не характерно для водноледниковых отложений, в составе которых неизбежно должны присутствовать экзотические, не местные породы.

Мнение о широком развитии ледниковых процессов в кембрии и позднем докембрии Сибири пользуется признанием у многих геологов. Споры по этому вопросу идут уже давно. В 1932 г. Н. С. Шатский писал: «Ни огромная мощность, ни характер этих конгломератов, по описанию Николаева, не дают достаточных неоспоримых доказательств в пользу их ледникового происхождения. Мне представляется возможным предполагать в них с таким же основанием и пролювиальные отложения» (Шатский, 1932, стр. 492).

Этот вывод Н. С. Шатского в свое время не нашел признания и до сих пор некоторые геологи считают уральские и сибирские валунные аргиллиты отложениями ледника — мореной или тиллитом. Внимательное изучение валунных образований, принимаемых за тиллиты, подтверждает идею Н. С. Шатского об их неледниковом происхождении. Так, В. Н. Григорьев и М. А. Семихатов (1958), изучая так называемые «тиллиты» Енисейского кряжа, пришли к заключению, что они принадлежат к чividинской свите нижнего кембрия, а не к протерозою, как предполагалось А. Н. Чураковым, и представляют собой нормальные морские конгломераты, накопившиеся у подножия поднятий и перемещенные на значительные расстояния подводными оползнями. Основанием для такого вывода им послужили следующие факты. Площадь распространения валунных аргиллитов имеет размеры 40 × 80 *км*, приурочена она к предполагаемой области поднятия и окружена со всех сторон обширной площадью синхронных морских отложений, не содержащих валунов или галек. Состав обломочного материала местный. Климат в то время был жарким, что подтверждается развитием на Сибирской платформе доломитов и даже гипсов и каменной соли. Нет признаков материкового оледенения, которое было бы обширным и где-либо оставило

свои следы. Нет основания для предположений и о высокогорном леднике, иначе где-нибудь сохранились бы конгломераты подножий.

В работе указанных авторов все же остаются не вполне ясными фациальные переходы валунных аргиллитов в безвалунные отложения.

Тиллитоподобные конгломераты Каратау примерно соответствуют основанию фосфоритоносной пачки. Г. И. Макарычев (1957) считает их конгломератами свалов, а не тиллитами.

Полоса кембрийских тиллоидов протягивается от Улутау через Каратау, Сарыджас, Калпинтаг и Куруктаг. Если учесть, что на продолжении этой полосы выходят тиллоиды в районах № 27и 28, то ее протяженность в общей сложности составит около 5000 *км*. Возможно, что вдоль этой полосы проходит разлом, хорошо откартированный в Каратау.

На очень широкое распространение тиллитов и тиллитоподобных образований на земном шаре в отложениях верхнего докембрия и кембрия указывает Г. Ф. Лунгерсгаузен (1963). Он не приводит доказательств их генетической принадлежности и лишь ссылается на то, что с классической отчетливостью ледниковые образования представлены в Африке. Однако тиллоиды верхнего докембрия Западного Конго теперь также считаются не мореной, а отложениями мутных потоков (Schemerhorn a. Stanton, 1963).

Для уверенного решения вопроса о происхождении валунных аргиллитов необходимо изучить характер поверхности их ложа, его палеорельеф, формы и размеры тиллоидных тел, их состав, источники материала, фациальные переходы в соседние одновременные отложения, характер выклинивания по простиранию и в сторону впадин, связь с подстилающими породами.

Допущение о пролювиальном происхождении китайских тиллоидов не противоречит их связи с фосфоритами и согласуется с идеей Н. М. Страхова о приуроченности пластовых фосфоритов к условиям аридного климата, с частичным заходом в гумидный.

Нет тиллоидов в таких районах распространения богатых фосфоритов, как Лаокай, Западный Хубэй и Малый Каратау. В Куньяне фосфориты отделены от тиллоидов мощной толщей нормальных осадочных пород. Во многих районах тиллоиды не сопровождаются фосфоритами. Следовательно, ассоциация фосфоритов и тиллоидов — скорее кажущаяся, вероятно, потому, что отложения рифея и кембрия на территории Азии вообще богаты тиллоидами.

Глава III

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МОРСКИХ ФОСФОРИТОВ

Сначала кратко разберем гипотезы о генезисе морских фосфоритов вообще, а затем рассмотрим условия фосфатонакопления в рифейских и кембрийских бассейнах на основании изучения органических остатков в фосфоритах, структур фосфоритов, палеогеографической обстановки и фациальных профилей фосфоритоносных бассейнов.

Гипотезы о генезисе морских фосфоритов

В настоящее время существуют три основные гипотезы происхождения морских фосфоритов: гидротермально-осадочная, химическая и биолитная.

Гидротермально-осадочная гипотеза образования фосфоритов была высказана во второй половине прошлого столетия французскими геологами и применена ими к объяснению происхождения меловых фосфоритов Соммы. Наиболее полное развитие она получила в работе Н. С. Шат-

ского (1955). Н. С. Шатскому было известно, что непосредственно в вулканогенно-осадочных и кремнисто-сланцевых формациях встречаются только бедные фосфориты. Богатые и крупные фосфоритовые месторождения приурочены к областям миогеосинклиналей, где проявления вулканизма отсутствуют или ничтожны. В таких случаях, по мнению Н. С. Шатского, фосфор, как и кремний, тоже имеет эндогенное происхождение и принесен сюда из соседних вулканических областей. Комплекс фосфоритоносных отложений миогеосинклинали Малого Каратау и Скалистых гор в США Н. С. Шатский назвал отдаленно-кремнистой вулканогенной формацией. Но эта формация оказывается настолько отдаленной от районов вулканизма, что для установления ее генетической связи с вулканами необходимо очень серьезное обоснование.

По этому вопросу весьма определенно высказался Н. М. Страхов: «По всем данным гидрохимии и физико-химии следует ожидать, что максимальная садка фосфатов должна была иметь место вблизи от пункта высачивания гидротерм, там, где имеются наиболее высокие концентрации фосфатных растворов. С удалением от пункта высачивания фосфаты во все возрастающей степени должны были смешиваться с морской водой, разбавляться в ней; соответственно, возможности для их химического выпадения в осадок должны резко убывать. Отсюда ясно, что предположение Н. С. Шатского физико-химически не обосновано, противоестественно и поэтому принято быть не может» (Страхов, 1960б, стр. 248).

Действительно, фосфоритоносные пачки Малого Каратау и районов № 36 и 46, как описано выше, имеют вполне определенный фациальный профиль и непосредственно не связаны с вулканизмом. Кроме того, Мэн Сян-хуа (1959, 1960) в кремнистых породах фосфоритоносной пачки Малого Каратау нашел спонголиты, ранее считавшиеся кремнистыми вулканогенно-осадочными химическими образованиями.

Эти данные также свидетельствуют не о гидротермально-осадочном происхождении фосфоритов.

Однако полностью отрицать вулканогенный источник фосфора нельзя, на что указывает наличие гидротермальных жил с апатитом. При этом необходимо иметь в виду следующие два обстоятельства. Если гидротермы обладают реакцией нейтральной или близкой к ней, то в них возможно ожидать только низкие концентрации фосфатов, может быть, немного более высокие, чем в современных реках. В таком случае для образования крупных фосфоритоносных бассейнов потребовалось бы огромное количество гидротермальных вод, едва ли не способное в течение геологического времени затопить всю сушу. Если же гидротермы несут кислую реакцию и соответственно богаты фосфором, то они неизбежно будут сопровождаться повышенной концентрацией алюминия и железа, которые должны занять определенное место в фациальном профиле фосфоритовых залежей. Однако таких сочетаний не наблюдается,— богатые фосфориты почти всюду бедны железом и алюминием. Богатые фосфориты нигде не переслаиваются ни с вулканогенными образованиями, ни с полимиктовыми или аркозовыми песчаниками, не содержат примесей этих материалов и не переходят в них фациально. Следовательно, и с этих позиций приходится отрицать генетическую связь фосфоритовых месторождений с гидротермальной или вулканической деятельностью.

Один из первых вариантов химической гипотезы происхождения фосфоритов был высказан в 1868 г. русским ученым А. Н. Энгельгардтом, который писал, что древесина, кости, губки и раковины в курском самороде окаменевали так же, как и песок, путем осаждения в них фосфора из раствора.

Наиболее полно химическая гипотеза в новом варианте разработана А. В. Казаковым (Казаков, 1937, 1939, 1950б). Благодаря своей подкупающей стройности она получила признание у многих видных советских

и зарубежных геологов (Б. М. Гиммельфарб, М. В. Кленова, Л. М. Пустовалов, Н. М. Страхов, Л. Б. Рухин, А. Б. Ронов, Мак-Келви, Свансон, Шелдон, Сальван и др.). Однако никто из них в полной мере не рассматривал ее обоснование. Этот вопрос был затронут в наших прежних работах (Бушинский, 1952, 1954) и теперь его следует рассмотреть в свете новых данных.

Для решения проблемы генезиса фосфоритов А. В. Казаков привлекал данные эксперимента, океанологии и геологии. Экспериментальные исследования имели целью изучение системы равновесия фосфатов в условиях, близких к природным. Но так как природная обстановка очень сложна, то сначала была изучена простая схема в дистиллированной воде без фтора и с фтором (Казаков, 1939). Состав равновесной жидкой фазы в системе $CaO—P_2O_5—HF—H_2O$ при t = 25° следующий (в *мг/л*):

CaO	P_2O_5	F	pH
20—30	0,10—0,05	8—15	8,0±0,5

При понижении концентрации фтора ниже 8 *мг/л* содержание P_2O_5 в равновесной жидкой фазе остается таким же, но в осадке обнаруживается фторгидроксилапатит.

Заданные условия в этой системе приближались к пресным мягким водам и были весьма далеки от условий морской воды. В работе 1950 г. А. В. Казаков привел более точные результаты исследования той же системы. Он установил, что содержание P_2O_5 в жидкой фазе, равновесной с фторапатитом, варьировало от 0,020 до 0,080 *мг/л* при pH 8,2—8,6, но при pH 7,6 достигало 0,20 *мг/л*.

Чтобы приблизить условия опыта к природным, А. И. Смирнов (1958) продолжил опыты А. В. Казакова в условиях соленой воды, отвечающей по концентрации NaCl морской воде. При этом он пользовался малыми объемами воды (0,5 *л*). Благодаря малым объемам, по его мнению, обеспечивалась хорошая изоляция проб от загрязнения грибками и бактериями, весьма искажавшими результаты в опытах А. В. Казакова. Содержание P_2O_5 в равновесной жидкой фазе при опытах А. И. Смирнова (судя по составленным им диаграммам), оказалось более высоким, чем в опытах А. В. Казакова. Видимо, эти же данные (уже в цифрах) были приведены А. И. Смирновым, Р. Б. Ивницкой и Т. П. Залавиной (1958), которые указывали, что в морской воде с соленостью 3,5% и содержанием CaO 560 *мг/л* максимальная концентрация P_2O_5, насыщающая воду, составляет: 0,10—0,20 *мг/л* при pH 8,0—8,2; 0,30—0,70 *мг/л* при pH 7,6—7,8 и 1,10—12,5 *мг/л* при pH 7,0—7,1. Из этих цифр авторы сделали вывод, что океаническая вода с pH 8,1, содержащая P_2O_5 в среднем 0,114 *мг/л*, почти насыщена фосфатами и что этим подтверждается возможность химического выпадения из нее фосфатов.

Условия этих опытов уже довольно близки к природным. Отступление от природы состоит в том, что не были введены такие важные компоненты, как фтор, магний, углекислота и аммиак. Цифры, полученные авторами, с трудом ложатся в ряды и нуждаются в уточнении.

Эти же авторы (Смирнов, Ивницкая, Залавина, 1962) продолжили свои исследования далее с добавлением CO_2, F и SO_3. Для накопления твердых фаз опыты проводились с большими объемами воды, порядка 20—60 *л*. При этом более четко выяснились влияния различных компонентов на растворимость апатитовых минералов, а также определены равновесные с ними концентрации водных растворов. Основные результаты этих опытов и некоторые выводы из них следующие.

1. Повышение концентрации (общей.— *Г. Б.*) CO_2 в системе на 50 *мг/л* вызывает увеличение растворимости гидроксилапатита в 7—8 раз при pH 8,1 и более чем в 10 раз при pH 7,6. При содержании CO_2

100 *мг/л* и CaO 560 *мг/л* растворимость гидроксилапатита при pH 8,1 равна 2,5 *мг* P_2O_5 на 1 *л*, а при pH 7,6 — около 40 *мг/л*.

2. Изменение концентрации водородных ионов на единицу pH, т. е. в 10 раз, вызывает соответствующее изменение равновесной концентрации P_2O_5 также в 10—12 раз.

3. Между концентрациями ионов Ca и PO_4 существует обратная пропорциональная зависимость — чем выше концентрация кальция, тем ниже растворимость апатита.

4. Присутствие фтора практически не изменяет растворимости апатита.

5. Повышение концентрации SO_3 вызывает увеличение растворимости апатита — при изменении содержания SO_3 от 10 до 40 *мг/л* растворимость апатита возрастает от 0,08 до 0,80 *мг* P_2O_5 на *л* раствора. Из морской воды с концентрацией SO_3 44 *мг/л* и P_2O_5 1 *мг/л* при pH 8,57 осаждается натрийсульфатапатит.

6. При подщелачивании морской воды, насыщенной фосфатами, в первую очередь выпадает не кальцит, как предполагал А. В. Казаков, а фосфат.

7. Океаническая вода с pH 8,1, содержащая CaO 560 *мг/л*, F 1 *мг/л*, SO_3 220 *мг/л* и CO_2 73 *мг/л*, может содержать в растворе 0,25—0,35 *мг/л* P_2O_5 вместо имеющихся 0,11 *мг/л*, т. е. она в 2—3 раза недосыщена фосфатами. Осаждение фосфата как из морской, так и из грунтовой (иловой) воды возможно в результате ее подщелачивания путем удаления CO_2 или смешения с более щелочными водами.

Если в предварительной своей статье авторы делали вывод, что морская вода почти насыщена фосфатами, то во второй статье уже говорят о ее недосыщенности в 2—3 раза. Впрочем в том же сборнике А. И. Смирнов (1962) утверждает, что воды глубоких частей океанических бассейнов близки к насыщению фосфатами. Трактовка идеи А. В. Казакова делается ими не совсем правильно. А. В. Казаков писал об одновременном или последовательном выпадении сначала кальцита, а потом фосфата в результате удаления CO_2 и соответственного насыщения морской воды фосфатом, а не при подщелачивании уже насыщенного раствора.

Что касается возможности выпадения фосфатов из раствора грунтовой воды в иле на дне моря, то для этого совсем не обязательно смешение ее с более щелочной водой, например, при взмучивании осадков. Теперь уже хорошо известно, что фосфоритовые конкреции, всевозможные фосфатные псевдоморфозы и кристаллики радиальнолучистого фосфата, устилающие стенки пор в фосфорите, образовались не в воде бассейна, а в иле морского дна.

На недосыщенность вод морских глубин фосфатами указывает интенсивная коррозия костных остатков на дне океанов, в результате чего кости растворяются полностью и сохраняются только наиболее стойкие части зубов в виде эмали и дентина. Корродированные зубы встречаются не только в иле, но и те, которые лежат на его поверхности или выступают из него (устное сообщение С. К. Гиппа и Л. С. Гликмана).

Трудно допустить, что осаждение фосфатов, содержащихся, как известно, в высоких концентрациях в грунтовом растворе, возможно при взмучивании осадков и смешении придонных и грунтовых вод. Такой процесс может происходить только на мелководье, где воды бедны фосфатами, поэтому он неизбежно приводит к разбавлению грунтового раствора, в результате чего смешанные воды не достигнут насыщения, необходимого для осаждения фосфатов. Кроме того, если бы фосфат в условиях взмучивания и выпал в осадок, то он был бы унесен волнами и отложился бы вместе с другими тонкими частицами в глубоких частях бассейна.

Перейдем к океанологической части гипотезы А. В. Казакова. Фосфаты, растворенные в морской воде, являются, как известно, очень важным и дефицитным питательным веществом для фитопланктона, который в свою очередь служит пищей для животных организмов. Организмы после отмирания падают на дно, увлекая за собой и фосфор, а, разлагаясь, снова его освобождают. В результате этого в морях поверхностный слой воды мощностью 100—200 *м* содержит P_2O_5 обычно 0,050—0,010 *мг/л* и меньше, а более глубокие слои воды — 0,150—0,175 *мг/л* и местами до 0,300 *мг/л*. С глубиной вместе с увеличением концентрации фосфатов увеличивается и концентрация общей углекислоты.

Основываясь на этих фактах, А. В. Казаков писал: «Таким образом, в глубоких частях бассейнов мы имеем огромные резервы растворенных фосфатов, которые в некоторых случаях донными холодными течениями могут подводиться к шельфам континентов и здесь за счет уменьшения парциального давления CO_2 в воде должны неизбежно выпадать из ставших «пересыщенными» в новый физико-химической обстановке растворов» (Казаков, 1937, стр. 6). В этих водах происходит последовательная кристаллизация и выпадение сначала кальцита, а потом фторапатита (Казаков, 1937, стр. 6). В более поздней работе А. В. Казаков (1939) говорит уже о совместной кристаллизации этих минералов, при этом кальцитовые кристаллики, по его мнению, должны образовываться более крупными, чем апатитовые. Это «с очевидностью предопределяет их расслаивание в движущихся восходящим потоком к береговой линии водных массах. Естественно, в первую очередь (в более нижних частях шельфа) будет седиментироваться главным образом $CaCO_3$ и с некоторым запозданием, в смежных, расположенных ближе к берегу частях шельфа отлагаться фосфат, захватывая обычно (эндокриптия) некоторое количество $CaCO_3$ (коагель)» (Казаков, 1939, стр. 74).

А. В. Казаков допускает также кристаллизацию и одного апатита, без кальцита. Происходит это, по его мнению, в тех случаях, когда парциальное давление CO_2 в агрессивных водах понижается за счет растворения ими $CaCO_3$ донных осадков или известковых терригенных и органогенных суспензий.

Необходимо рассмотреть, где в гипотезе А. В. Казакова факты и где предположения и насколько эти предположения обоснованы.

Восходящие морские течения, которые выносят холодные воды, богатые фосфатами, из глубин к шельфам континентов, действительно имеются. Они распространены вдоль западных берегов Африки и Америки. В тропическом поясе ветры, постоянно дующие в западном направлении, увлекают за собой поверхностные воды, взамен которых поднимаются новые массы воды из глубин. В областях восходящих течений благодаря приносу глубинными водами P, Si, N и других питательных веществ наблюдается пышный расцвет планктона и обилие рыбы. Однако характер гидрохимических процессов, которые происходят в поднимающихся водах, изучен еще слабо, оставляя большой простор для различных предположений.

Гипотеза А. В. Казакова изобилует такими предположениями: об установившемся ранее равновесии фосфатов в глубинных водах, о нарушении этого равновесия, о последовательной кристаллизации и выпадении сначала кальцита, а потом фторапатита, о совместной их кристаллизации, о размерах кристалликов апатита и кальцита, об их расслаивании в токе восходящей воды, об их раздельном осаждении и о захвате фосфатами некоторого количества $CaCO_3$, а также о кристаллизации одного апатита без кальцита.

Не все эти предположения бесконтрольны, по некоторым из них можно высказать вполне определенное суждение. На неправильные выводы

А. В. Казакова о выпадении кальцита и фосфата в областях восходящих течений было указано ранее (Бушинский, 1938, 1954).

Обосновывая возможность химического выпадения $CaCO_3$ глубже фосфатной фации, А. В. Казаков приводит следующую аргументацию: «Известковые (или известково-глинистые) осадки нижней половины шельфа, отлагающиеся еще в зоне «фосфатных вод», содержащие избыточное количество CO_2 и недостаток O_2, т. е. носящие черты «отравления», обычно почти не содержат бентонной фауны. Пожалуй, это еще более резко выражено для фосфатных шельфов геосинклинальных бассейнов с интенсивным фосфатонакоплением — фосфориты швагериновой толщи C_3 бассейна р. Селеук по западному склону Урала, нижнесилурийские фосфориты Каратау в Средней Азии и т. д., где формируется типичная фация химических афанитовых темного цвета известняков» (Казаков, 1939, стр. 75).

Эти утверждения не соответствуют известным фактам. Во-первых, еще не доказано, что известковые осадки нижней половины шельфа, т. е. залегающие глубже фосфатной фации, являются химическими образованиями. Имеются как раз обратные указания о том, что они состоят из органогенного материала. Это относится к илам Атлантического океана и к писчему мелу, состоящим из кокколитов и раковин фораминифер. О первичном составе афанитовых известняков нет никаких данных. Во всяком случае приписывать им химическое происхождение, да еще из вод, содержащих избыточное количество CO_2, явно несостоятельно.

Во-вторых, нигде в литературе не указано о недостатке свободного кислорода в какой-либо части шельфа в областях восходящих течений. По данным экспедиций «Челленджера», «Метеора» и др., в таких областях имеется достаточное количество кислорода, о чем свидетельствуют как прямые определения этого элемента в придонных водах океанов, так и наличие богатой органической жизни на дне. Об отравлении углекислотой не может быть и речи, так как ее концентрация в областях восходящих течений, по уверению самого А. В. Казакова, не возрастает, а убывает. Если обратиться к ископаемым осадкам, то и они не дают доказательств возможного «отравления» вод. Так, пластовые фосфориты Скалистых гор и Северной Африки, хотя и содержат лишь редкие остатки моллюсков, но зато буквально переполнены копролитами илоядных животных (на что указывал еще Я. В. Самойлов). В селеукских, каратаусских и китайских фосфоритах также встречаются копролиты илоедов, спикулы губок и редко остатки донных известковых водорослей.

Наконец, в-третьих, селеукские фосфориты отлагались не на «фосфатном шельфе» геосинклинали, а в Предуральском краевом прогибе. Каратаусский бассейн представлял собой довольно узкий пролив, так что говорить о приуроченности фосфоритов в нем именно к шельфу геосинклинали нет никаких оснований. Фосфоритоносные районы № 36, 41 и 46, Скалистых Гор, Алжира, Египта, Ирака и Сирии также не примыкали к геосинклинальному океаническому бассейну.

В итоге изложения своей гипотезы А. В. Казаков указывает, что «фосфоритообразование не может происходить в зоне фотосинтеза (до глубины 50 *м*), где растворенный фосфат быстро ассимилируется фитопланктоном, а также в глубоких частях моря (более 200 *м*), где высокое содержание CO_2 препятствует образованию условий пересыщения фосфатом. С этой точки зрения химическое осаждение фосфатов может происходить только в верхней и средней частях шельфа, т. е. на глубине ориентировочно 100 ± 50 *м*. При этом налицо должны быть два условия: а) прямая связь шельфа с более глубокими частями бассейна (резервы мобильного фосфора); б) восходящие к шельфу глубинные течения, как основной «транспортер» растворенных фосфатов из областей их резервов» (Казаков, 1939, стр. 76).

Эти выводы также противоречат фактам. В сеноманских фосфоритах Курской и Саратовской областей давно известны находки травоядных брюхоногих моллюсков из родов турбо и трохус. Такие же моллюски найдены О. В. Савчинской в сеноманских фосфоритах северной окраины Донбасса. Они свидетельствуют об осаждении фосфора в зоне зарослей морской травы, т. е. на глубинах порядка 10—60 *м*. Находки донных известковых водорослей в фосфоритах Каратау и Западного Хубэя подтверждают вывод о мелководности и древнего фосфатонакопления.

Современные фосфориты в морях — у мыса Доброй Надежды и у побережья Калифорнии, связанные с восходящими течениями, довольно бедные, желваковые, встречаются на глубинах от 60 до 2500 *м*. Следовательно, как верхняя, так и нижняя границы глубин образования фосфоритов шире, чем те, которые выводит А. В. Казаков из своей гипотезы.

«Реальные глубины фосфатонакопления,— пишет Н. М. Страхов (1960, т. 2, стр. 231),— зависели от типа морского водоема и несомненно отличались от приведенных (А. В. Казаковым) цифр как в сторону их уменьшения, особенно на платформах палеозоя и мезозоя, так и в сторону увеличения, особенно в геосинклинальных зонах».

Площади, на которых отложились верхнекамские, рязанские, курские и актюбинские фосфориты, не являлись шельфами геосинклиналей и не имели прямой связи с глубокими частями морских бассейнов. Что касается валанжинских фосфоритов (верхнекамских, рязанских, чувашских и др.), то самые мощные их скопления образовались как раз в наиболее глубоких участках моря, покрывавшего Русскую платформу. Фосфориты крупнейших бассейнов — Скалистых гор и Северной Африки, как показывают данные Е. В. Орловой (1951), отлагались также не на шельфах океанов. Район наибольшего фосфатонакопления в первом из этих бассейнов был отделен от океана поднятием Манхэттен в виде островов и мелей, а во втором — представлял собой узкий залив длиной около 1500 *км*. Таким образом, области фосфатонакопления, если и имели связь с глубокими частями бассейнов, откуда восходящие течения могли приносить фосфаты, то не прямую, а довольно-таки отдаленную.

Н. М. Страхов (1960а, б), отмечая, что палеогеографические карты для ряда фосфатонакопляющих морей заведомо не удовлетворяют гипотезе А. В. Казакова, пытается все же развить ее далее. Во внутриконтинентальных морях платформенного типа, в связи с их относительной мелководностью, уменьшалась глубина зоны взмучивания, а верхняя граница зоны спокойной воды, где накапливались растворенные фосфаты, тоже перемещалась вверх. Следовательно, в наиболее глубокой, придонной, части относительно мелководных платформенных морей, по предположению Н. М. Страхова, создавались такие концентрации фосфатов, которые разрешали химическую садку P_2O_5 в областях восходящих течений, идущих с относительно малых глубин.

Однако с этим трудно согласиться, так как в некоторых бассейнах (кембро-синийский бассейн впадины Синань, сеноманский бассейн Днепровско-Донецкой впадины) фосфориты отлагались у западных, восточных, северных и южных берегов. Представить же существование восходящих течений одновременно ко всем берегам невозможно.

На основании изучения микроструктуры фосфоритов я в 1938 г. высказал мнение, что фосфат осаждался непосредственно из иловой или грунтовой воды, т. е. в морском иле. Фосфатные желваки не могли возникать в морской воде и оттуда падать на дно. Этим самым подчеркивалась нереальность предположения А. В. Казакова о выпадении фосфата из морской воды.

Учитывая эти замечания, А. В. Казаков впоследствии развил соответствующую часть своей гипотезы. Он разделил процесс образования фосфоритов на ряд этапов. В течение первого этапа, по его мнению, происходила первичная хемоседиментация коллоидально-дисперсного фосфата из объема протекающей над шельфом (зоной мелководья) морской океанической воды, одновременно с механическими осадками терригенного материала. Во втором этапе, или в стадию раннего диагенеза, фосфатные частички, рассеянные в толще осадка, стягивались, образуя конкреции, а в третьем этапе (поздний диагенез) появились новые минералы — пирит и сидерит.

Ни А. В. Казаков, ни А. И. Смирнов не указывают размеров частиц гидроксилапатита или фторапатита, которые получались при их экспериментах. Только Е. В. Рожкова с соавторами (1962) упоминают, что полученная ими муть, содержащая фосфаты кальция, не отстаивалась в течение нескольких дней. Если это так, то размеры фосфатных частиц, которые якобы выпадают из раствора морской воды в области восходящих течений, окажутся столь малыми, что неизбежно будут разнесены этими течениями по океану и никаких фосфатных накоплений не дадут. В лучшем случае эти предполагаемые частицы фосфатов осядут вместе с другими тонкими частицами — глинистыми, карбонатными или кремнистыми в спокойной воде. Но для отложения богатых фосфатов, напротив, характерны условия подвижной воды или мелководья.

Следовательно, гипотеза химического осаждения фосфатов кальция из морской воды противоречит имеющимся фактам.

Совместно с фосфоритами нередко встречаются сидерит, родохрозит, доломит и пирит — минералы как бы чуждые условиям фосфоритообразования. «Все эти факты геологами обычно истолковывались на основе формального понимания учения о парагенезе»,— писал А. В. Казаков». «Вся эта путаница существовала до тех пор, пока методами физической химии нами не были проработаны системы физико-химических равновесей для апатитовой, сидеритовой и доломитовой (частично) донных фаз. При этом оказалось, что параметры образования и устойчивости этих минералов резко различны, друг друга не перекрывают и, следовательно, об общности их генезиса и возведения одного из них как поискового признака другого не может быть и речи» (Казаков, 1950а, стр. 65). Эти минералы образуются на разных этапах диагенеза. «При этом каждой новой фазе минералу соответствуют свои специфические условия изменяющейся среды — уровни Eh и pH, ионные концентрации, газовое давление и т. п.» (Казаков, 1950а, стр. 47).

Смысл последней цитаты из работы А. В. Казакова весьма близок к выводам, уже неоднократно опубликованным в наших работах, начиная с 1934 г. В них указывалось, что минералы, слагающие фосфориты, образовались не одновременно, а в определенной последовательности при диагенезе на дне моря в иле, на разных его горизонтах. Каждый из этих горизонтов характеризовался своими физико-химическими особенностями и своим минералообразованием. По мере накопления осадков эти горизонты передвигались вверх, а соответствующие каждому из них минеральные выделения накладывались друг на друга.

Как видно, эти выводы А. В. Казакова не являются новыми, его упрек геологам в путанице не обоснован, а парагенезис минералов в фосфоритах был объяснен раньше, чем он проработал свою систему физико-химических равновесий апатита, сидерита и доломита.

Более того, прямое применение опытов А. В. Казакова в природе может ввести геологов в заблуждение. Например, для выпадения сидерита им определены интервалы pH от 6,0 до 6,5. Это довольно кислая среда, неизвестная в морских илах. При таких низких pH выпадение $CaCO_3$ не происходит ни в морях, ни в озерах. Из этих опытов А. В. Казакова

должен был следовать вывод о невозможности осаждения сидерита в морских условиях, ни в воде, ни в иле, а также о невозможности его парагенезиса с карбонатными осадками. В действительности сидерит очень широко распространен в морских отложениях, в том числе и в карбонатных осадках. В болотах, по нашим многочисленным определениям, сидерит выпадает в интервале pH от 7,1 до 7,3.

Неверны также выводы А. В. Казакова об отсутствии общности генезиса фосфорита, сидерита, доломита и пирита и о невозможности использования одного из них как поискового признака другого. В действительности разные стадии диагенеза не являются независимыми и самодовлеющими, они между собой закономерно связаны и ранние из них до известной степени влияют на особенности и ход более поздних. В свою очередь все они, опять-таки до известной степени, предопределяются условиями осадконакопления в бассейне.

Теперь о доломите. «В качестве предварительной гипотезы доломитообразования,— пишет А. В. Казаков,— мы выдвигаем следующую концепцию... Решающим процессом в системе массового доломитообразования является накопление в водной среде (водоем, иловые воды) бикарбоната магния, единственно в основном обусловливающего и необходимый высокий pH, и высокий щелочной резерв среды. При наличии в той же среде широко распространенного в природных водах бикарбоната кальция процесс доломитообразования идет при этом уже автоматически» (1950а, стр. 65). О работах Н. М. Страхова, выяснившего в основном роль pH и щелочного резерва в осаждении доломита, А. В. Казаков не упоминает.

Высокие концентрации бикарбоната магния в природных системах, по А. В. Казакову, создаются двумя основными путями. «Каждый из них исходит из магнезиальных солей реликтовых морских вод, захороненных в толще осадков (главным образом древних). Первый путь — биохимическая редукция сульфатного иона из $MgSO_4$ и второй путь — обменная реакция по модернизированной схеме Гайдингера — предпосылка для массового диагенетического образования бикарбоната магния и кальция, а следовательно, и доломита» (Казаков, 1950а, стр. 66).

Как известно, количество реликтовых морских вод, захороненных в толще осадков, составляет обычно не больше 50% породы. Исходя из содержания 0,13% магния в нормальной морской воде, при ее захоронении может получиться не более 0,5% доломита в среднем от толщи породы.

Следовательно, какие бы биохимические процессы ни происходили, как ни модернизировать схему Гайдингера, получить массовое накопление доломита из захороненных вод невозможно. Таким образом, простейший количественный расчет показывает несостоятельность концепции доломитообразования, выдвинутой А. В. Казаковым.

Массовое осаждение доломита в иле возможно только на первой стадии диагенеза, когда иловые или грунтовые воды еще не потеряли связи с водой бассейна, когда их еще нельзя считать погребенными. Одним из выражений этой связи является приток магния в ил путем диффузии и осаждение его там в форме доломита. Н. М. Страхов предполагает осаждение на дно моря сначала эфемерных магнезиальных карбонатов или основных солей магния, которые в процессе диагенеза дают доломитовые породы пятнистого типа.

Кроме того, необходимо отметить, что ни седиментационные, ни диагенетические доломиты не характерны для областей восходящих течений.

Оптимальные условия фосфоритообразования, по А. В. Казакову, приурочены к шельфам синеклиз, где будто бы и происходит садка фос-

фата из протекающей по шельфам океанической воды. Некоторые фосфоритные скопления действительно приурочены к окраинам морских бассейнов, выполнявших прогибы, что уже отмечал А. Д. Архангельский (1927). Однако валанжинские фосфориты Верхнекамского района, Московской и Рязанской областей приурочены к центральным частям прогибов, а в сторону мелководья выклиниваются. Такой закономерности, о какой говорит А. В. Казаков, здесь не наблюдается, а та, которая им якобы установлена, давно известна.

Нельзя согласиться с представлениями А. В. Казакова и о роли трансгрессий и регрессий: «Как уже выше было отмечено, прогибание и формирование открытых (в океанический бассейн) синеклиз является главнейшим актом, вызывающим перемещение океанических вод по синеклизам на платформы. Таким образом, сама динамика океанических вод (трансгрессия), возникновение самих донных течений являются прямым принципиально важным следствием платформенной тектоники» (Казаков, 1950а, стр. 51).

Прогибание действительно вызывает перемещение части океанических вод в прогибы. Простейшим расчетом и здесь нетрудно показать, что если бы даже весь фосфор этих перемещенных вод выпал в осадок, то его так мало, что не могло бы получиться и одного ряда фосфоритных желваков. Для образования фосфоритного слоя необходим длительный приток фосфатных вод, которые могут быть принесены либо морским течением, либо рекой. Вертикальные движения земной коры на платформах и даже в геосинклиналях идут слишком медленно, чтобы стать причиной возникновения и дальнейшего хода морских течений. Тектонические движения не являются причинами течений, так же как движение черепахи не в состоянии вызвать бурю. Тектонические движения создают подводный рельеф и этим до некоторой степени определяют возможность существования и направления течений. Однако не тектоника является их движущей силой, так же как рельсы не являются движущей силой поезда, хотя они и необходимы для его движения. Возникновение и дальнейший ход морских или океанических течений как поверхностных, так и донных обязано не тектонике, а главным образом ветру.

Здесь А. В. Казаков допустил методическую ошибку, пытаясь временный или очень медленно действующий фактор — тектонику — представить вызывающим постоянно или сравнительно быстро действующий фактор — течения.

В заключение А. В. Казаков (1950а) изложил теоретические предпосылки прогноза нахождения фосфоритных месторождений. Он выдвинул три таких предпосылки. Согласно первой из них, образование фосфоритов связано с выпадением фосфата из морских вод нормальной солености. «Это положение исключает из объектов для прогнозов на фосфориты территории континентальных осадков (суши), а также территории, занятые пресноводными и засолеными бассейнами» (Казаков, 1950а, стр. 61). Как видно, эта предпосылка полностью совпадает с той, на какую указывал А. Д. Архангельский еще в 1927 г.

Согласно второй предпосылке, к перспективной категории относятся «депрессионные зоны — синеклизы, прогибы, мульды, проливы,— непосредственно открытые в океанический бассейн, являющиеся основными транспортными путями фосфатизированных глубинных океанических водных масс в глубь прилегающего континента» (Казаков, 1950а, стр. 61). По существу вторая предпосылка является иным изложением или разъяснением первой, так как все бассейны, выполняющие «синеклизы, прогибы, мульды, проливы», могут удерживать нормальную соленость только тогда, когда они открыты в сторону океана.

Согласно третьей предпосылке, требуется непрерывный приток океанической воды (донные течения) по депрессиям глубиной не менее 100 *м*

в течение длительного геологического времени, в связи с медленностью фосфоритообразования. Это действительно новая идея в прогнозировании фосфоритов. Однако она остается без доказательств, и как ею пользоваться практически — неизвестно. Напротив, прослеживая литологический состав осадков от богатых фосфоритовых залежей в глубь бассейнов, мы видим, как эти осадки переходят в кремнисто-глинистые сланцы или афанитовые карбонатные породы. Образование этих пород происходило в очень спокойной воде. В областях же современных восходящих течений осадки довольно грубые, часто песчанистые. Следовательно, третья предпосылка А. В. Казакова противоречит фактам.

Исходя из этих предпосылок прогнозирования, А. В. Казаков привел в качестве примера четыре перспективных бассейна, где можно найти фосфоритовые месторождения — Обь-Иртышская синеклиза, мезозойская Лено-Вилюйская впадина, нижнепермская Верхоянская дуга и силур Сибирской платформы. Должно быть, из осторожности им были выбраны именно те бассейны, в которых фосфориты уже были известны ранее. Про один из них — Вилюйский, по нашим новым данным, можно сказать теперь вполне определенно, что он бесперспективен.

Для решения весьма важного вопроса о причине совместного нахождения фосфорита с доломитом А. В. Казаков, М. М. Тихомирова и В. И. Плотникова (1957) произвели экспериментальное изучение системы водных карбонатных равновесий (доломит, магнезит). Ими получен доломит в ампулах из водного раствора при температуре 150°, с величиной pH 6,16 и щелочным резервом 6,1 *мг-экв/л* в равновесном растворе (в тексте на стр. 53 указывается другая величина — 8 *мг-экв/л*). Исходный раствор имел pH 7,94 и щелочной резерв 30,5 *мг-экв/л*. В морской воде щелочной резерв лежит в пределах 0,8—2,5 *мг-экв/л*, т. е. находится значительно ниже величины, необходимой для образования доломита, не говоря уже о температуре. Отсюда авторы делают вывод, «что возможность одновременного (синхронного) образования доломитов и фосфоритов совершенно исключается, так как гидрохимический режим их образования резко различен и несовместим. В доломитизированных фосфоритсодержащих остатках доломиты по отношению к фосфоритам всегда являются позднейшими (вторичными) образованиями, что легко усматривается и из анализа микроструктур в шлифах» (Казаков, Тихомирова, Плотникова, 1957, стр. 54). Фосфориты, как они утверждали, не встречены в осадках даже ранней стадии осолонения.

Очевидно, что указанным авторам не удалось получить доломит в условиях, близких к условиям моря. Следовательно, эксперимент их недоработан, а выводы неправомерны. Изучение микроструктур фосфоритов показывает, что совместно с фосфоритами встречается как диагенетический, так и седиментационный доломиты. Вопрос о причине совместного нахождения доломита с фосфоритом остался нерешенным.

Н. М. Страхов (1960а, б, 1962) присоединился к гипотезе А. В. Казакова и высказал некоторые критические замечания и новые соображения в ее развитие. Изучая размещение фосфоритовых месторождений на составленных им новых палеоклиматических картах, он заметил, что наиболее крупные и богатые фосфоритовые залежи возникали в морях аридных зон. Соленость этих морей, по его мнению, была лишь слегка выше нормальной морской или даже от нее практически не отличалась. Так, крупнейшие фосфоритовые залежи верхнего мела и эоцена Северной Африки образовались в аридной полосе того времени, точнее — на краю ее (хотя временно туда достигала граница гумидной зоны, на что указывает присутствие оолитовых железных руд в Тунисе). Наибольшая интенсивность фосфатонакопления в пермской формации Фосфория западных штатов США приходится на ее южную часть, целиком принадлежавшую аридной зоне; по мере движения на север, при смене

аридных условий на гумидные, фосфоритоносность резко убывает (Орлова, 1951). Кембрийские фосфориты Каратау Н. М. Страхов также относит к аридной зоне на основании ассоциации их с доломитами, которые в палеозое были типичным образованием аридных зон в самые начальные моменты осолонения бассейна.

Уловить этот начальный момент, очевидно, нелегко, если учесть, что в кровле фосфоритов Каратау прослеживается горизонт доломита с повышенным содержанием железа и марганца, а в толще доломитов Восточного Саяна заключена мощная залежь боксита — характерного представителя гумидной зоны. Нижний наиболее богатый фосфоритовый горизонт в районах № 37 и 41 заключен среди бескарбонатных глинистых сланцев, также характерных для гумидной зоны.

Приуроченность богатых фосфоритов в основном к аридному климату Н. М. Страхов объясняет тем, что именно в аридных областях, где господствуют постоянные ветры одного направления, вызывающие восходящие течения, согласно гипотезе А. В. Казакова, имеются наиболее благоприятные условия для накопления мощных фосфоритовых залежей. Кроме того, в морях аридных зон, несколько более минерализованных, несомненно наступало их насыщение и даже некоторое пересыщение фосфатами вследствие постоянного удаления воды при испарении. Это содействовало химическому осаждению фосфатов.

По вопросу о восходящих течениях уже говорилось, что ни в одном случае связь их с пластовыми фосфоритами не установлена сколько-нибудь бесспорно. Напротив, для ряда фосфоритоносных районов имеются факты, указывающие на отсутствие такой связи. Так, южная часть фосфоритоносного района формации Фосфория была отделена от открытого моря поднятием Манхэттен, которое могло представлять немаловажную преграду для восходящих течений. Фосфориты Алжира, Туниса и Каратау отлагались в проливах, трудно достижимых для восходящих течений. В фосфоритоносном бассейне впадины Синань кембрийские фосфориты отлагались на всей его периферии, что также исключает связь их с восходящими течениями. Наконец, в областях современных восходящих течений у западного берега Африки фосфориты не найдены, а у западного берега Америки известны только бедные желваковые фосфориты, главным образом вымытые из более древних осадков.

Что касается увеличения минерализации вод при испарении, якобы способствовавшей осаждению фосфатов, то оно неизбежно влекло бы за собой садку карбонатов, повышение солености и удельного веса вод, которые, напротив, создавали бы нисходящее течение. Действительно, при осолонении бассейнов ни на одной стадии, начиная от нормальной солености до начала выпадения хлоридов, выделить стадию осаждения фосфатов невозможно, так как ее не существует.

По мнению Н. М. Страхова, характерными особенностями образования желваковых фосфоритов являются следующие: 1) чрезвычайная распространенность перемывания осадка в процессе формирования фосфатных серий; 2) весьма замедленное осадкообразование; 3) очень малые отложения терригенных частиц; 4) развитие диагенетического перераспределения фосфатов; 5) залегание ближней к берегу части профиля на размытой поверхности, а удаленной — с слабым размывом или с отсутствием размыва.

В действительности все эти черты свойственны и пластовым фосфоритам, что видно из описания фосфоритоносных районов.

Н. М. Страхов отмечает также что: 1) высокие концентрации фосфатов на дне возникали в аридной зоне сразу же в первичном седиментационном акте и не подвергались диагенезу; 2) в генезисе пластовых фосфоритов явление перемывания осадка в качестве рудообразующего фактора не имело место вовсе; 3) пластовые фосфориты в сторону выклинива-

ния переходят в желваковые; 4) причиной образования фосфоритовых конкреций является низкая концентрация фосфатов; 5) пластовые фосфориты практически лишены фауны и 6) самостоятельных желваковых фосфоритов в отложениях аридных зон нет совсем.

Из многочисленной литературы известно, что почти все пластовые фосфориты сложены фосфатными зернами (псевдоморфозы по копролитам) и оолитами. Невозможно допустить, чтобы эти зерна и оолиты «в первичном седиментационном акте» падали готовыми на дно бассейна. Такие структуры у пластовых фосфоритов возникали при диагенезе, о чем писал еще Я. В. Самойлов (1912). Накопление богатых пластовых фосфоритов почти всюду сопровождалось многократным перемыванием осадка (Мэн Сян-хуа, 1959, 1960; Трухачева, 1962; Смирнов, Тушина, 1962), что приводило к их обогащению благодаря выносу тонких примесей (Бушинский, 1963). В сторону выклинивания богатые пластовые фосфориты чаще всего разубоживаются карбонатными, кремнистыми и глинистыми примесями, переходя в фосфатсодержащие и далее в бесфосфатные породы. Желваки фосфорита при этом появляются весьма редко, далеко не во всех пластах. В то же время известно присутствие желваков фосфорита и в богатом пластовом фосфорите Куньяна. Эти желваки, очевидно, образовались при высокой концентрации фосфатов.

Следовательно, причина образования фосфоритовых конкреций состоит не в низкой концентрации фосфата в пласте, а в чем-то другом.

Фауна в пластовых фосфоритах, если даже считать фосфатные зерна не копролитами, а микроконкрециями, встречается не всюду, но, пожалуй, не реже, чем во вмещающих породах. Так, богатые пластовые фосфориты Марокко изобилуют донными фораминиферами и остатками рыб, в нижнекембрийских пластовых фосфоритах Китая часты спикулы губок, *Hyolithes, Salterella* и различная проблематика, а некоторые кремнистые сланцы фосфатной пачки Малого Каратау и Скалистых Гор в США представляют собою спонголиты.

Таким образом, наиболее ценным в работах Е. В. Орловой и Н. М. Страхова является установление фактической связи крупного фосфатонакопления с аридным климатом или с зоной, переходной от гумидного климата к аридному.

Дальнейшая попытка развития химической гипотезы образования фосфоритов предпринята А. И. Смирновым (1962). В гипотезе А. В. Казакова оставалось без доказательств одно из основных положений — возможность диффузии CO_2 из вод восходящих течений, в результате чего эти воды могли бы подщелачиваться и осаждать фосфат. А. И. Смирнов выполнил расчет возможной диффузии CO_2 в восходящих течениях и пришел к заключению, что для осаждения фосфоритов Каратау потребовалось бы времени в миллион раз больше, чем протекло от архея до наших дней. Отсюда он сделал вывод о малой вероятности влияния диффузии CO_2 на ход осаждения фосфатов из морской воды.

Тогда А. И. Смирнов предложил другой вариант химической гипотезы, а именно — возможное подщелачивание морской воды путем смешения ее с щелочными водами коры выветривания. При этом, по мнению А. И. Смирнова, будут осаждаться фосфаты, а также приносимый реками кремнезем и карбонаты кальция и магния. Получается заманчивая картина осаждения вместе с фосфором как раз тех компонентов, которые слагают фосфоритоносные толщи.

Однако в этом варианте имеется один недостаток — количество рек со щелочными водами ничтожно мало. Такие воды, если и образуются, то в застойных условиях. Даже в областях молодого вулканизма на Гавайских островах и в Индонезии воды рек обычно имеют нейтральную реакцию. Следовательно, и этот вариант не улучшает химическую гипотезу.

Другие возможности подщелачивания вод для осаждения фосфатов, насколько мне представляется, весьма ограничены или просто невероятны. Например, слабощелочные воды осолоненных заливов или лагун обычно застойные, приток воды в них идет со стороны моря, а не в море, поэтому эти воды не в состоянии подщелачивать воду восходящих течений. Можно еще предположить, что богатые растворенными фосфатами иловые или грунтовые воды, смешиваясь с более щелочными придонными водами, при взмучивании осадков волнами могут осаждать фосфаты. Однако при таком смешении произойдет разбавление фосфатных грунтовых растворов практически бесфосфатной водой мелководья. Но даже если из раствора такой смешанной воды и выпадут фосфаты, то они неизбежно будут унесены волнами в более глубокие части бассейна и осядут вместе с глинами.

Таким образом, и эти два варианта улучшения химической гипотезы являются нереальными.

Изучая содержание химических элементов в фосфоритах Каратау, А. И. Смирнов (1959) обнаружил в них повышенные содержания Sr, Co, Pb, As, Mo, Ag. Из них, по его мнению, только Sr и As являются биогенными элементами. Что касается Sr, As и др., то это обычная группа элементов, содержащаяся в апатитах в качестве изоморфной примеси. На основании этих данных А. И. Смирнов считает, что фосфориты Каратау не могут рассматриваться как биохимические или эффузивно-осадочные образования. Перечень микроэлементов, по его мнению, указывает на преобладающую роль химических процессов осаждения фосфоритов на фоне элементарного состава морской воды. Однако этот вывод нельзя считать обоснованным, если учесть, что редкие земли и уран также являются биогенными элементами.

Проверка возможности осаждения фосфата кальция из морской воды была выполнена также Е. В. Рожковой, М. Б. Серебряковой и Т. В. Макаровой (1962). Рассмотрев экспериментальные данные А. В. Казакова, они отмечают, что в сравниваемых им данных искусственного и природного осаждения фосфатов нельзя увидеть не только совпадения, но и возможности их сопоставления. «Значения pH 7,9—8,3 (зона фотосинтеза) и 6,97—9,02 и 9,24 в равновесных жидких фазах (над осадком) настолько различны, что об их совпадении не может быть и речи» (Рожкова и др., 1962, стр. 49). Свои опыты по осаждению фосфата кальция авторы производили из раствора морской соли и получили следующие результаты. Осаждение фосфата наблюдалось из раствора с содержанием P_2O_5 4,9 *мг/л*, а с содержанием P_2O_5 4,1 *мг/л* садки не происходило даже при pH 9,0. «Таким образом,— заключают авторы,— рассуждения А. В. Казакова о возможности выпадения фосфата кальция при подъеме глубинных вод с содержанием P_2O_5 0,70 *мг/л* в зону шельфа построены без учета реально существующих закономерностей» (Рожкова и др., 1962, стр. 59).

Следует заметить, что если в опытах А. И. Смирнова содержание CaO в исходном растворе было завышено против нормальной морской воды до 560 *мг/л* вместо 420 *мг/л*, то в опытах Е. В. Рожковой с соавторами оно сильно занижено — 180,6 и 89,6 *мг/л*, поэтому установленную ею минимальную концентрацию P_2O_5 4,1 *мг/л* следует уменьшить в 2,5 раза. Несмотря на это вывод авторов остается в силе.

Определение насыщенности морской воды фосфатом кальция проводилось О. И. Дмитренко и Г. А. Павловой (1962). Их опыты показали большую сложность этого исследования. В качестве предварительной величины они определили растворимость трехкальцийфосфата в морской воде с pH 7,3—7,4, равную 0,7 *мг/л*.

У зарубежных геологов гипотеза А. В. Казакова нашла широкую поддержку. Только в последние годы, как пишет Сальван (Salvan,

1959), стали возникать недоуменные вопросы. Однако американские геологи (McKelvey, 1963; Sheldon, 1963) продолжают пользоваться идеями А. В. Казакова и развивают их далее.

Мак-Келви указывает четыре ситуации, при которых богатые питательными веществами холодные воды выносятся к поверхности: 1) там, где течения идут от берега или где расходятся два течения вследствие преобладающих ветров и силы Кариолиса; 2) когда встречаются два течения и возникает турбуленция; 3) вдоль западного края течений, направленных к полюсу, и 4) в высоких широтах, где более соленая вода погружается при зимнем охлаждении. В областях восходящих течений, кроме расцвета планктона, наблюдается и массовая гибель рыб. Геологические явления, сопровождающие восходящие течения, сложны: фосфаты осаждаются либо биохимически, либо неорганически, вследствие повышения pH; кремнезем осаждается биохимически диатомеями, силикофлягеллятами и губками; карбонаты — либо химически, либо биохимически в теплых прибрежных водах. В этих же областях встречается гуано или гуанизированные породы, например у берегов Перу. Многие морские черные битуминозные сланцы и пластовые кремни, кроме кремней, переслаивающихся с вулканогенными породами или слагающих мощные толщи в эвгеосинклиналях, могут служить признаками нахождения фосфоритов, хотя не всегда промышленных. Учитывая эти признаки и гаммакаротаж, Шелдон открыл залежи фосфоритов среди верхнемеловых отложений в Гази-Антебском вилайете Турции. Последний находится на границе с Сирией, где фосфориты этого же возраста изучались советскими геологами.

Все эти соображения Мак-Келви имеют большой интерес. Ассоциация черных сланцев и кремнистых пород с фосфором отмечалась и в советской литературе. Однако связь образования фосфоритов Западных штатов США с восходящими течениями остается не доказанной главным образом потому, что восточная часть фосфоритоносного бассейна, откуда могли поступать восходящие течения, не изучена. Известно, однако, что в западной более глубоководной, части бассейна Фосфория отлагались тонкие кремнистые и глинистые илы, свидетельствующие о спокойной воде без течений.

Таким образом, основные положения химической гипотезы происхождения фосфоритов не согласуются с имеющимися фактами и поэтому она не может быть принята.

Биолитная [1] гипотеза тесно связывает образование фосфоритов с предварительной концентрацией фосфора организмами. Впервые она была опубликована русским ученым А. А. Кайзерлингом в 1845 г. По мнению А. А. Кайзерлинга, материалом для образования курских фосфоритов послужили кости погибших животных. Фосфат костей был растворен подземными водами и перенесен в нижележащие пески.

Впоследствии многими авторами высказано немало различных вариантов, связывающих фосфоритообразование с концентрацией фосфора организмами (Бушинский, 1954). Существенный интерес представляют два варианта: массовая гибель организмов и биохимический вариант. Эти варианты достаточно различны и по существу представляют самостоятельные гипотезы.

Гипотеза массовой гибели организмов впервые была высказана английским ученым Д. Мерреем в 1891 г. и затем развита Л. Кайе, Я. В. Самойловым и А. Д. Архангельским. В свое время она получила широкое признание геологов и господствовала примерно в течение сорока лет. Согласно этой гипотезе, массовая гибель организмов в море происходила

---

[1] Камни, в образовании которых принимали участие организмы, называются биолитами. От них и получила свое название биолитная гипотеза.

в местах встречи холодных и теплых течений, которые могли иметь также разную соленость и разный химический состав воды. Организмы, привыкшие к строго определенным условиям среды, не выдерживали столь резких ее изменений и погибали в больших количествах, падая на дно. Там они разлагались, освобождали свой фосфор, который переходил в фосфат, соединялся с кальцием и осаждался в виде фосфорита.

Изучение органических остатков, заключенных в фосфоритах, показало, что они отражают нормальное сообщество живших тогда планктонных и свободно плавающих организмов, а не смешение фаун двух зоогеографических провинций, как следовало ожидать по биолитной гипотезе (Бушинский, 1954). Кроме того, фосфориты всюду занимают определенное положение на фациальном профиле, а не разбросаны случайно среди различных осадков, где могли бы сталкиваться морские течения. Поэтому биолитная гипотеза оставлена.

Сущность биохимической гипотезы будет изложена ниже, а сейчас рассмотрим условия образования рифейских и кембрийских фосфоритов Азии.

Условия образования древних фосфоритов Азии

Для восстановления условий образования фосфоритов наиболее важными показателями являются органические остатки, структуры и текстуры, фациальные профили и фациальные карты, а также место фосфатонакопления в истории развития бассейна и земной коры.

Почти полное отсутствие органических остатков в пластовых фосфоритах Каратау подчеркивали А. В. Казаков (1939) и П. Л. Безруков (1941, 1954). Каратауский фосфоритоносный бассейн, по мнению А. В. Казакова, был безжизненным вследствие отравления воды высоким содержанием углекислоты. Крайнюю бедность пластовых фосфоритов органическими остатками отмечает также Н. М. Страхов (1960а, б).

Присутствие в пластовых фосфоритах Азии остатков донных известковых водорослей, спикул губок, головоногих моллюсков и различных проблематик уже упоминалось нами при описании фосфоритоносных районов. Попытаемся теперь рассмотреть эти остатки как показатели среды образования фосфоритов.

Известковые водоросли *Collenia* (табл. XXVII, *1*, *2*, *3*) в синийской фосфоритоносной пачке района № 41 были найдены Чжэн Лэй-фу. Другая группа известковых водорослей *Oncolithes* (табл. XXVIII, *1*) найдена Мэн Сян-хуа в фосфорите месторождения Кокджон в Каратау. Обе эти группы водорослей являются рифовыми, но среди фосфоритов они встречаются очень редко, в единичных экземплярах, иногда сросшихся в небольшие глыбы.

Донные известковые водоросли свидетельствуют о накоплении фосфоритов в зоне фотосинтеза на глубине не более 200 *м* и о нормальном кислородном режиме на дне бассейна.

Спикулы кремневых губок рассеяны в пластовых кембрийских фосфоритах районов № 27, 29, 37, 43 и 46. В районах № 29, 37, 43 остатки спикул встречаются почти в каждом шлифе (табл. VII, *2*; табл. XVIII, *1*, *2*).

Стенки спикул губок сложены халцедоном и кварцем, редко опалом, местами замещены фосфатом или кальцитом, а их каналы выполнены фосфатом, глауконитом или пиритом. Иногда сохраняются только выполнения каналов, а стенки спикул растворены или замещены фосфатом, кварцем или кальцитом. Особенно изобилуют спикулами некоторые прослои кремнистых и фосфатно-кремнистых пород в фосфоритоносной пачке Каратау, где спикулы местами образуют настоящие спонголиты (табл. XXVIII, *2*, *3*). В богатых фосфоритах спикулы губок отсутствуют или редки.

Губки, как известно, живут на весьма разных глубинах, прикрепляясь ко дну. Присутствие их свидетельствует о нормальном кислородном режиме на дне бассейнов фосфатонакопления. Даже те участки, где отлагались фосфориты, богатые пиритом, были населены губками. Очевидно, придонные воды этих участков не были заражены сероводородом, а пирит является позднедиагенетическим минералом, образовавшимся в иле. Кроме того, кремневые губки были концентраторами кремнезема. Следовательно, аутигенный кварц и халцедон в фосфоритах и кремнистые породы, их сопровождающие, являются, по крайней мере частично, органогенными, а не хемогенными образованиями.

Раковины *Hyolithes* часто встречаются в фосфоритах месторождения Куньян (табл. XXIX, *1*), в фосфатсодержащем известняке месторождения Фынтай и в Каратау. Как описано В. А. Сысоевым (1958), поперечные разрезы их имеют вид кольца. Стенки раковин в фосфорите из Куньяна замещены франколитом, а полости выполнены мелкими фосфатными зернами. Раковины хиолитов, заключенные в известняке — кальцитовые, полости их выполнены частью кальцитом, частью фосфатом. Образ жизни хиолитов неизвестен.

Присутствие радиолярий не доказано, но похожие на них шаровидные фосфатные (табл. VII, *2*) и кварцевые тельца (табл. XXIX, *2*) встречаются в нижнекембрийских фосфоритах и фосфоритоносных породах Большого и Малого Каратау, а также районов № 26 и 43.

Остальные органические остатки, пока не определимые, относятся к группе проблематики. Некоторые из них изображены на табл. IX, *2*, *3*; табл. XI *1*, *2*. К проблематикам относятся также дендритные или ветвистые формы, сложенные фосфатом или пиритом (табл. XXIX, *3*). Толщина их 0,02 *мм*, длина 0,1—0,3 *мм*. Возможно, что это сохранившиеся выполнения спикул губок.

Наиболее широко распространены проблематики, известные под названиями: фосфатные зерна, копролиты, овоиды, овули (овулитовая или зернистая структура). Размеры и формы их разнообразны. Чаще всего это округлые, эллипсоидальные и реже шаровидные и веретенообразные тельца размером 0,1—0,3 *мм*, редко до 0,02 или до 1,0 *мм* (см. табл. I, *1*; табл. II, *1*; табл. VII, *3*; табл. VIII, *1*, *2*; табл. XII, *1*, *2*; табл. XIII, *3*; табл. XIV, *3*; табл. XV, *3*, *4*; табл. XVI, *1*, *2*; табл. XVIII, *1*, *2*, *4*; табл. XIX, *1—4*; табл. XXI, *1*, *2*; табл. XXII, *2*; табл. XXIX, *1*, *2*). Менее обычны фосфатные зерна больших размеров с неровной поверхностью, заключенные в тонкокристаллическом кварце (табл. XXX, *1*). У некоторых зерен наблюдается концентрически-слоистая фосфатная оболочка, обычно тонкая, но иногда и более массивная, как у оолитов (табл. I, *2*). Фосфатные оолиты с более или менее крупным фосфатным ядром довольно часто встречаются в Каратау, более редки в районе № 36, 41 и 46. Фосфатные оболочки одевают не только фосфатные, но и некоторые кварцевые, доломитовые и кальцитовые зерна.

Внутренняя структура фосфатных зерен обычно однородная. В качестве примесей в зернах присутствует органическое и глинистое вещество, пирит, халцедон, слюда в виде розеток и отдельных иголочек (характерно для района № 41), терригенный и аутигенный кварц, доломит и кальцит. Некоторые зерна фосфоритов в районах № 29, 37 и 43 содержат сферолиты халцедона.

Вторичные изменения фосфатных зерен выражаются в их пластичном сдавливании, стилолитизации (Бушинский, 1961), коррозии и замещении доломитом, кальцитом, пиритом, кварцем и халцедоном.

При сдавливании зерен, которое происходило, вероятно, еще в пластичном состоянии, образуется мозаичная или близкая к ней структура (см. табл. XV, *3*, *4*; табл. XVI, *1*).

Происхождение фосфатных зерен, по-видимому, различное: песчинки, микроконкреции, фосфатизованные копролиты или реликты замещения фосфорита пиритом или другими минералами.

Главная масса фосфатных зерен носит диагенетический характер. Одни геологи считают их фосфатизованными копролитами мелких морских животных, другие — микроконкрециями. Я. В. Самойлов (1912) при изучении фосфоритов Алжира и Туниса обратил внимание на поразительное сходство фосфатных зерен с копролитами, поднятыми со дна Атлантического океана в районе Гвинейского залива. К тому времени уже были описаны крупные фосфатизованные копролиты величиной с грецкий орех с характерными нарифлениями. Происхождение этих копролитов стало ясным, когда их нашли в полости желудка полного скелета ихтиозавра. С тех пор зарисовки этих копролитов вошли даже в учебники палеонтологии.

Точка зрения Я. В. Самойлова развивалась в наших работах (Бушинский, 1938, 1952, 1954). Слои копролитовых фосфоритов, подтверждающие мнение Я. В. Самойлова, описаны Виссом (Wisse, 1952) в Алжире.

Фосфатные зерна не носят характерных морфологических черт, по которым их можно было бы отнести к определенной группе организмов или хотя бы к органическим остаткам вообще. Не было также найдено червей или других мелких животных ни с копролитами в желудке, ни без копролитов. Поэтому остаются только косвенные пути выяснения природы фосфатных зерен.

Первый путь — сравнение внешнего сходства фосфатных зерен с современными копролитами, начиная с древнейших эпох. Наиболее древние зерна встречены в фосфоритах нижнесинийского или предсинийского возраста в месторождении Чайное (район № 31). Среди них различаются две группы зерен — округлые, 0,2—0,3 *мм* в диаметре, и веретеновидные, заостренные на концах, их длина достигает 1,0 *мм*, максимальная толщина 0,15 *мм*. Последняя группа в более молодых отложениях не встречена. Представители первой группы слагают главную массу пластовых фосфоритов синия (рифея), кембрия, девона, перми, мела и палеогена. Наиболее молодые пластовые фосфориты района устья Миссисипи, по-видимому, четвертичного возраста, тоже сложены фосфатными зернами. На этом сравнение обрывается, так как современные пластовые или зернистые фосфориты неизвестны, найдены лишь отдельные фосфатные и фосфатно-карбонатные зерна у побережья Калифорнии. Современные копролитовые илы не изучались с точки зрения фосфоритоносности, хотя это очень важно.

При таком сравнении нередко делается замечание, что в рифейское (синийское) время не было животных, поэтому не могло быть и копролитов. Однако в то время могли существовать бесскелетные животные, тем более, что теперь известно уже большое количество различных проблематик из рифейских отложений. Вряд ли черви появились только в нижнем кембрии, вероятно, они уже существовали и в позднем докембрии.

Второй путь — сравнение фосфатных зерен с аналогичными нефосфатными зернами в других породах. Такие нефосфатные зерна встречаются в глинистых породах, но особенно часто в известняках, образуя копролитовые известняки. И. В. Хворова (1958) и В. П. Маслов (1960), изучавшие такие карбонатные зерна, без сомнения считают их копролитами. Уверенность этих авторов объясняется тем, что над ними не довлела неправильная химическая гипотеза генезиса фосфоритов.

Третий путь — прослеживание переходных форм зерен по составу от карбонатных к фосфатным или наоборот. Такие переходные формы встречаются нередко. Они известны в фосфоритах Малого Каратау и

районов № 41, 44—46. В свите Дэньин района Куньян часто встречаются зерна, сложенные микро- и криптокристаллическим доломитом, неотличимые по форме и размеру от фосфатных. Вместе с доломитовыми встречаются зерна фосфатные и переходные между ними по составу (табл. XVIII, *4*). Исходя из микрокристаллического строения доломитовых зерен, можно предполагать, что они являются первичными, фосфатизованными впоследствии, вероятно, в процессе диагенеза. Фосфатизация их происходила неравномерно, то с поверхности, то с какого-либо края зерна.

Доломитизация фосфатных зерен (обратный процесс) развита в месторождениях Малого Каратау и района № 41. В них часто встречаются фосфатные зерна, в которые с поверхности внедряются ромбоэдры доломита (табл. XXX, *2*, *3*). В Каратау доломитизации местами подверглись даже фосфоритовые гальки.

Таким образом, определение природы фосфатных зерен косвенными путями свидетельствует о том, что они являются фосфатизованными копролитами, а не микроконкрециями. Отсюда, а также из приведенных ранее данных о наличии органических остатков в фосфоритах следует и второй вывод, что утверждение А. В. Казакова о безжизненности морского дна районов пластового фосфатонакопления неправильное. Напротив, эти районы изобиловали жизнью, чем мало отличались от районов накопления желваковых фосфоритов. Третий вывод состоит в том, что накопление богатых фосфоритов происходило в условиях своеобразной зоогеографической провинции с массовым развитием донных животных (червей и др.), дававших много копролитов, впоследствии фосфатизованных.

Структуры и текстуры фосфоритов в большей части уже рассмотрены при описании фосфоритоносных районов и органических остатков. При этом было показано широкое развитие процессов фосфатизации и дефосфатизации. К числу последних относится доломитизация, кальцитизация, окремнение и пиритизация.

При окремнении иногда возникает слоистая текстура, напоминающая слои осаждения из вод бассейна (табл. XXXI, *1*). Однако в шлифе видно замещение фосфатных зерен в слойках кремня. Следовательно, эти слойки представляют собой пластообразные метасоматические конкреции. Они заключены в светло-сером фосфорите, который сложен фосфатными зернами и кремнистым цементом. Этот фосфорит как бы по трещинам проникает в кремнистые слойки. Однако это скорее результат не последующего проникновения, а неполного избирательного окремнения фосфорита.

В окремнелых фосфоритах нередко встречаются хорошо образованные короткопризматические и таблитчатые кристаллы фторапатита (табл. XXXII, *1*). В фосфоритах Каратау они описаны А. Г. Трухачевой (1962) под названием низкотемпературного апатита. Возникновение их объясняется тем, что окремнение обычно происходит в позднем диагенезе или в эпигенезе, т. е. в осадке или в породе на значительной глубине от поверхности ила. В таких условиях возможности для полного удаления фосфата из толщи ограничены и поэтому фосфат частично осаждается здесь же, но уже в форме кристаллов, иногда сопровождаясь флюоритом и ромбоэдрами доломита.

Пирит встречен во всех фосфоритах, чаще в рассеянном состоянии в виде кубиков или микроагрегатов, реже в форме более крупных конкреций. Особенно много пирита в кембрийских фосфоритах Большого и Малого Каратау и районов № 37 и 43. Пиритизация бывает избирательная и сплошная. При избирательной пиритизации происходит сначала выполнение каналов спикул губок и других пор в фосфорите (табл. XVIII, *2*), затем замещение фосфатного цемента, фосфатных зе-

рен и, наконец, окристаллизованного фосфата. При этом часто наблюдается коррозия фосфатных зерен с поверхности и расчленение фосфорита, в результате чего остаются округлые реликты, иногда состоящие из нескольких зерен (табл. XXXI, *2*). Обилие пирита всегда сопровождается повышенным содержанием органического вещества и нередко пойкилитовой кальцитизацией.

Пластообразные фосфоритовые конкреции развиты на северо-восточной окраине впадины Синань, где образуют так называемый ленточнослоистый фосфорит. В разрезе они имеют вид линзочек, то коротких, то протяженных длиной до 1—2 *м*, иногда более (табл. XXXII, *2*; табл. IX, *2*; табл. XI, *2*), при толщине от 1 до 50 *мм*, обычно 5—10 *мм*. Линзочки сложены зернистым и афанитовым фосфоритом с небольшим количеством примеси глинистого и органического вещества, пирита, изредка кальцита, аутигенного и терригенного кварца. При сближении фосфоритовых конкреций образуется богатый фосфоритовый пласт мощностью 1—2 *м* (табл. IX, *3*).

В небольшом количестве пластообразные конкреции афанитового фосфорита встречаются среди доломитового мергеля (табл. XII, *3*; табл. XIII, *1*) и среди известняков.

Линзовидная форма этих конкреций, а также округлая или занозистая форма выклинивания позволяют считать их не осадками из вод бассейна, а диагенетическими образованиями, возникшими в иле из раствора грунтовой воды. Отсюда вытекают еще два вывода: 1) ленточнослоистый фосфорит образовался в результате не чередующегося, а одновременного осаждения глинистого и фосфатсодержащего материала с последующей дифференциацией фосфата и обособлением его в форме пластообразных конкреций; 2) ил, в котором формировались эти конкреции, первоначально был копролитовым, но копролиты сохранились только в фосфорите.

Структуры растворения под сосредоточенным давлением наблюдались в фосфоритах Каратау и района № 36. Среди этих структур различаются зубчатые, конформные и плоские формы (Бушинский, 1961).

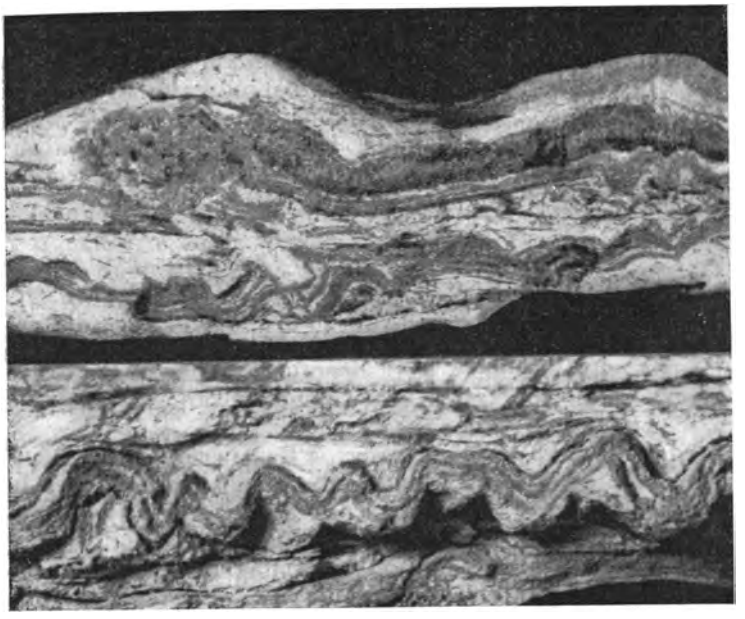
Зубчатые формы, иначе стилолиты или сутуры, имеют высоту зубцов до 1—2 *мм*. По стилолитовому шву проходит черная прокладка из органического и глинистого вещества. К шву местами примыкают полусферы фосфатных зерен, часть которых растворена.

Конформные структуры имеют вид зубчатого или более ровного сочленения фосфатных зерен или их реликтов (табл. XXXII, *3*; табл. XXXIII, *1*). Встречаются отдельные линзочки, сложенные такими реликтами, с постепенным переходом в зернистый фосфорит. Плоская форма растворения фосфорита имеет сходство с двумя предыдущими формами в том, что реликты фосфатных зерен примыкают к обеим сторонам шва (табл. XXXIII, *2*).

Эти три формы, несмотря на свои большие различия, связаны между собой непрерывными переходами. Общей чертой у них, как и у стилолитов, является растворение твердого вещества под сосредоточенным давлением. В самом деле реликты фосфатных зерен трудно объяснить иначе как предположением, что недостающие их части растворены.

Возвращаясь к выяснению обстановки фосфатонакопления, остановимся на рассмотрении трех фациальных профилей.

На фациальном профиле через бассейн Каратау (см. фиг. 9) видно, что конгломератовые и зернисто-оолитовые фосфориты, характерные для мелководной зоны, слагают наиболее крупные и богатые месторождения. В этой зоне развита доломитизация фосфорита. В сторону глубокой зоны исчезают оолиты, гальки и песчинки фосфорита, фосфатные зерна становятся мельче, появляется большое количество кремнистых и пелитоморфных карбонатных примесей, фосфоритовый пласт разубоживается



Фиг. 79. Подводные оползни в виде складочек между параллельными слоями. Нат. вел. Передняя и обратная стороны одного и того же образца. Район № 41, образец Чжен Лэй-фу

и расклинивается, мощность фосфатной пачки возрастает, размер и количество терригенных зерен кварца уменьшается.

Аналогичный характер изменения наблюдается на профиле между районами № 46 и 47 (табл. VIII, *2*, *3*; фиг. 75). В сторону глубоководной зоны (или прогиба) здесь тоже происходит уменьшение количества фосфоритовых песчинок и галек и увеличение примеси доломита.

Между районами № 36 и 37 известны только крайние представители фациального профиля (см. фиг. 54 и 59). В районе № 37 фосфорит бедный, залегает в виде небольших слоев среди глинистых сланцев, гальки отсутствуют, фосфатные зерна очень мелкие. В районе № 36 фосфорит очень богатый, в виде одного пласта, с весьма редкими песчинками и гальками фосфорита. К востоку от района № 36 происходит увеличение количества песчинок и галек фосфорита, появляется терригенный кварц, фосфоритовый пласт опять становится беднее.

Эти три профиля показывают, что наиболее богатые фосфориты отлагались вблизи поднятий в мелководной зоне с движениями воды в форме волнений. О мелководности отложения богатых фосфоритов свидетельствуют донные известковые водоросли (см. табл. XXVII, *3*; табл. XXXVIII, *1*), а о следах волнений — наличие галек и косая слоистость прибрежно-морского облика (см. табл. II, *1*; табл. XIII, *2*). Подтверждением наличия волнений, а не течений служит различная ориентировка плоских галек в отдельных слойках фосфоритового конгломерата из Каратау (см. фиг. 7). На мелководность района № 41 указывают также карбонатные оолиты, впоследствии окремнелые (табл. XXXII, *4*).

Уклон морского дна, где происходило фосфоритообразование, был достаточным для возникновения подводных оползней. Присутствие их в Каратау было отмечено В. Н. Холодовым и А. С. Карякиным (1960). Следы подводного оползания в слоях фосфоритоносной пачки района № 41 видны на фиг. 79. Смятые слойки сопровождаются их разрывами или неправильным сгружением. Протерозойские фосфориты также от-

лагались на крутом склоне дна, о чем свидетельствуют подводные оползни (см. фиг. 77).

При рассмотрении обстановки фосфатонакопления обращает на себя внимание связь не только многих бедных, но и богатых фосфоритовых залежей с кварцевыми песчаниками или кварцитами (Западное Прибайкалье, Малый Каратау, Атасу и районы № 23—28, 31, 35—41, 46, 54 и др.). Вряд ли эта связь случайна, тем более, что она известна и за пределами нашего района, в крупнейшем фосфоритоносном бассейне пермского возраста в Скалистых горах США, во Флориде, Марокко, Алжире, Тунисе, Египте, Сирии и Турции. Хорошая окатанность и отсортированность кварцевых зерен в песчанике из Каратау (см. табл. II, *3*) свидетельствуют о приносе песчаного материала реками с гумидной равнины, вероятно, располагавшейся к югу от Каратау. Вполне естественно предполагать, что эти же реки приносили и растворенный фосфор. В море он проходил обычный путь преобразования, который начинался концентрацией его организмами и завершался образованием фосфорита по схеме биохимической гипотезы.

Допущение о накоплении фосфоритов из фосфора, приносимого непосредственно реками, обычно встречает три возражения: 1) количество фосфора, приносимого в море даже большой рекой, ничтожно мало по сравнению с его количеством, доставляемым восходящими течениями; 2) почти весь растворенный фосфор, поступающий из рек в море, сразу усваивается планктоном и осаждается на дно, а в открытую область бассейна практически не поступает, т. е. имеет место биофильтр, и 3) реки приносят много песка и глины, которые разубоживают фосфорит.

Конечно, восходящие течения доставляют на шельф огромные количества фосфора, но немало его приносят и реки. Например, Волга ежегодно вносит в Каспийское море 6000 *т* растворенного фосфатного фосфора. Если бы весь этот фосфор осаждался в течение одного миллиона лет в благоприятных условиях, то получился бы пласт с запасом 40 млрд. *т* в пересчете на 30%-ный фосфорит. Это уже достаточно крупный фосфоритоносный бассейн. Однако не весь растворенный фосфатный фосфор, приносимый рекой, может осаждаться в форме фосфорита. Но если учесть, что помимо растворенного фосфатного фосфора, реки вносят почти столько же органического фосфора также в растворе и что фосфатонакопление может длиться несколько миллионов лет, то приведенная цифра запаса 40 млрд. *т* фосфорита становится близкой к реальности.

Биофильтр вблизи устьев рек сильно ограничивает вынос фосфатов в открытую глубоководную часть бассейна, но по мелководью, где осажденный организмами фосфор неоднократно поступает в биогенный круговорот, растворенные фосфаты могут перемещаться довольно далеко.

Таким образом, эти возражения нельзя признать решающими.

Из факта связи кварцевых песчаников с фосфоритами вовсе не следует, что с увеличением первых возрастает количество вторых. Совсем наоборот,— там, где много кварцевых песчаников, обычно нет фосфоритов или их немного и они бедные. Очевидно, до области фосфатонакопления достигало только небольшое количество песчаного материала.

В пользу нашего предположения о приносе фосфора в фосфоритовые залежи реками можно добавить еще один факт — все крупные фосфоритоносные бассейны мира во время фосфатонакопления примыкали к крупным массивам равнинной суши. С этих массивов и стекали реки, приносившие фосфор. Исключением из этого правила как будто является бассейн Каратау. Но и в нем, как уже было сказано ранее, встречаются кварцевые песчаники, состоящие из хорошо окатанных зерен. Такие зерна могли образоваться только на гумидной платформе. Неясна связь с реками фосфоритов Марокко.

Биохимическая гипотеза происхождения морских фосфоритов

Сущность гипотезы

Многие стороны биохимической гипотезы происхождения морских фосфоритов уже высказывались различными авторами в разное время (Казаков, 1939; Бушинский, 1938, 1954, 1963). Новые данные позволяют развить эту гипотезу далее.

Сущность биохимической гипотезы состоит в следующем. Фосфор в форме растворенных фосфатов и органических соединений доставлялся в районы морей, где происходило образование фосфоритов, главным образом реками, приносившими свои воды с гумидных равнин. В море фосфор концентрировался организмами, преимущественно планктонными, которые использовали его на построение скелета и мягких частей тела. Отмирая, организмы падали на дно, разлагались, освобождали свой фосфор, который из органической формы переходил в фосфат. При благоприятных условиях происходило пересыщение грунтового раствора фосфатом. При этом часть фосфата диффундировала вверх в воду и снова поступала в биогенный круговорот, а часть осаждалась в форме различных конкреций, псевдоморфоз и неправильных масс.

Для того чтобы в иле на дне моря создались благоприятные условия пересыщения грунтового (илового) раствора фосфатом, необходим обильный дождь отмершего планктона и быстрое его разложение на дне. Это возможно при условии повышенной концентрации растворенных фосфатов в зоне фитопланктона (верхний слой воды мощностью до 150 *м*) и малой глубины. Если зона фитопланктона богата растворенными фосфатами, то в ней происходит пышный расцвет планктона и соответственно постоянное и массовое его отмирание. Малая глубина необходима для того, чтобы отмершие и падающие вниз организмы не успели разложиться на пути ко дну и чтобы они донесли свой фосфор до дна. Повышенная температура воды способствует быстрому и более полному разложению органических веществ и освобождению из них фосфора.

При малом поступлении отмерших организмов на дно и медленном их разложении освобожденный из них фосфор диффундирует в придонную воду и не успевает создавать в грунтовом растворе пересыщение, необходимое для осаждения фосфата. Такое пересыщение может создаваться в тех случаях, когда поступление органического фосфора в ил превышает отток фосфатов из ила в придонную воду.

Богатые месторождения пластовых фосфоритов сложены главным образом фосфатными зернами, которые представляют собой фосфатизованные копролиты мелких морских животных.

В образовании крупных и богатых фосфоритовых месторождений наряду с химичекими и биогенными процессами осаждения фосфатов большую роль играли механические процессы перемывания фосфоритовых пластов и их обогащения за счет выноса тонких нефосфатных примесей.

Для районов образования фосфоритов характерно медленное накопление терригенных, карбонатных и кремнистых осадков.

Характерные черты основных типов морских фосфоритов

Два основных типа морских фосфоритов — пластовый и желваковый — имеют различия и много общих черт.

Пластовые фосфориты важнейших районов мира состоят из фосфатных зерен, фосфатного цемента и различных примесей. Фосфатные оолиты встречаются редко. Среди пластовых фосфоритов обычно рассеяны фосфатные песчинки и гальки, свидетельствующие о перемывах во время образования фосфоритовых пластов. На фациальных профилях от берега в сторону моря пластовые фосфориты выклиниваются, замещаясь изве-

стняками или доломитами, кремнистыми или глинистыми породами. В пластовых фосфоритах встречаются остатки донных фораминифер и иглокожих, раковины моллюсков и брахиопод, диатомеи, радиолярии и спикулы губок. Присутствие этих остатков свидетельствует о нормальном кислородном режиме на дне морей, где отлагались фосфориты.

Желваковые фосфориты тоже представляют продукты диагенеза. Они содержат разнообразные остатки донных, планктонных и свободно плавающих организмов моря. Диапазон образования желваковых фосфоритов достаточно широк. На фациальном профиле они встречаются начиная от мелководных песков с остатками травоядных моллюсков, а в сторону моря заходят в тонкие карбонатные или глинистые осадки.

Промежуточными образованиями являются пластообразные конкреции зернистого и афанитового фосфорита и фосфоритовые желваки, состоящие из таких же фосфатных зерен, как и у пластовых фосфоритов. Одним из представителей промежуточных образований является аквилонский фосфорит Егорьевского месторождения под Москвой.

Для фосфоритов характерно отсутствие рифовых водорослей и кораллов, оолитовых и бентогенных известняков. Эти породы и органические остатки свойственны районам, у которых воды были пересыщены карбонатом кальция. В районах образования фосфоритов, напротив, карбонат кальция недосыщал воду, что приводило к слабому развитию известковых организмов и замедлению или полному прекращению накопления карбонатов.

Наиболее мощные и богатые пласты фосфоритов мира сложены фосфатными зернами — копролитами. Эти зерна отражают прежнее существование специфических зоогеографических провинций, способствовавших образованию богатых фосфоритов.

Богатые фосфориты отлагались в платформенных и миогеосинклинальных морях, преимущественно в мелководных зонах.

Для всех фосфоритов характерно повышенное содержание (по сравнению с кларковым) стронция, редких земель и урана. Это явление обусловлено свойством кристаллической решетки апатита, в которой кальций может изоморфно замещаться вышеуказанными элементами. Присутствие ванадия, молибдена и хрома в фосфоритах является спорадическим и отчасти связано с органическим веществом.

Характерные черты бассейнов образования фосфоритов

Древние морские бассейны Азии, в которых отлагались богатые фосфориты, были отделены от океана мелями или островами. В этих бассейнах отлагались доломиты, бескарбонатные и слабокарбонатные глинистые и кремнистые породы, кварцевые пески и алевролиты и в небольшом количестве известняки, более или менее доломитистые.

Фосфоритоносный бассейн Малого Каратау представлял собой пролив, ширина которого, если мысленно распрямить складки, вряд ли превышала 100 *км*, а длина, вероятно, была больше 500 *км*. Этот пролив простирался между двумя обширными массивами равнинной суши.

Богатые фосфоритовые слои Северной Африки, Сирии, Ирака и Турции, заключенные среди доломитистых известняков, обычно кремнистых, отлагались также в проливах или заливах.

Один из крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира, в котором отлагались фосфориты Западных штатов США, был отделен от океана островами полосы поднятия Манхеттен. На полузамкнутность этого бассейна указывают также доломитовые породы, преобладающие над известняками в составе формации Фосфория.

На Русской платформе юрские и меловые фосфоритоносные моря были также внутренними, сообщавшимися с океаном через более или

менее обширные проливы. Фосфориты отлагались на окраинах этих морей и в их заливах.

В палеоклиматическом отношении, как установлено Н. М. Страховым (1960а), богатые фосфориты отлагались в морских бассейнах аридного климата на самой начальной стадии осолонения. Причина этой связи состоит, вероятно в том, что с ближайшей равнинной суши, бедной реками, поступало мало терригенного материала, который мог бы разубоживать фосфориты. Терригенный материал поступал издалека, из гумидных равнин. До районов образования богатых фосфоритов достигали преимущественно тонкие его частицы.

Несмотря на приуроченность крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира к зонам аридного климата, они несут своеобразные черты, свойственные и гумидным климатическим зонам. Так, для мелководной части бассейнов аридной зоны характерно интенсивное химическое и органогенное осаждение карбонатов, обилие рифовых кораллов и донных известковых водорослей, часты известковые оолиты (не смешивать с копролитами!), песчано-глинистые осадки обычно содержат примесь рассеянных карбонатов от 10 до 30%, состав терригенной песчано-алевритовой фракции этих осадков олигомиктовый или аркозовый.

Однако в бассейнах, где отлагались богатые пластовые фосфориты, наблюдается совсем обратное. Принос терригенных карбонатов реками отсутствовал или не доказан, химическое осаждение карбонатов из вод бассейна не происходило или было слабое, а органогенное весьма подавленным, рифовые кораллы и известковые оолиты отсутствовали, донные известковые водоросли если и встречались, то крайне редко, песчано-глинистые осадки были карбонатными и бескарбонатными, в составе терригенной песчано-алевритовой фракции резко преобладал кварц. Эти особенности бассейнов богатого фосфатонакопления можно объяснить притоком мягких вод с гумидной платформы.

Такие воды могли приноситься реками, подобными современному Нилу, который начинается в гумидной зоне, затем течет по пустыне и впадает в море там, где климат тоже засушливый. Подобная река впадала с севера в фосфоритоносный бассейн Западных штатов США. Она приносила кварцевый песок, глинистые частицы и растворенные фосфаты и кремнезем. Весь этот материал отлагался в виде бескарбонатных или малокарбонатных кварцевых песчаников, кремнисто-глинистых сланцев и фосфоритов. К югу и юго-востоку карбонатность фосфоритоносной толщи возрастала до полного ее замещения доломитом, а еще далее на юго-восток — красноцветными гипсоносными отложениями.

Палеогеографическая обстановка фосфоритоносных бассейнов Азии менее ясна вследствие неполноты геологических данных. Но и в осадках этих бассейнов сохранились некоторые общие типы пород — доломиты, кремнистые породы, глинистые сланцы и в небольших количествах кварцевые песчаники и алевролиты или примесь кварцевого песка в фосфоритах и других породах фосфоритоносных пачек. Эти типы пород указывают на общие черты палеогеографических условий крупных фосфоритоносных бассейнов мира. Особый интерес представляют доломиты и бескарбонатные глинистые и глинисто-кремнистые породы. Те и другие в условиях жаркого климата характерны для полузамкнутых бассейнов, имеющих ограниченный обмен воды с океаном. При этом бассейны, в которых шло накопление бескарбонатных осадков, по-видимому, питались водами из рек, приносивших свои воды с гумидных равнин. Во всяком случае ни бескарбонатные глинистые породы, не седиментационные или диагенетические доломиты не характерны ни для открытого шельфа теплых океанов, ни для областей восходящих течений. Очевидно, богатые фосфориты отлагались в бассейнах, полуизолированных от океана.

Гипсы в кембрийских отложениях Азии встречены только в двух фос-

форитоносных районах — № 11 и 27. Но и в них между гипсами и фосфоритами залегают слои карбонатных пород.

По вопросу о глубине моря в районах образования фосфоритов имеются различные данные.

Глубины станций, где в грунтовых растворах С. В. Бруевичем и его соавторами (1947, 1958) установлены наиболее высокие концентрации растворенных фосфатов, находятся в пределах 5 — 200 *м*. В случаях открытого шельфа верхняя граница глубин опускается до 30 *м*, а в заливах поднимается до 5 и даже до 3 *м*.

На основании геологических данных А. Д. Архангельский (1927) предполагал, что фосфоритовые слои накапливались в тех частях морского дна, которые находились в достаточной близости от берега или от поверхности моря, где могло иметь место или замедление осадочного процесса, или перемывание осадков, содержащих конкреции фосфоритов.

По мнению А. В. Казакова (1939), фосфориты отлагались из раствора морской воды на глубинах от 50 до 150 *м*. Согласно его гипотезе, образование фосфоритов не могло происходить ни в зоне фотосинтеза, до глубины 50 *м*, где растворенный фосфат быстро ассимилируется фитопланктоном, ни в областях моря глубже 200 *м*, где высокое содержание растворенной CO_2 препятствует пересыщению воды фосфатом.

Обращаясь к геологическим парагенезам, отражающим глубину бассейна, мы видим, что на фациальных профилях от берега в сторону моря фосфориты залегают среди песков, алевролитов и заходят в тонкие глинистые, карбонатные или кремнистые породы. Во многих богатых фосфоритоносных районах пески или песчаники отсутствуют или редки (Каратау, Куньян, Марокко и др.). Но в таких случаях фосфориты сами состоят из фосфатных зерен и содержат песчинки и гальки фосфорита, указывающие на энергичные движения воды (Смирнов и Тушина, 1962; Бушинский, 1963). Присутствие в фосфоритах разно направленных косых слойков (см. фиг. 10; табл. XIII, *2*), разно ориентированных плоских галек (см. фиг. 7) и донных известковых водорослей (табл. XXVII, *1*, *2*, *3*; табл. XXVIII, *1*), правда, редких, указывает на то, что эти движения воды происходили под действием волн или приливно-отливных течений на малой глубине.

Чтобы на основании гранулометрического профиля определить эту глубину в цифрах хотя бы приблизительно, нужно знать размер бассейна. Теперь уже определенно известно, что богатые фосфориты отлагались не на открытом океаническом шельфе, а на окраинах полузамкнутых морей или проливов. Граница алеврит — глина в таких бассейнах, вероятно, находилась на глубине около 50 *м*. Соответственно главная область накопления фосфоритов скорее всего отвечала глубине от 5 до 100 *м*. Это и понятно, так как только на малых глубинах наибольшая масса отмершего планктона, не успевая разложиться, достигала дна.

В современных областях восходящих течений фосфориты залегают среди песчаных и алевритовых илов на глубинах до 2500 *м* и более. Грубость этих илов объясняется донными течениями. В Каратау, во впадине Синань и в Западных штатах США фосфориты от мелководья в сторону моря сменялись тонкими осадками, в которых не заметно каких-либо следов движения воды. Таким образом, не обнаруживается связи этих фосфоритов и с восходящими течениями.

Источники фосфора

Воды с повышенным содержанием растворенных фосфатов, необходимых для расцвета планктона, могли быть доставлены в районы образования фосфоритов из трех источников:

1) из недр Земли подводными гидротермами или вулканогенными процессами (Шатский, 1955; Еганов, 1964);

2) из глубин морей восходящими течениями (Казаков, 1937, 1939);
3) главным образом — с гумидных равнин реками (Бушинский, 1963).

Многочисленными гидрохимическими работами установлено, что наиболее мощными источниками фосфора являются восходящие течения и реки. Действительно, в областях восходящих течений и вблизи устьев рек в морях наблюдается пышный расцвет органической жизни на огромных пространствах.

Гидротермы или вулканогенные эманации, доставляющие фосфор из недр Земли, сравнительно маломощны. Их влияние на концентрацию растворенных фосфатов или на развитие органической жизни в крупных районах моря типа фосфоритоносных районов практически не сказывалось или не уловлено ни в современных морях, ни в водоемах геологического прошлого.

Вместе с фосфором из указанных трех источников поступал и растворенный кремнезем в повышенных концентрациях. Поэтому констатация факта присутствия кремнистых отложений вместе с фосфоритами мало дает для распознавания источника материала. Но в фосфоритовых пачках отложений кембрия Азии и перми Америки встречаются радиолярии, спикулы кремневых губок и даже прослои спонголита (Каратау). Отсюда видно, что фосфориты сопровождаются кремнистыми отложениями органогенного происхождения и что морская вода в районах образования фосфоритов была недосыщена кремнеземом для химической его садки. Следовательно, мало вероятно, чтобы это был эндогенный кремнезем, так как для него характерна химическая садка.

Вулканогенные эманации и породы встречаются в ассоциации с некоторыми бедными фосфоритами, но и в этих случаях генетические связи между теми и другими неясны. Богатые фосфориты Азии, Африки и Америки не сопровождаются вулканогенными породами и не содержат ни примеси вулканического материала, ни следов гидротермальных проявлений, синхронных образованию фосфоритов. Следовательно, возможность эндогенного источника фосфора для образования богатых фосфоритов исключается.

Несмотря на это, Э. А. Еганов (1964) высказался в пользу гидротермального источника фосфора для фосфоритов Каратау. Такое высказывание не может быть беспредметным. Оно должно быть увязано с химическими свойствами фосфатов кальция.

Если гидротермы были бы нейтральными или щелочными, то в них трудно ожидать высоких концентраций фосфора, так как растворимость фосфатов кальция в таких водах крайне низка. Если же гидротермы были кислыми, то они неизбежно должны нести много железа и алюминия. Но накопления этих двух элементов в фосфоритах Каратау не наблюдается. Следовательно, высказывание Э. А. Еганова противоречит фактам.

Возможность приноса фосфора восходящими течениями в крупные фосфоритоносные бассейны мира также не согласуется с фактами. Этой гипотезе противоречит частая ассоциация фосфоритов с доломитами. Доломиты, как известно, отлагались в полузамкнутых морских бассейнах и совсем не встречаются в областях восходящих течений. Районы крупного фосфатонакопления не были шельфами океана, а отделялись от него мелями или цепями островов. Кроме того, на фациальных профилях крупных фосфоритоносных районов мира по направлению к морю осадки становятся тонкими, в них отсутствуют следы каких-либо движений воды или течений. В современных морях с восходящими течениями связаны только бедные желваковые фосфориты. Кроме того, по опытам Е. В. Рожковой и соавторов (Рожкова, Серебрякова, Макарова, 1962), фосфатные частицы, получающиеся из раствора, оказываются настолько тонкими (не осаждаются в течение нескольких дней), что возможность их осаж-

дения в областях восходящих течений представляется маловероятной. Таким образом, и океанический источник фосфора вызывает сомнение.

В пользу приноса фосфора реками в районы накопления богатых фосфоритов говорят следующие факты: 1) присутствие в фосфоритоносных толщах кварцевых алевролитов, кварцевых песчаников или примеси кварцевого песка, состоящего из хорошо окатанных зерен; 2) примыкание крупных фосфоритоносных бассейнов к древним крупным равнинам; 3) отсутствие аркозовых и полимиктовых песчаников или примеси аркозового и полимиктового материала. Такие же черты носят многие бедные фосфориты.

Кроме того, некоторые из бедных фосфоритов отлагались в заливах, недоступных для восходящих течений. Таков, например, Подмосковный залив сеноманского моря или Вилюйский залив юрского моря.

Следовательно, из трех рассмотренных источников фосфора для образования богатых и многих бедных фосфоритов наиболее вероятным представляются гумидные равнины. Фосфор приносился реками и мог поступать как в гумидные, так и в аридные районы моря.

Условия осаждения фосфатов

Наиболее высокие концентрации растворенных фосфатов обнаружены С. В. Бруевичем и Е. Г. Виноградовой (1947) в грунтовых растворах Каспийского моря и затем С. В. Бруевичем и Е. Д. Зайцевой (1958) тоже в грунтовых растворах Берингова моря.

Из табл. 6 видно, что в придонной воде на разных глубинах Берингова моря содержания Р фосфатного варьируют в пределах 0,08—0,13 *мг/л*, т. е. близки между собой. В грунтовых растворах на шельфе содержание Р фосфатного изменяется от 2,5 до 7,48 *мг/л*. Таким образом, концентрация фосфатов в грунтовых растворах в 30—90 раз выше, чем в придонной воде. Вместе с фосфором в грунтовых растворах шельфа сильно возрастает щелочной резерв (щелочность), содержание кремнезема и аммиачного азота (фиг. 80).

На больших глубинах содержание фосфатов в грунтовых растворах равно 0,25—0,36 *мг/л*, т. е. низкое, всего в 2—3 раза выше, чем в придонной воде. Это происходит главным образом потому, что больших глубин достигает лишь стойкое органическое вещество. Оно разлагается очень медленно, поэтому мало изменяет состав грунтовых растворов и вызывает только слабые диагенетические процессы.

Значения pH вод тех станций, которые приведены в табл. 6, не определялись. Об этих значениях можно судить только косвенно, по аналогии с другими станциями (фиг. 81), в которых фосфор не был изучен. В придонных водах величина pH варьирует от 7,4 до 8,1, чаще всего равна 7,8; в грунтовых растворах вариации pH верхнего слоя ила находятся в пределах 7,2—7,8, а нижних слоев — обычно 7,5—8,3. В грунте вода часто подщелачивается, вероятно, от присутствия аммиака.

Высокие концентрации растворенных фосфатов найдены С. В. Бруевичем и Е. Г. Виноградовой (1947) также в грунтовых растворах северной части Каспийского моря. На мелководье с глубинами до 10 *м* содержание Р фосфатного в грунтовых растворах илов равно 1,1 *мг/л*, а в песках и песчанистых илах оно значительно ниже — около 0,03 *мг/л*. Авторы объясняют это тем, что из песков фосфор легче вымывается, чем из илов. Содержание Р фосфатного в придонной воде равно около 0,01 *мг/л*, т. е. в 100 раз меньше, чем в грунтовом растворе илов. Значения pH грунтовой воды в илах равны 7,7, придонной воды — 8,3.

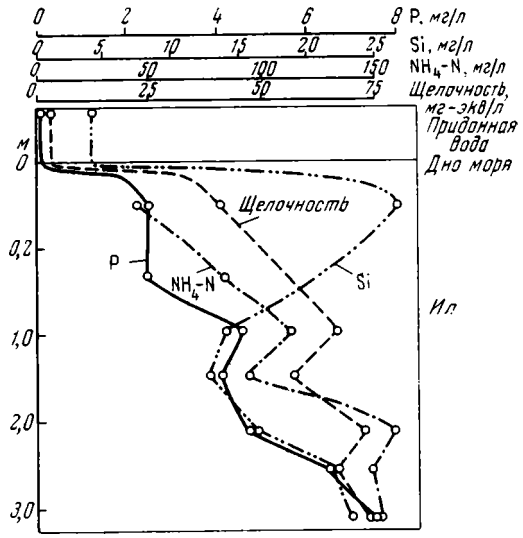
Температуры изученных вод и грунтовых растворов Берингова моря и северной части Каспия колебались в пределах 1,5—10—12°, т. е. были

Таблица 6

Щелочность, аммиачный азот, фосфатный фосфор и кремний в грунтовых растворах осадков и придонной воде Берингова моря, по С. В. Бруевичу и Е. Д. Зайцевой (1958)

№ станции	Глубина станции, *м*	Горизонт грунта, *см*	Придонная вода			Грунтовый раствор			
			щелочность, *мг-экв/л*	P	Si	щелочность, *мг-экв/л*	$NH_4 = N$	P	Si
				мг/л			*мг/л*		
517	27	Дно	2,32	0,13	1,27	5,20	0,01	5,0	17,5
»	»	—	—	—	—	29,56	21,2	3,4	17,2
553	140	Дно	3,29	0,083	4,33	41,7	45,0	2,50	26,8
»	»	90—100	—	—	—	66,23	111,0	4,55	14,0
»	»	250—260	—	—	—	65,66	149,0	6,55	21,8
»	»	306—316	—	—	—	73,76	145,0	7,48	23,3
565	66	Дно	2,36	0,091	0,70	10,91	11,4	6,31	11,0
»	»	»	—	—	—	12,94	14,1	7,15	12,8
»	»	40—50	—	—	—	16,08	18,6	3,06	—
»	»	90—100	—	—	—	26,95	25,4	3,21	—
566	70	Дно	2,36	0,088	0,65	6,47	5,7	5,10	14,8
»	»	»	—	—	—	17,56	20,0	5,32	21,0
612	1760	»	2,52	0,082	5,56	2,93	0,9	0,25	16,2
»	»	130—140	—	—	—	3,15	1,4	0,26	16,2
614	3672	Дно	2,44	0,112	2,50	3,02	0,68	0,25	15,5
»	»	140—150	—	—	—	5,36	3,4	0,36	17,0

довольно низкими по сравнению с температурами воды мелководных районов теплых тропических и субтропических морей, в которых на мелководье происходило образование пластовых и многих желваковых фосфоритов. Поэтому приведенные данные о концентрации фосфатов и об активной реакции грунтовых растворов не вполне характерны для районов образования фосфоритов.

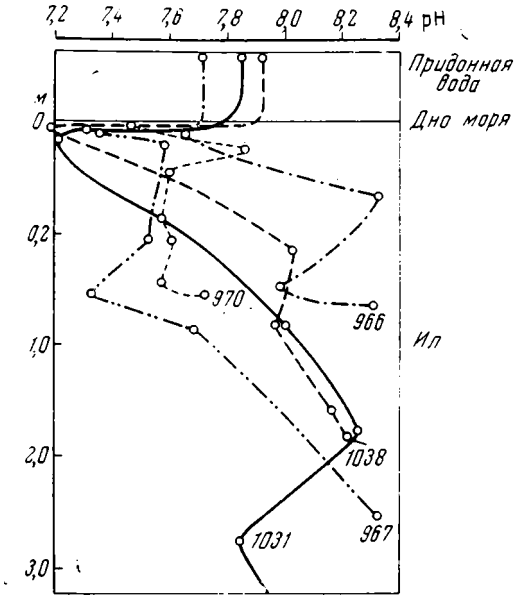


Фиг. 80. Вертикальное распределение щелочности (в *мг-экв/л*), аммиачного азота, фосфатного фосфора и кремния (в *мг/л*) в грунтовых растворах Берингова моря, станция № 553, глубина 140 *м*, по данным С. В. Бруевича Е. Д. Зайцевой (1958)

Однако даже из этих данных достаточно ясно видно, что концентрация растворенных фосфатов в грунтовых растворах нередко превышает 1 *мг* P на 1 *л*, а иногда достигает 7,6 *мг* P на 1 *л*, что в 50—100 раз выше концентрации фосфатов в водах морей на больших глубинах. Значения pH верхнего 10-сантиметрового слоя осадка обычно на единицу или на

полединицы ниже, чем придонной воды. Но по мере углубления в осадок обычно обнаруживается рост активной реакции, и уже на глубине 0,5 *м* ниже поверхности дна ее значения с придонной водой нередко выравниваются.

Древние фосфоритоносные моря, как известно, были теплыми, тропическими или субтропическими, поэтому органическое вещество в них разлагалось довольно быстро. Можно предположить, что в результате быстрого разложения органических остатков на дне степень концентрации



Фиг. 81. Вертикальное распределение величины pH в монолитах осадков из пяти станций Берингова моря, по данным С. В. Бруевича и Е. Д. Зайцевой (1958)

растворенных фосфатов в грунтовых растворах теплых морей на мелководье, вероятно, была еще более высокой, чем в холодных морях и в грунтовой воде.

Но если даже принять, что pH грунтового раствора на единицу ниже pH придонной воды, то такое понижение этого значения приведет к увеличению растворимости фосфата кальция в 10 раз (Смирнов, Ивницкая, Залавина, 1962). Однако концентрация фосфатов в грунтовой воде на шельфе примерно в 50 раз выше, чем в океанской. Следовательно, степень насыщения грунтовой воды фосфатами в пять раз выше, чем океанских вод, даже глубинных.

При этом необходимо учесть, что фосфоритовые конкреции образовались не у самой поверхности осадка, а на некоторой его глубине (Бушинский, 1938, 1954). Но с углублением в осадок ниже 10 *см* величина pH в нем растет, а следовательно, и насыщенность грунтового раствора фосфатами должна увеличиваться еще более.

Из этого естественно предположить, что выпадение фосфатов в осадок происходило не из воды бассейна, а из грунтового раствора.

Как видно, распределение величины активной реакции в грунтовых растворах разных районов моря и на разных глубинах от поверхности дна довольно пестрое. Какое оно было в действительности при осаждении фосфатов, мы не знаем, но некоторые геологические наведения все же имеются.

Многочисленные остатки замещенных фосфатом кальцитовых и арагонитовых раковин моллюсков и небольших участков известковаго ила (Бушинский, 1954) подсказывают нам, что в этом иле была среда более кислая, чем в воде бассейна. Естественно допустить, что и разложение

древесины на морском дне, с замещением ее фосфатом, отражает относительно кислую среду, даже по сравнению с окружающим илом. Несмотря на такую повышенную кислотность участков разложения древесины, фосфат все же осаждался. При этом образовались поразительно точные псевдоморфозы, в которых великолепно сохранилось тончайшее клеточное строение кипариса. Следовательно, менее щелочная среда грунтового раствора по сравнению с водой бассейна не препятствовала образованию фосфоритов.

Стадии концентрации фосфора при образовании богатых фосфоритовых пластов

Богатые пласты фосфоритов в месторождениях Азии и других частей света состоят из фосфатных зерен с большим или меньшим количеством фосфатных песчинок, оолитов, галек и цемента.

Таким образом, строение этих пластов отражает своеобразное сочетание условий спокойной и подвижной воды. В спокойной воде отмиравший планктон опускался на дно. Вместе с ним осаждались тонкие глинистые, кремнистые и карбонатные частицы. В подвижной воде происходило перемывание и окатывание фосфатных зерен и обломочков фосфорита, а также принос терригенного песчано-алевритового материала.

Накопление богатых фосфоритов, таким образом, возможно только при чередовании периодов затишья и волнения. В период затишья остатки отмершего планктона осаждаются на дно даже в области мелководья, где в результате их разложения образуются фосфоритные зерна, оолиты и конкреции. В период волнения или шторма происходит перемывание этих структурных элементов и вынос тонких примесей. Следы перемывания в виде песчинок и галек прослежены снизу до верха через все богатые и мощные фосфоритовые пласты месторождений Каратау, Куньяна и других районов. Внутрипластовое перемывание отмечается также в фосфоритах Западных штатов США и Северной Африки.

Таким образом, согласно биохимической гипотезе, концентрация фосфора для образования фосфоритов проходила следующие пять стадий.

1. Стадия притока вод с повышенным содержанием фосфатов реками и местами, может быть, восходящими течениями в область мелководья, с глубинами порядка 5—100 *м*.

2. Стадия концентрации растворенного фосфора организмами, которые употребляют его на построение скелета и мягких частей тела.

3. Стадия осаждения отмерших организмов на дно моря и их разложение. В результате этого образовались пересыщенные растворы фосфатов в иле. В районах мелководья осаждение отмерших организмов на дно и разложение их происходило в тихую погоду.

4. Стадия осаждения фосфатов из пересыщенных грунтовых растворов. В эту стадию в иле образовывались фосфоритовые конкреции, оолиты, цемент и различные псевдоморфозы, в том числе фосфатизованные копролиты или фосфатные зерна.

5. Стадия перемывания ила волнами в штормовую погоду. При этом происходило обогащение фосфоритового пласта благодаря выносу тонких нефосфатных примесей.

Эти пять стадий концентрации фосфора были эффективны в тех районах, где на дне моря жило много червей или других бесскелетных животных, которые давали копролиты, способные замещаться фосфатом. Если таких копролитов не было, то фосфат большей частью не осаждался, а диффундировал обратно в придонную воду и снова поступал в биогенный круговорот. Следовательно, для образования богатых фосфоритов, помимо указанных пяти стадий, необходима еще своеобразная зоогеографическая провинция.

Первую, вторую и третью стадии можно считать гипотетическими, так как их признаки непосредственно в породах не улавливаются (если не считать сами фосфориты). Многие бедные месторождения, как Акджар в Малом Каратау, Белкинское и месторождения районов № 31, 41, 44, 45 и 47, или не проходили пятую стадию, или она у них слабо выражена.

В случае присутствия в иле других силикатных зерен перемывание его волнами (пятая стадия) не приводило к обогащению фосфоритового пласта. Примером этого являются сантонские глауконитово-кварцевые пески Пензенской обл. В этих песках, судя по образцам, доставленным мне П. К. Кондрашевым, содержится много мелких фосфатизованных копролитов. То же можно сказать и о так называемых зернистых или зернисто-ракушечных кварцево-песчанистых фосфоритах ордовика Сибирской платформы.

О вероятных причинах разного качества дорифейских и более молодых фосфоритов

Перечисленный комплекс условий образования богатых фосфоритовых месторождений происходил в истории Земли не часто. Об этом свидетельствует весьма ограниченное число крупных и богатых фосфоритоносных бассейнов мира.

Вулканогенно-осадочные отложения и связанные с ними мощные хемогенные толщи кремнистых пород бесперспективны для нахождения богатых месторождений фосфоритов.

Эту закономерность нельзя считать твердо установленной из-за недостатка знаний по фосфоритоносности древних толщ, но возможности ее объяснения все же намечаются. В досинийское время органическая жизнь была настолько слабой, что не могла обусловить местные высокие концентрации фосфатов, необходимые для образования желваков, зерен и оолитов. Не было тогда и обилия животных, дававших копролиты, способные к фосфатизации, к превращению их в фосфатные зерна. Соответственно не могла иметь место и пятая стадия обогащения фосфоритового пласта. Эта стадия генетически связана с мелководными зонами, а дорифейские фосфориты отлагались в сравнительно глубоководных зонах.

Эмпирические и генетические ассоциации фосфоритов

Богатые пласты фосфоритов Азии залегают среди доломитовых пород диагенетического и неясного происхождения, обычно кремнистых, иногда с прослоями мергелей и доломитистых известняков. В Малом Каратау кремнисто-фосфоритовая пачка заключена среди толщи доломитов, тяготея к ее нижней части, и содержит примесь доломита. В районе № 36 богатые фосфориты приурочены к основанию и середине доломитовой толщи, а в Куньяне — к ее верхней части.

Менее богатые небольшие фосфоритовые пласты в районах № 39 и 41 залегают среди бескарбонатных глинистых сланцев, которые переходят кверху в известково-доломитовые кремнистые мергели.

Бедные фосфориты ассоциируются с весьма разнообразными породами. В областях современных восходящих течений известны находки только бедных фосфоритов, обычно вместе с глауконитом.

Для богатых и многих бедных фосфоритоносных пачек характерна примесь кварцевого песка или присутствие кварцевых песчаников. Напротив, полимиктовые, аркозовые и граувакковые песчаники или примеси слагающего их материала не встречаются вместе с богатыми фосфоритами. Среди вулканогенно-осадочных формаций известны только фосфатопроявления и нигде не найдено промышленных месторождений фосфорита. Цепь нижнекембрийских фосфоритоносных бассейнов, протягивающаяся на 7000 *км* от Улутау через Каратау, Тянь-Шань до Вьет-

нама, пересекает области, различные в отношении вулканизма, но богатые фосфориты нигде непосредственно не ассоциируются ни с вулканогенно-осадочными породами, ни с вулканогенными или гидротермальными эманациями.

Фосфориты не встречаются среди гипсоносных и соленосных отложений, редки среди оолитовых известняков, коралловых и водорослевых рифов. Морские известняки рифейского и кембрийского возраста обычно бедны фосфором и не содержат фосфоритовых месторождений. Среди отложений холодного климата фосфоритовые месторождения неизвестны.

Марганцовистые известняки, доломиты и глинистые сланцы с содержанием марганца 0,5—3% часто сопровождают фосфориты, залегая то в их кровле, то в почве, то внутри фосфатной пачки. Однако промышленные марганцевые и железорудные месторождения не сопровождаются фосфоритами.

Морские углисто-глинистые или углисто-кремнистые сланцы обычно содержат мало фосфора, иногда в них присутствуют фосфоритовые желваки с повышенным содержанием урана и ванадия, но на площади или по разрезу они могут перейти в богатый фосфоритовый пласт.

На фациальном профиле богатые фосфоритовые пласты приурочены к сравнительно мелководной зоне, примерно к глубинам от 5 до 100 *м*. В сторону глубоководной зоны они расклиниваются и разубоживаются примесями карбонатного, глинистого и кремнистого материала. В направлении к берегу происходит либо быстрое выклинивание или срезание фосфоритовых пластов, либо разубоживание грубым терригенным материалом, иногда доломитизацией. Мелководные осадки с богатыми фосфоритами накапливались в условиях относительно медленного прогибания, обычно выражающегося в малых мощностях осадочных толщ.

Какой бы ни предполагался источник фосфора — вулканогенный, гидротермальный, из морских глубин или непосредственно с гумидных равнин, богатые фосфоритовые месторождения подчинены определенной, сравнительно мелководной части фациального профиля. Так же независимо от характера возможного источника при своем накоплении фосфор проходил биогенную, химическую и нередко механическую стадии концентрации.

Приуроченность фосфоритов к перерывам в осадконакоплении и залегание их в основании трансгрессирующих серий, как установлено А. Д. Архангельским (1927), являются важными поисковыми признаками. Этой закономерности подчинены бедные фосфориты впадины Хуабэй. Однако фосфориты в районах № 12, 15, 31, 38, 39, 41 и 44 не сопровождаются видимым перерывом седиментации. Не обнаружено перерыва и в основании среднего фосфоритового горизонта в районе № 36. Нижнекембрийский фосфоритовый горизонт на западе впадины Синань связан с небольшой регрессией и трансгрессией. Фосфоритовые месторождения обычно ассоциируются с небольшими перерывами седиментации, которые бывает трудно заметить (в сторону впадин эти перерывы исчезают). Нижняя фосфоритовая пачка Западных штатов США сочетает в себе как трансгрессивную, так и регрессивную фазы.

Следовательно, нельзя ограничивать поиски фосфоритов опробованием только тех слоев, которые тяготеют к перерыву седиментации или залегают в основании трансгрессирующих серий. Необходимо опробовать всю морскую осадочную толщу, но особое внимание уделить все же перерывам и следам обмеления.

В тектоническом отношении крупные и богатые фосфоритовые залежи приурочены к миогеосинклиналям и подвижным платформам, тяготея к окраинам впадин или иным поднятиям, к медленно прогибающимся участкам или зонам малых мощностей. В эвгеосинклиналях известны только бедные фосфориты.

Задачи дальнейшего изучения и поисков фосфоритов

Изложенная биохимическая гипотеза происхождения морских фосфоритов далека от совершенства. В ней по существу не учитываются особенности биохимических или бактериальных процессов, протекавших в районах, где происходило и где не было образования фосфоритов. Даже в современных осадках изучение этих особенностей никем не производилось. Можно предполагать, что для генезиса фосфоритов эти особенности имеют едва ли не решающее значение. Неясны также причины возникновения той зоогеографической провинции, которая бы продуцировала много копролитов, способных к фосфатизации.

Как уже было подмечено ранее (Бушинский, 1954), остатки различных организмов, в том числе копролиты и ходы илоедов, ведут себя по разному в отношении окремнения, кальцитизации и фосфатизации, а также осаждения карбоната марганца. Одни из этих остатков способствуют тем или иным из указанных процессов, другие противодействуют им. Следовательно, необходимо выделить и изучить такие органические остатки, которые способствуют фосфатизации или осаждению фосфата кальция.

Изучение геохимии, минералогии, литологии и палеогеографии фосфоритов и фосфоритоносных толщ остается основной задачей. Важно также изучение связей фосфоритов с различными рудами и химическими элементами, составление фациальных и палеогеографических карт и прослеживание всех изменений фосфоритовых пластов и сопровождающих пород на фациальных профилях.

Основной задачей является также изучение тектонических, климатических и литологических закономерностей размещения фосфоритовых месторождений.

Полученные выводы о генезисе и закономерностях размещения морских фосфоритов позволяют сделать следующее заключение в отношении перспектив фосфоритоносности древних толщ Азии.

Дорифейские карбонатные, карбонатно-терригенные и карбонатно-кремнистые толщи представляют интерес для попутного опробования на фосфор.

Рифейские и кембрийские доломитовые, доломитово-терригенные и доломитово-кремнистые толщи с большей или меньшей примесью известняков представляют интерес для специального изучения на фосфор в районах Урала, Енисейского кряжа, Северной Сибири, Восточного Прибайкалья, Байкало-Патомского и Удско-Майского районов, Монголо-Охотского пояса (включая нижний и средний палеозой), Монгольской Народной Республики (по данным В. Г. Васильева и др., 1959), в северных, центральных и восточных провинциях Китая, в северных провинциях Индии, Ирана и Пакистана, а также в Джамму и Кашмире, Непале и на юго-востоке Азии. В целях нахождения более экономичных месторождений заслуживают дальнейшего изучения и те области, в которых фосфориты уже известны.

Гидротермально-метасоматические фосфориты ляодунского типа — небольшие по запасам и связаны с железными рудами такого же генезиса. Подобных руд много в Кемеровской обл., где рудоносные толщи заслуживают попутного опробования на фосфор.

ЛИТЕРАТУРА

Адышев М. М. О стратиграфическом положении ванадиеносной углисто-кремнисто-сланцевой формации Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1964, **156**, № 3.

Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Вещественный состав ванадиеносного горизонта в Каратау. Сб. науч. трудов Казах. горнометаллург. ин-та, 1959, вып. 18.

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана, ч. I, Алма-Ата, 1961.

Архангельский А. Д. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. В кн. «Фосфориты СССР», Л., 1927.

Балашов Ю. А., Хитров Л. М. Распределение редкоземельных элементов в водах Индийского океана.— Геохимия, 1961, № 9.

Безруков П. Л. Нижнесилурийские геосинклинальные фосфориты в северо-восточной ветви хребта Каратау.— Докл. АН СССР, 1938, **18**, № 7.

Безруков П. Л. Месторождения высококачественных пластовых фосфоритов хребта Каратау. В кн. «Агрономические руды СССР», т. 6. М.— Л., 1941. (Труды Науч. ин-та по удобр. и инсектофунгицидам, вып. 149).

Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. В кн. «Фосфориты Каратау». Алма-Ата, 1954.

Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.

Блох А. М. Редкие земли в остатках палеозойских рыб Русской платформы.— Геохимия, 1961, № 5.

Блох А. М., Коченов А. В. О содержании фтора в костных остатках ископаемых рыб.— Докл. АН СССР, 1960, **135**, № 6.

Боровиков Л. И. Фосфориты в Атасуйском районе Центрального Казахстана.— Разведка и охрана недр, 1960, № 5.

Боровиков Л. И., Краськов Л. Н. Кембрийские отложения в горах Кендыктас (Южный Казахстан).— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1963, **94**.

Борукаев Р. А. Стратиграфия кембрийских отложений Восточного Казахстана. В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, 1960.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Биогенные элементы в грунтовых растворах Каспия.— Гидрохим. материалы, 1947, **13**.

Бруевич С. В., Зайцева Е. Д. К химии осадков Берингова моря.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1958, **26**.

Бушинский Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса актюбинских фосфоритов.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1938, **16**, вып. 4.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит, М., Изд-во АН СССР, 1952.

Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. М., Изд-во АН СССР, 1954. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 156, геол. серия № 67).

Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». М., Изд-во АН СССР, 1956.

Бушинский Г. И. О стилолитах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 8.

Бушинский Г. И. О конкрециях. В кн. «Вопросы литологии и минералогии осадочных пород». Баку, 1962.

Бушинский Г. И. О мелководности фосфоритовых отложений и их генезисе. В кн. «Дельтовые и мелководноморские отложения». М., Изд-во АН СССР, 1963.

Ван Юэ-лунь. Возраст и генезис фосфоритового месторождения возле д. Чжунцунь (район Куньян, пров. Юннань).— Дичжи луньпин (Геологическое обозрение), 1940, **6**, № 1—2. На кит. яз.

Ван Юэ-лунь. Синийские тиллиты и их стратиграфическое значение.— Новости зарубежной геол., 1960, вып. 20.

Ван Юэ-лунь. К вопросу о границе синия с кембрием в северном Китае.— Acta Geol. Sinica, 1963, **43**, № 2. На кит. яз.

Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцового месторождения в Кузнецком Алатау.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 70.

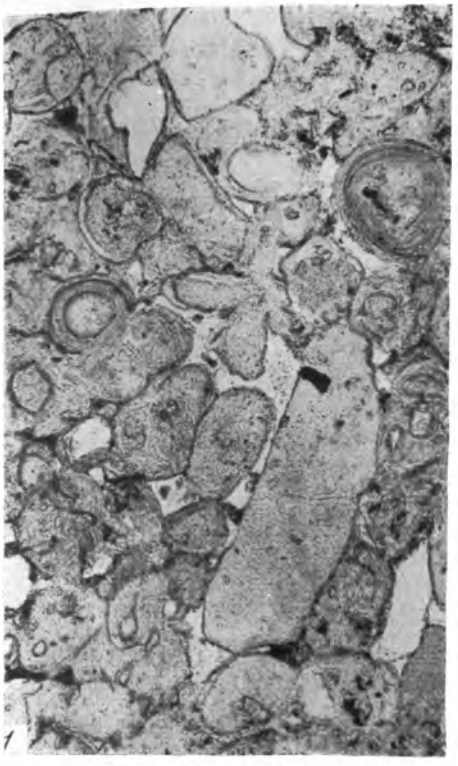
Васильев В. Г. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Л., Гостоптехиздат, 1959.
Винкман М. К., Гинцингер А. Б., Егорова Л. И. Опорные разрезы нижнего кембрия и синия Горной Шории и Горного Алтая.— Сов. геол., 1962, № 12.
Гао Цзюнь-цзе. Промышленная классификация фосфоритов нижнего кембрия у северной окраины Таримской платформы и перспективы их изучения.— Дичжи юэкан (Геологический ежемесячник), 1959, № 1. На кит. яз.
Гиммельфарб Б. М. Фосфоритоносный бассейн Каратау и перспективы его освоения.— Сов. геол., 1946, сб. 10.
Гиммельфарб Б. М. К вопросу о возрасте фосфоритов Каратау.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 1.
Гиммельфарб Б. М. Классификация месторождений фосфоритов. В кн. «Геология месторождений горнохимического сырья», вып. 2. М., Госхимиздат, 1955.
Гиммельфарб Б. М. Закономерности тектонического размещения фосфоритовых месторождений СССР. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Гиммельфарб Б. М. Основные принципы составления прогнозных карт на фосфориты. В кн. «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Доклады. Алма-Ата, 1958.
Гиммельфарб Б. М. Основные геологические закономерности размещения фосфоритовых месторождений СССР. В кн. «Геология месторождений горнохимического сырья». М., Госхимиздат, 1959. (Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, вып. 5).
Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулактау. В кн. «Фосфориты Каратау». Алма-Ата, 1954.
Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М. Фосфоритоносные отложения бассейна Каратау. В кн. «Вопросы седиментологии». М., Госгеолтехиздат, 1960.
Гиммельфарб Б. М., Красильникова Н. А., Тушина А. М. Классификация фосфоритов. Докл. АН СССР, 1959, 126, № 6.
Гиммельфарб Б. М. и др. Геологическое строение и типы руд фосфоритного месторождения Джанытас. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Гинцингер А. Б., Винклер К. О. Стратиграфическое положение фосфоритоносных и марганценосных отложений Горной Шории и Кузнецкого Алатау. В кн. «Материалы по региональной стратиграфии Сибири». М., Гостоптехиздат, 1962.
Го Шу-синь. Геология фосфоритовых месторождений в низах синия восточного поднятия хр. Тайхан-шань.— Acta Geol. Sinica, 1963, 43, № 3. На кит. яз.
Григорьев В. Н., Семихатов М. А. К вопросу о возрасте и происхождении так называемых «тиллитов» северной части Енисейского Кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.
Громов Ю. Я., Суханов Р. И. Ванадий в кембрийских породах Южного Приморья.— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1958, № 1 (13).
Дворцова К. И. Кембрийские фосфоритоносные отложения в горах Кандыктас (Южный Казахстан).— Докл. АН СССР, 1958, 123, № 5.
Делицин И. С. Кварцево-диопсидовые породы юго-западного Прибайкалья и особенности локализации в них апатита.— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., минералог. и геохим. АН СССР, 1961, вып. 48.
Дмитренко О. И., Павлова Г. А. О химии фосфора в море.— Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1962, 54.
Еганов Э. А. Случаи формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления.— Геол. и геофизика, 1964, № 3.
Егорова О. П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья.— Изв. Сибирск. отд-ния АН СССР, серия геол. и геофиз., 1960, № 7.
Е Лянь-цзюнь. Геология фосфоритов Северного Китая.— Дичжи Кексюэ (Геологические новости), 1959а, № 2. На кит. яз.
Е Лянь-цзюнь. Условия образования фосфоритов в Китае.— Дичжи Кексюэ, (Геологические новости), 1959б, № 2. На кит. яз.
Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. М., Изд-во АН СССР, 1957. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 8).
Зимин С. С. К вопросу о происхождении и практическом значении фосфоритов Белоусовского месторождения Кузнецкого Алатау.— Труды Дальневост. политехн. ин-та, 1959, 54, вып. 1.
Зленко Н. Д., Нужнов С. В., Шпак М. С., Ярмолюк В. А. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия Юго-Востока Сибирской платформы. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960 (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. Л., Химтеорет., 1937. (Труды Науч. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 139).
Казаков А. В. Фосфатные фации. М.— Л., ГОНТИ, 1939. (Труды Науч. ин-та по удобр. и инсектофунгисидам, вып. 145).

Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950а, № 5.
Казаков А. В. Фторапатитовая система равновесий в условиях образования осадочных пород.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1950б, вып. 114, геол. серия, 40.
Казаков А. В., Тихомирова М. М., Плотникова В. И. Система карбонатных разновесий (доломит, магнезит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1957, вып. 152, геол. серия, № 64.
Калмыков А. Ф., Соколов А. С., Тушина А. М. Апатитовые месторождения Мау-Кок во Вьетнаме. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Келлер Б. М. Введение. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в Южном Улутау Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1957, **115**, № 3.
Колобков М. Н. Агрономическое минеральное сырье восточных районов РСФСР. Новосибирск, 1963.
Колчина А. Г. Радиометрические методы исследований при поисках и разведке агрономических руд.— Разведка и охрана недр, 1963, № 12.
Колбин М. Ф., Смирнов А. М., Шехоркина А. Ф., Шехоркин И. А. Кембрийские и докембрийские отложения Южного Приморья и сопредельных территорий. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Королев В. Г. Кембрий Тянь-Шаня. В кн. «Материалы по геологии Тянь-Шаня», вып. 3. Фрунзе, 1962.
Красильникова Н. А. Некоторые особенности геологических условий размещения фосфоритов в Китае.— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1958, № 5 (17).
Красильникова Н. А. Фосфориты Красноярского края. В кн. «Полезные ископаемые Красноярского края». М., Изд-во АН СССР, 1962.
Красильникова Н. А. Фосфориты. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
Красильникова Н. А., Смирнов А. И. Вторичное обогащение фосфоритных залежей в континентальных условиях.— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1963, № 5 (17).
Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Пер с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чжи и др. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики.— Геохимия, 1960, № 7.
Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
Ли Шэн-сы. Закономерности размещения железных и марганцевых руд и фосфоритов в Юго-Восточном Китае. Пекин, 1956. На кит. яз.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., Госгеолтехиздат, 1963.
Лю Чжи-юань. Докембрийский тип осадочных метаморфизованных фосфоритов Китая. Пекин, 1957. На кит. яз.
Лю Чжи-юань. Изучение геологической структуры Китая по условиям накопления фосфатов.— Реф. ж. геол., 1959, № 11, реф. № 23571.
Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, **32**, вып. 4.
Макурин А. С. Новые данные по стратиграфии докембрия хребта Куруктаг.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1960, **38**.
Маслов В. П. Копролиты, следы сверлящих организмов и их значение для литолога.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
Мац В. Д. Геологические критерии и методы поисков фосфоритов в позднекембрийских отложениях Прибайкалья. В кн. «Совещание геологов Восточного Сибири и Дальнего Востока». Чита, 1956.
Мац В. Д., Егорова О. П. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритоносности. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1957, вып. 1 (22).
Мац В. Д., Егорова О. П., Бабкин А. К. О находках фосфоритов в верхнепротерозойских отложениях Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1956, **110**, № 2.
Мэн Сян-хуа. К петрографии фосфоритов бассейна Каратау.— Докл. АН СССР, 1959, **126**, № 6.
Мэн Сян-хуа. Типы фосфоритовых залежей Малого Каратау.— Труды Моск. геол.-развед. ин-та, 1960, **38**.
Некрасова О. И. Литология нижне- и среднекембрийских отложений разреза Амгинской опорной скважины. М., Госгеолтехиздат, 1955.
Озеров Р. И., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1956, **85**, вып. 3.

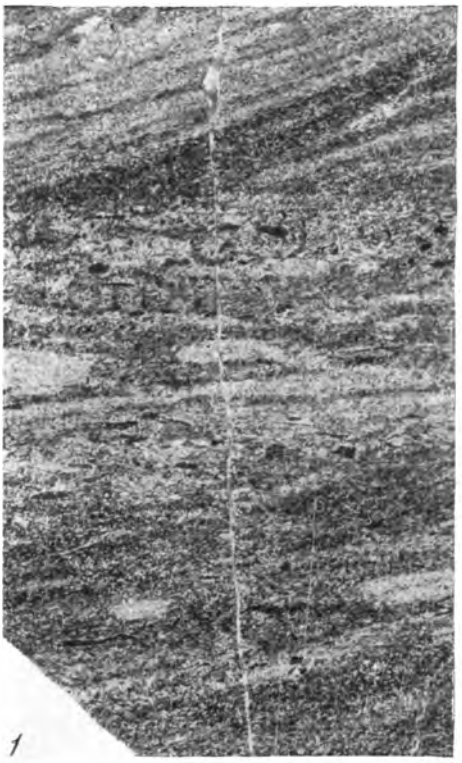
Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И., Куперман М. Е. О составе и строении природных фосфатов кальция.— Ж. прикл. химии, 1964, **37**.
Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолтехиздат, 1951. (Мин. ресурсы заруб. стран, вып. 19).
Основы тектоники Китая. Перевод с кит. М., Госгеолтехиздат,. 1962.
Павловский Е. В. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Попова З. Д. К вопросу о так называемых «фосфоритах» центрального участка месторождения Сарысай.— Вестн. АН Казах. ССР, 1959, № 7.
Попова З. Д. Фосфаты кальция месторождения Сарысай.— Труды Ин-та геол. наук АН Казах. ССР, 1963, 7.
Попова З. Д., Сарбасов Ш. У. Байконурская группа месторождений алюмофосфатных руд и фосфоритов в Джезказганском районе.— Вестн. АН Казах. ССР, 1963, № 6.
Пуляевская Л. М., Шепетило Н. И. Озерское месторождение фосфоритов Западного Прибайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1958, вып. 3.
Региональная стратиграфия Китая. Перевод с кит. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
Рожкова Е. В., Серебрякова М. Б., Макарова Т. В. О возможности осаждения фосфата кальция из вод морских бассейнов.— Мин. сырье, 1962, вып. 6.
Ронов А. Б., Корзина Г. А. Фосфор в осадочных породах.— Геохимия, 1960, № 8.
Русинов Л. А. Структурно-тектоническая классификация фосфоритовых месторождений.— Докл. АН СССР, 1959, **124**, № 6.
Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б. О фосфатоносности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита.— Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Арктики, 1963, **136**.
Самойлов Я. В. Месторождения фосфоритов Алжира и Туниса.— Труды Комис. по исслед. фосфоритов, серия 1. 1912. Текст на русск. и франц. языках.
Сахарова М. С. Проблемы поисков метаморфических фосфатов в Сибири. В кн. «Вопросы геологии агрономических руд». М., Изд-во АН СССР, 1956.
Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 68.
Смирнов А. И. Докембрийские фосфориты Енисейского кряжа. В кн. «Геология горнохимического сырья». М., Госхимиздат, 1955.
Смирнов А. И. К вопросу о генезисе фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1958, **119**, № 4.
Смирнов А. И. Новые данные по элементарному составу фосфоритов бассейна Каратау.— Докл. АН СССР, 1959, **125**, № 1.
Смирнов А. И. Особенности генезиса фосфоритов Каратауского типа. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Смирнов А. И., Тушина А. М. О находке вторичных фосфоритов в Каратау.— Докл. АН СССР, 1960, **130**, № 6.
Смирнов А. И., Тушина А. М. Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Смирнов А. И., Шмелькова Ю. Ф. Фосфориты Белоусинского месторождения (Кузнецкий Алатау). В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Предварительные результаты изучения системы $CaO - P_2O_5 - H_2O$ в условиях, приближающихся к природным.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, 1958, вып. 4.
Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Плотникова В. И., Фридман Н. Г. О минералогической природе фосфатного вещества фосфоритных руд.— Труды Гос. науч.-исслед. ин-та горнохим. сырья, 1958, вып. 4.
Соколов А. С., Тушина А. М. Фосфоритоносные породы провинции Лао Кай (Вьетнам).— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1959, № 5 (22).
Соколов В. А. Ванадиеносные кембрийские отложения в Казахстане.— Вестн. АН Казах. ССР, 1946, № 11 (20).
Спандерашвили Г. И. Новые данные о фосфоритоносности Горной Шории.— Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1957, № 2.
Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории.— Сов. геол., 1962. № 5.
Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории. В кн. «Фосфориты Западной Сибири». М., изд-во «Недра», 1965.

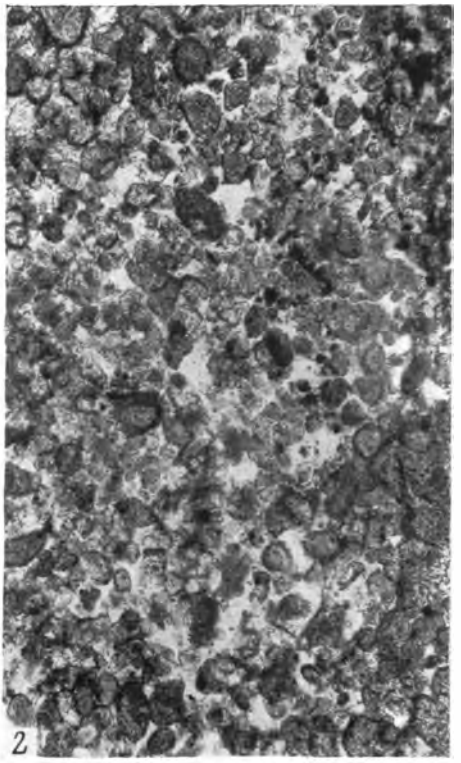
Спандерашвили Г. И., Рубаха Ф. И. Опыт применения литохимической и радиометрической съемок при поисках фосфоритов в Горной Шории.— Разведка и охрана недр, 1962, № 4.
Спандерашвили Г. И., Сажин А. И. Карстовые фосфориты Горной Шории.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1961, № 3.
Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление.— Геол. рудных м-ний, 1960а, № 1.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960б.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
Сухарина А. Н. Новые данные по фосфоритам Западной Сибири.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1961, № 2.
Сухарина А. Н. Итоги работ ЗСГУ в 1962 г. на фосфориты.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1963, № 1.
Сухарина А. Н., Сажин А. И., Спандерашвили Г. И. Горношорский фосфоритоносный район.— Разведка и охрана недр, 1961, № 2.
Сысоев В. А. Микроструктура раковин хиолитов и их систематическое положение.— Докл. АН СССР, 1958, 131, № 5.
Сюй Цзя-вэй. О нижней границе кембрийской системы в южной части Северного Китая. Дичжи Луньпин, 1958, 18, № 1.
Сюй Цзя-вэй. О нижней границе кембрийской системы в южной части Северного Китая. В кн. «Древнейшие породы Китая». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
Табылдиев К. Т. К качественной характеристике фосфоритового месторождения Чулактау.— Вестн. АН Казах. ССР, 1958, № 7.
Тамбовцев М. М. К вопросу о фосфоритоносности железорудной формации Малого Хингана.— Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 22.
Трухачева А. Г. Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулактау. В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат, 1962.
Тушина А. М. О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау.— Зап. Всес. минералог. об-ва, 1960, 89, вып. 1.
У Цзы-цзян. Месторождение фосфоритов в провинции Чжэцзян.— Дичжи Юэкан, 1958, № 10. На кит. яз. Реферат. журн., геол., 1960, № 2, реф. № 3092.
У Ши-цин. Изучение вопроса о нижней границе кембрийской системы по особенностям седиментации в северо-восточной части Юннани.— Acta geol. Sinica, 1960, 40, № 1. На кит. яз.
Фан Дэ-лянь. Железо-марганцевое месторождение Вафанзы (КНР).— Геол. рудных м-ний, 1959, № 4.
Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Холодов В. Н. О редких и радиоактивных элементах в фосфоритах. В кн. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». М., Изд-во АН СССР, 1963.
Холодов В. Н. Корякин А. С. К вопросу о происхождении фосфатных конгломерато-брекчий Малого Каратау.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 2.
Хо Ши-чэн. Некоторые вопросы генезиса фосфоритов кембрия Шэньси.— Acta Geol. Sinica, 1962, 42, № 4. На кит. яз.
Хуан Бо-цинь. Основные черты тектонического строения Китая. Перевод с кит. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
Ху Шу-юн. Изучение кембрийских отложений в районе Куруктага. Дичжи Юэкан, 1958, № 7. На кит. яз. Реферат. журн., геол., 1960, № 2, реф. № 2338.
Цао Жэнь-ин. Заметки о геологии Куньминской впадины.— Реф. ж., геол., 1959, № 6, реф. № 11666.
Цзян Чун-чао. Стратиграфия синийских отложений южной части Северо-Восточного Китая.— Реф. журнал, геол., 1958, реф. № 13641.
Цоу Цун-и. Минералогия и химия фосфоритов Северного Китая.— Геол. наука, 1960, № 1. На кит. яз.
Чеботарев М. В., Буй Фу-мий. Полезные ископаемые Демократической Республики Вьетнам.— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1960, № 3 (27).
Чжан Цзянь-мо. Досинийская стратиграфия в провинциях Цзянсу и Ань-хой.— Scientia, 1958, 4. На кит. яз.
Чэн Цзинь-бяо. Синийские отложения и синийская палеогеография северо-западной части провинции Хэбэй. В кн. «Древнейшие породы Китая». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1962.
Шабалин В. В., Сагындыков К. О. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях хребтов Джетымтоо и Кок-Ийримтоо (Тянь-Шань).— Изв. АН Кирг. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 6.
Шаманский И. А., Сухарина А. Н. Итоги работ Западно-Сибирского геологического управления в 1958 г. на горнохимическое сырье.— Вестн. Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. упр., 1959, № 1—2.
Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1932, 10, вып. 3-4.

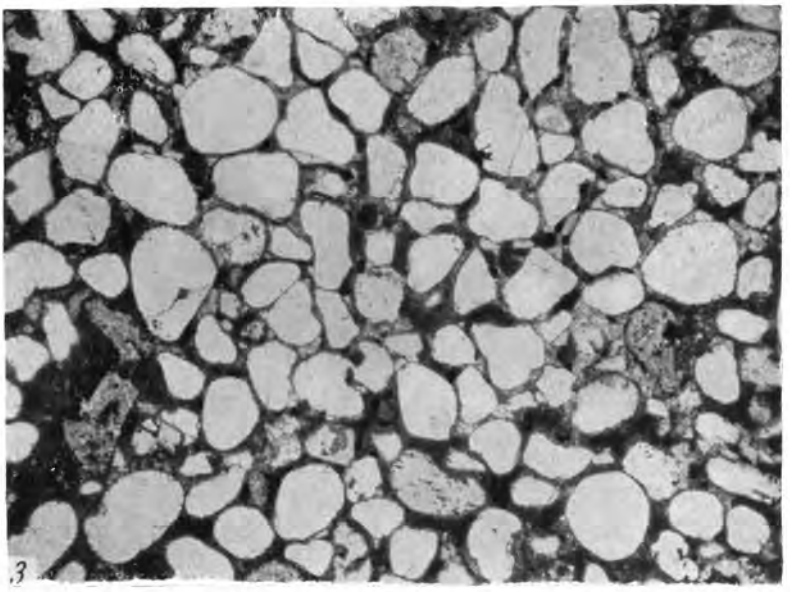
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенных формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива. Сообщения Дальневост. фил. СО АН СССР, 1963, вып. 18.
Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960. (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8).
Шэнь Цинь-жун, Ляо Да-цун. Стратиграфия синийских отложений и краткая характеристика месторождений полезных ископаемых осадочного типа в Яньшанской горной цепи.— Новости зарубеж. геол., 1960, вып. 20.
Юдин Н. И. Фосфоритоносность докембрийских отложений юго-восточной Тувы.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 2.
Ярошевич В. М. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Батеневского кряжа, хребта Азыр-Тал и бассейна реки Белый Июс.— Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1962, вып. 17.
Altschuler Z. S. a. oth. The geochemistry of uranium in apatite and phosphorite. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1958, No 314-D.
Bushinsky G. I. [Бушинский Г. И.] On shallon water origin of phosphorite sediments. In: «Developments in Sedimentology», vol. 1. L. M. J. U. van Straaten editor, 1964.
Chang Wen-you. Grundzüge der geologischen Struktur und Entwicklung Chinas.— Geologie, 1959, Jg. 8, H. 5.
Ho C. S. The phosphate deposits of Tungshan, Chengchiang. Yunnan.— China Geol. Surv. Bull., 1942, No 35.
Hou De-feng, Yeh Lien-tsun. Facies and genesis of the sedimentary manganese ores of Eastern China.— Scientia sinica, 1957, 6, No 1.
Lee J. S., Chao Y. T. Geology of the Gorge district of the Yangtze...— Bull. Geol. Soc. China, 1924, 3, No 3—4.
Liu C. C. The apatite deposits of Tung Hai Hsien.— Chin. Geol. Surv., Bull., 1922, N 4.
McKelvey V. E. Successeful new technigues in prospecting for phosphate deposits. Washington, 1963.
Powell J. W. Methods of geologic cartography in use by the United States Geological Survey. In «Compt. rend. Internat. geol. Congr, III Session, 1885». Berlin, 1888.
Salvan N. Le problème de la phosphatogénése et son évolution.— Mines et géol., 1959, N 6.
Sanghi M. R. a. oth. The Vindhian system of India.— India Geol. Rec., 1962, **91**, pt. 2.
Schermerhorn L. I. G., Stanton W. I. Tilloids in the West Congo geosyncline.— Quart. J. Geol. Soc., London, 1963, **119**, N 474, pt. 2.
Sheldon R. P. Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in Western Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1963, N 313-B.
Wang C. C. The phosphate deposits of Talungtan, Kunming, Yunnan.— China Geol. Surv. Bull., 1942a, N 35.
Wang C. C. The phosphate rocks of Chungyitsun, Kunyang, Yunnan.— China, Geol. Surv. Bull., 1942б, N 35.
Wisse L. Génese des gîtes phosphates du Sud-Est Algero-Tunisien. Dans «XIX Congr. géol. internat., Monographies régionales. Série 1, N 27. Alger, 1952.



1. Зернистый фосфорит. Фосфатные зерна и оолиты в фосфатно-кремнистом цементе. Увел. 60, николь 1. Месторождение Аксай, Каратау.
2. Оолитовый фосфорит. Фосфатные оолиты в фосфатном цементе. Увел. 60, николи + Образец Мэн Сян-хуа. Месторождение Джилан, Каратау.
3. Фосфоритовые гальки, сложенные фосфатными зернами и оолитами. Увел. 60, николь 1. Месторождение Аксай, Каратау.



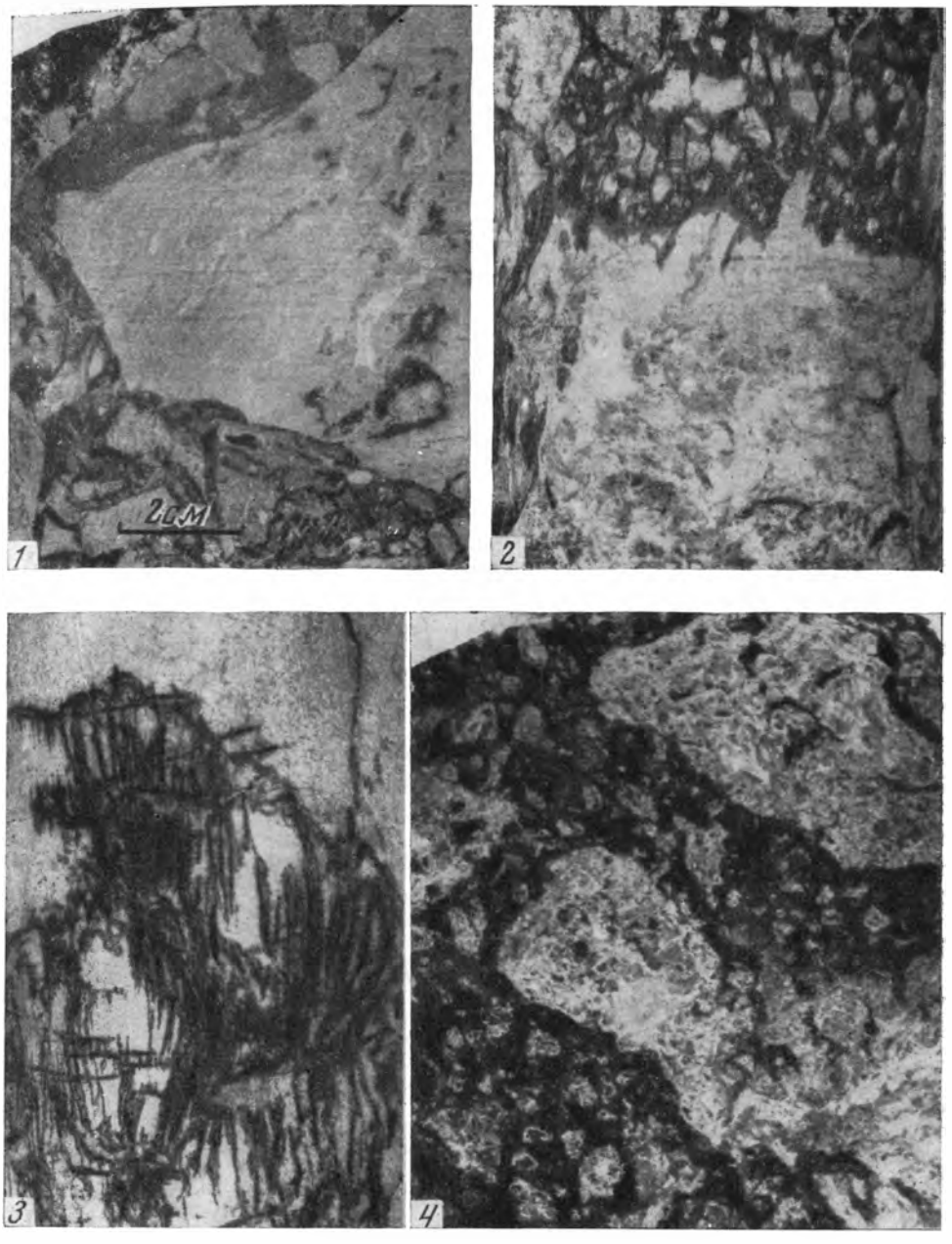




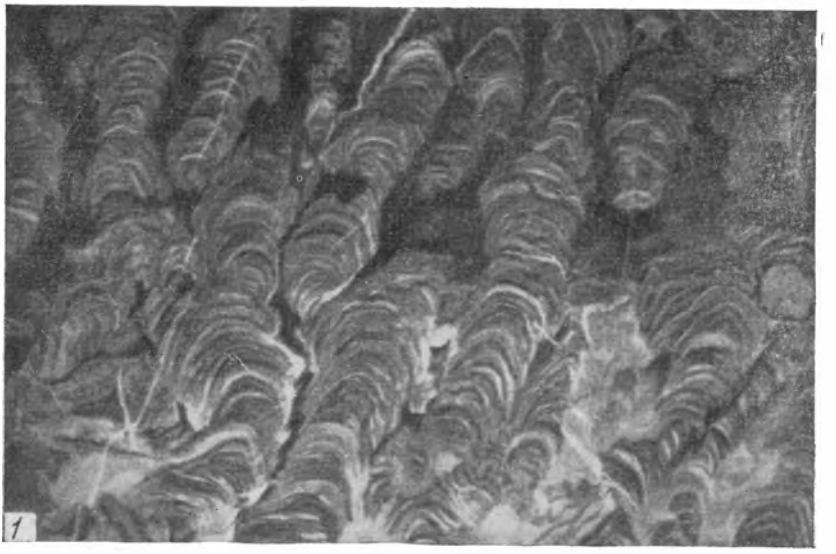
1. Фосфорит косослоистый. Нат. вел. Образец Мэн Сян-хуа. Месторождение Джанытас, Каратау.

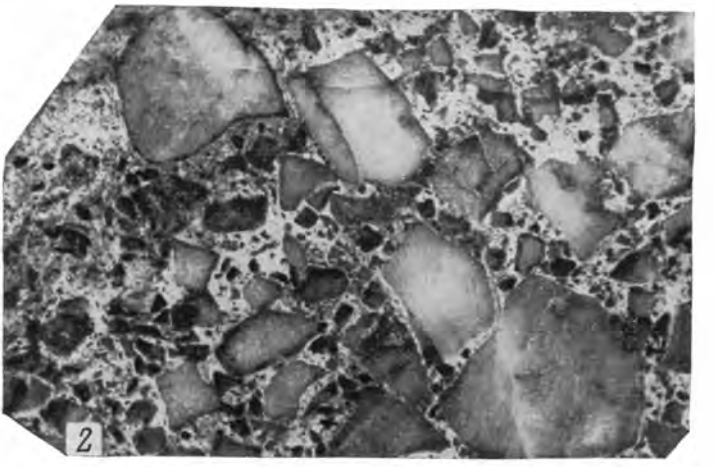
2. Мелкозернистый фосфорит, характерный для сравнительно глубоководной зоны. Увел. 60, николь 1. Образец Мэн Сян-хуа. Месторождение Коксу, Каратау.

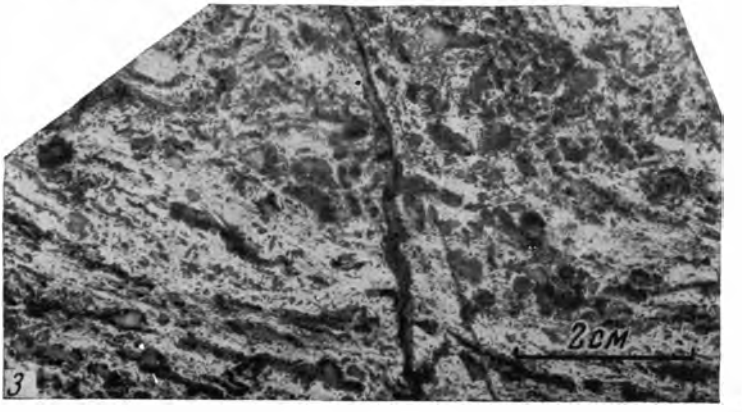
3. Песчаник из хорошо окатанных кварцевых зерен. Увел. 22, николь 1. Образец Мэн Сян-хуа. Месторождение Кокджон, Каратау.



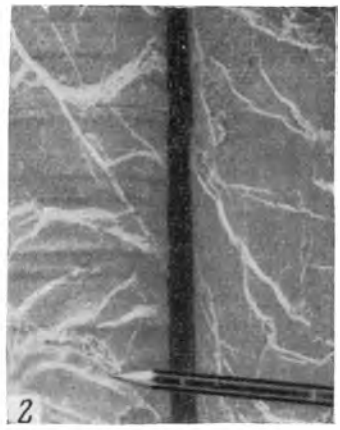
1. Брекчия свалов или рифовых подножий. Месторождение Белка, Горная Шория.
2. Брекчия грануляции. Светлое — куски известняка; темное — гранулированная масса с «битумом», фосфатсодержащая. Нат. вел. Скв. 48, глуб. 60 *м.* Месторождение Белка, Горная Шория.
3. Дендритовый «битум» в известняке. Нат. вел. Месторождение Белка, Горная Шория.
4. Округлые участки светлого доломита и кальцита с флюоритом в черном фосфорите. Нат. вел. Скв. 49, глуб. 60 *м.* Месторождение Белка, Горная Шория.

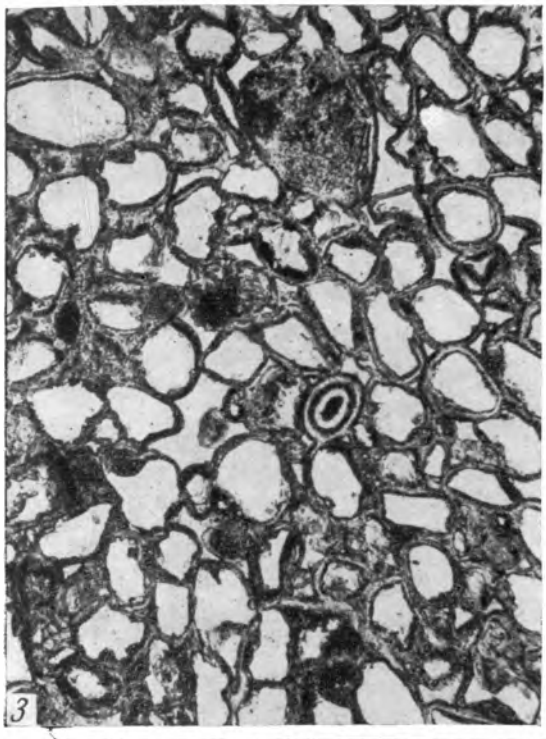


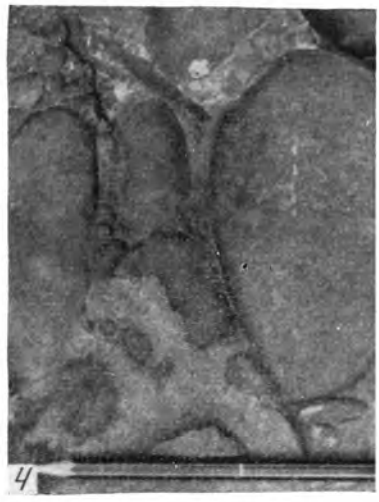


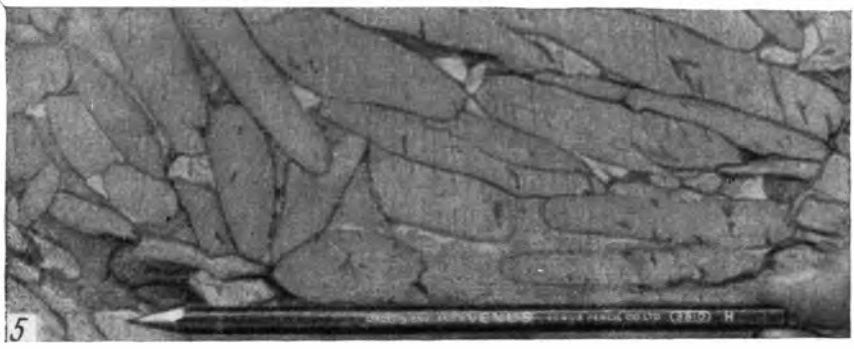


1. Красный известняк с *Collenia*. 1/4 нат. вел. Свита Гуандун, п-ов Ляодун.
2. Порода типа тиллита — обломки и гальки кварцита в слюдистом и апатитовом (белое) цементе (травленная полированная поверхность, у которой углубления, отвечающие апатиту, перед фотографированием заполнены белым мелом). 5/4 нат. вел. Третий горизонт, п-ов Ляодун.
3. Слюдисто-апатитовый сланец с обломками кварцита. Фторапатит (белое) замещает слюдистую массу (полированная поверхность, у которой протравленные углубления, отвечающие апатиту, перед фотографированием заполнены белым мелом). Третий горизонт, п-ов Ляодун.

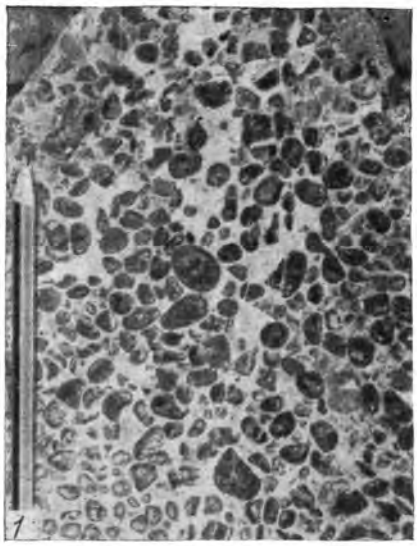


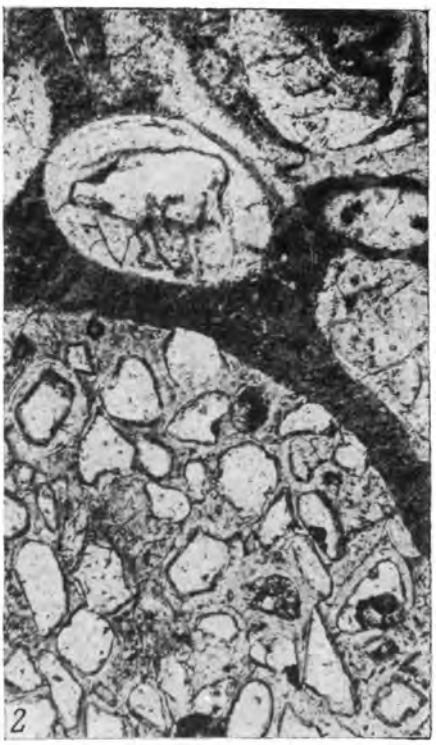


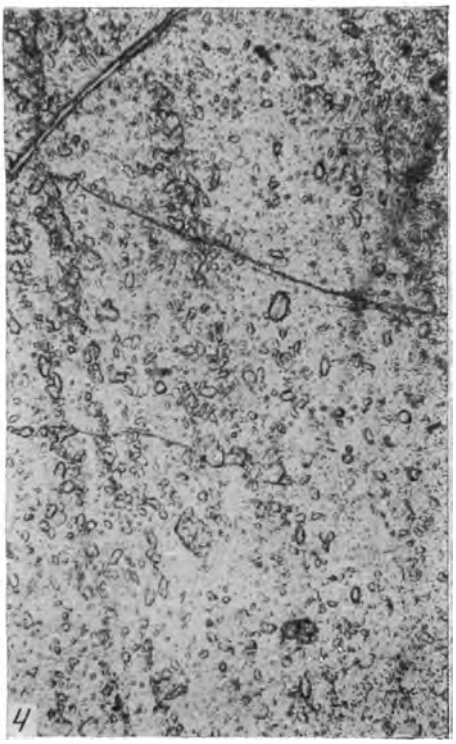




1. Тонкослоистый и плойчатый гипс. Район № 27.
2. Серый гипс с жилками белого гипса.
3. Фосфорит кварцево-песчанистый. Белое — кварц терригенный (зерна) и кварц аутигенный, выполняющий поры; серое и черное — фосфат в форме оолитов, копролитов, неправильной массы и оболочек вокруг зерен. Увел. 60, николь 1. Район № 27.
4. Конкреции кварцево-песчанистого фосфорита из основания фосфоритоносной пачки. Район № 27.
5. Бамбуколистный известняк, или вюрмкальк — плоскогалечный конгломерат из галек известняка в известковом цементе. Верхний кембрий, г. Сюйчжоу.





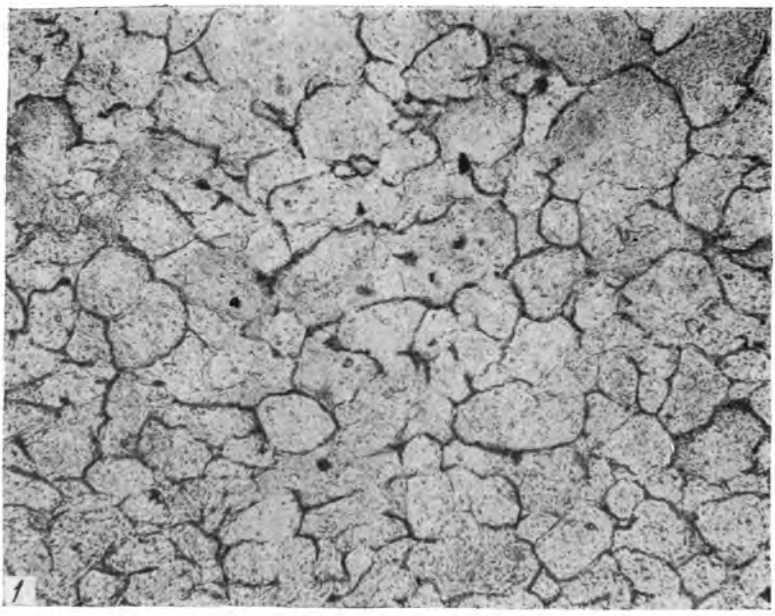


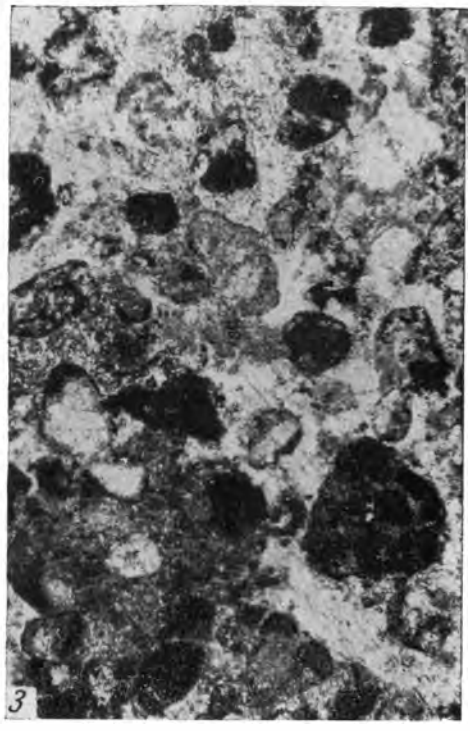
1. Фосфоритовый конгломерат — гальки кварцево-песчанистого фосфорита в фосфатно-карбонатном цементе. Вид сверху. Район № 28.

2. Галька кварцево-песчанистого фосфорита в оолитовом фосфорите. У поверхности гальки видны полусферы кварцевых зерен, вторая половина которых истерта при окатывании. Увел. 60, николь 1. Район № 28.

3. Эксцентрически-слоистые фосфатные оолиты. Увел. 60, николь 1. Район № 28.

4. Белый пластовый фосфорит с призмочками кварца. Увел. 60, николь 1. Образец проф. Е Лянь-цзюня. Район № 28.

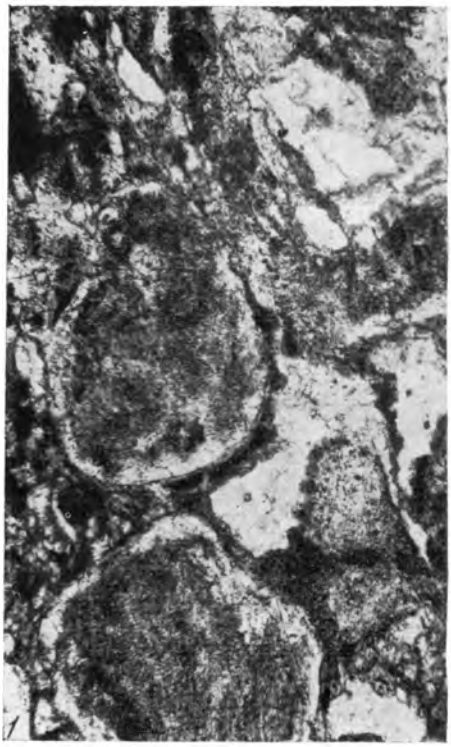


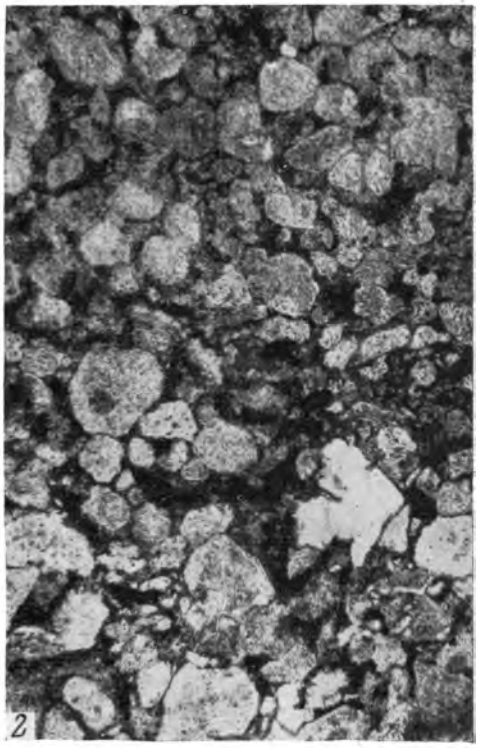


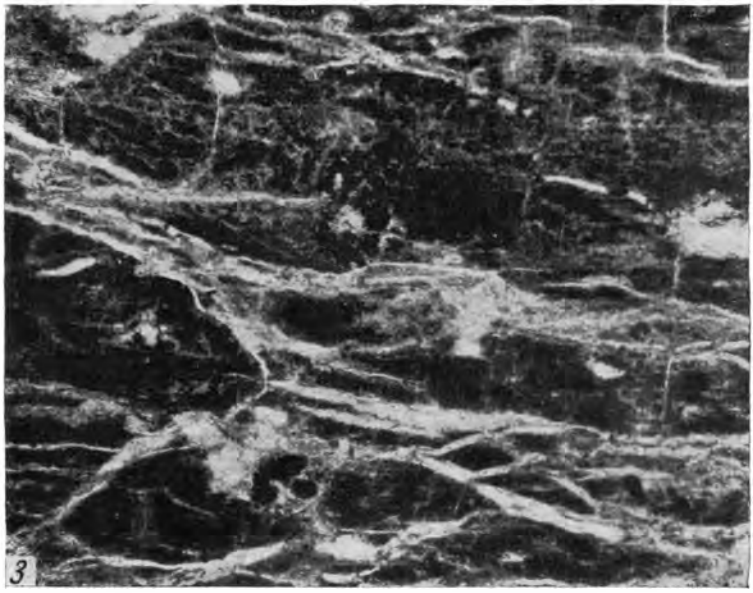
1. Фосфорит зернистый, с небольшим количеством гидрослюдистого цемента. Увел. 60, николь 1. Нижний фосфоритовый горизонт. Район № 36.

2. Афанитовый фосфорит, в котором кальцит образует неправильные скопления, выполняет каналы спикул губок и замещает скелеты радиолярий (?). Увел. 60, николь I. Район № 43.

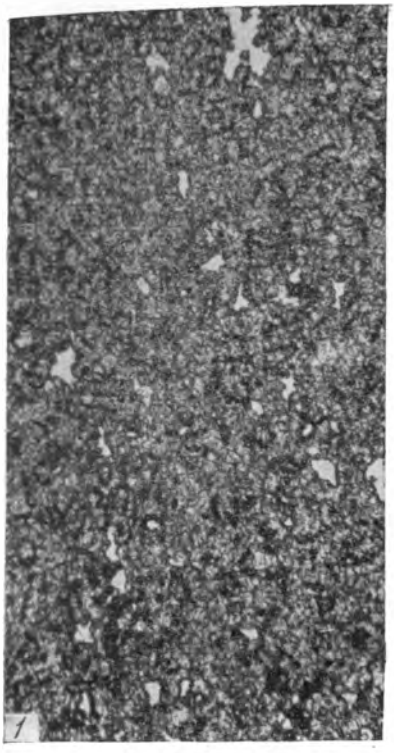
3. Зернистый фосфорит, в котором цемент и частично фосфатные зерна замещены пойкилитовым кальцитом. Увел. 60, николь 1. Район № 43.

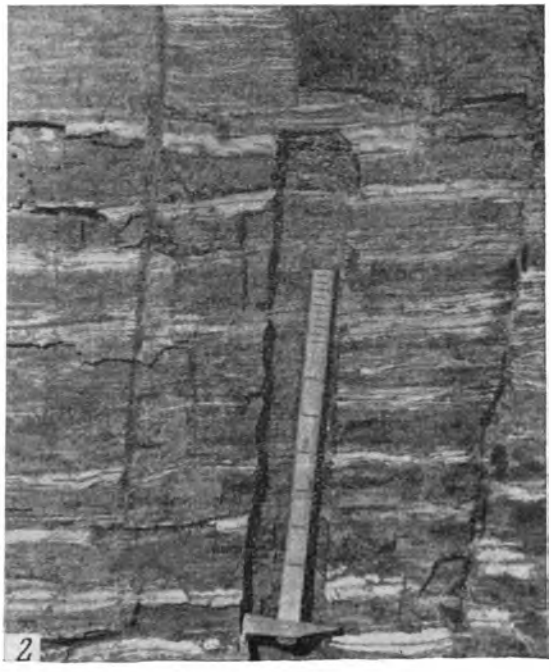




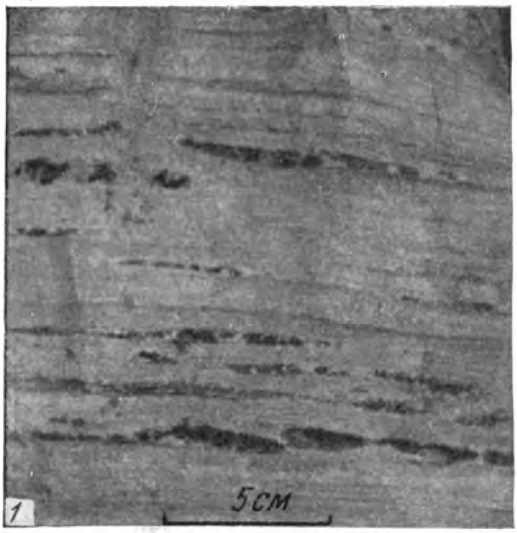


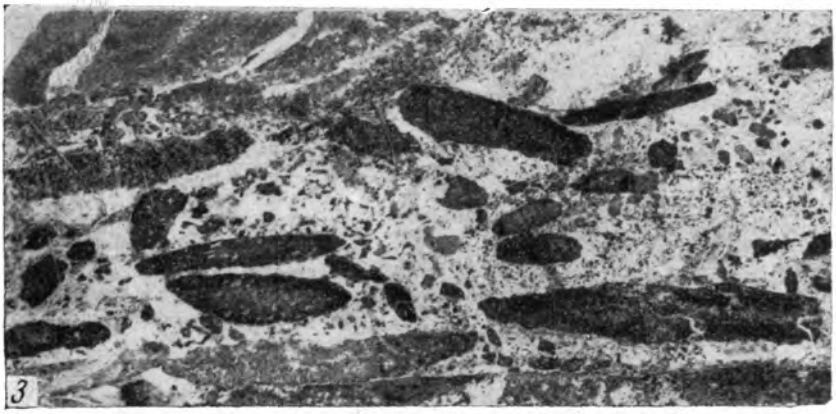
1. Крупные зерна фосфата, заключенные в пойкилитовом кальците. Увел. 60, николь 1. Район № 43.
2. Фосфорит зернистый. Увел. 60, николь 1. Район № 43.
3. Афанитовый фосфорит с прожилками кальцита. Увел. 60, николь 1. Район № 43.

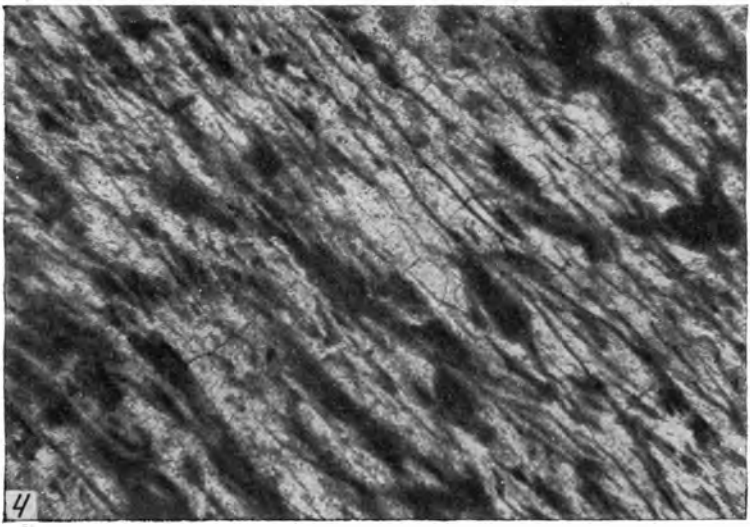




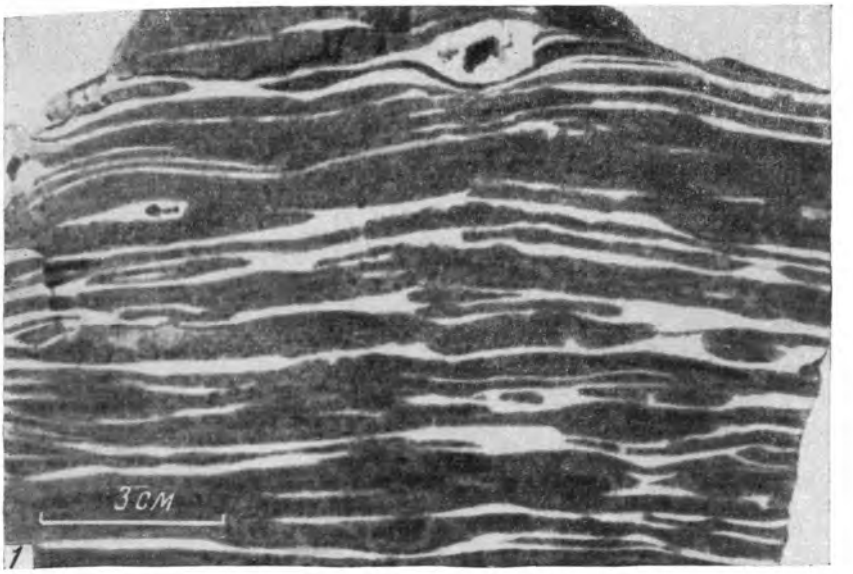
1. Фосфорит месторождения Кок Сан. Темно- и светло-серое — микрокристаллический фторапатит, белое — поры от выщелоченных карбонатов. Увел. 60, николь 1.
2. Фосфорит ленточнослоистый. Стенка шурфа. Темное — фосфорит, светлое — глинистый сланец. Северный участок района № 41.
3. Фосфорит ленточнослоистый, с конкрециями кремня (черное) и тонкими линзочками доломита (черное). Северный участок района № 41.

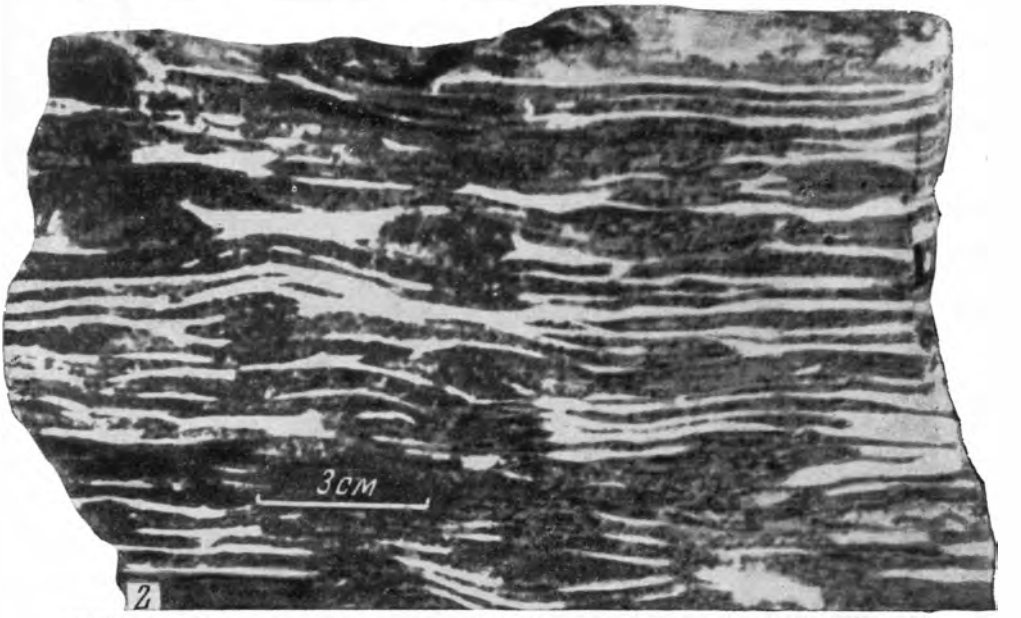






1. Фосфорит ленточнослоистый, с линзовидными кавернами от выщелоченного карбоната. Северный участок района № 41.
2. Фторапатит серовато-желтый, деревянистый (метаморфизованный фосфорит). Нат. вел. Южный участок района № 41.
3. Фосфоритовый конгломерат из основания фосфоритоносной пачки. Нат. вел. Северный участок района № 41.
4. Фторапатит деревянистый, с волнистым угасанием. Увел. 60, николь 1. Южный участок района № 41.

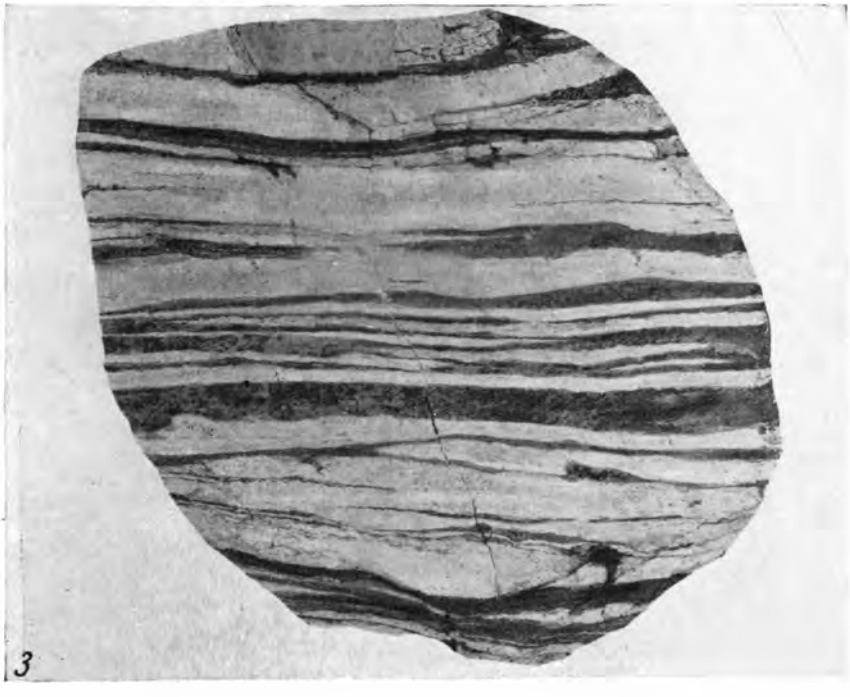




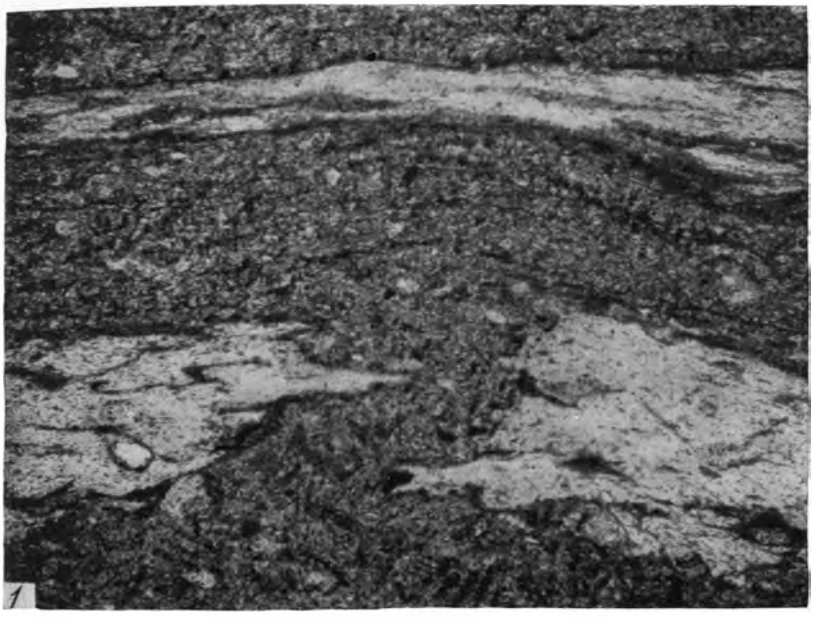
1. Фосфорит ленточнослоистый. Темное — фосфорит, светлое — глинистый сланец. Вверху видны две светлые жеоды кварца с кальцитом. Северный участок района № 41.

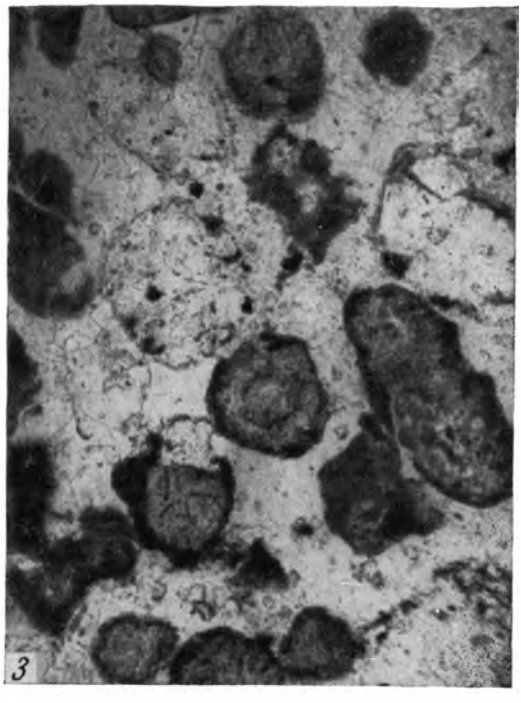
2. Фосфорит ленточнослоистый. Темное — фосфорит, светлые полосы — глинистый сланец. Северный участок района № 41.

3. Красный фосфатсодержащий доломитовый мергель с прослойкой серого доломита (Д) и линзообразными и бобовидными кремневыми конкрециями (К). Нат. вел. Северный участок района № 41.



1. Фосфорит зернистый из ленточного слойка. Черное — глинистое и органическое вещество, серое — фосфат, белое — поры от выщелоченных карбонатов. Увел. 60, николь 1. Южный участок района № 41.
2. Фосфорит зернистый из ленточного слойка. Черное — глинистое и органическое вещество, серое — фосфат, белое — поры от выщелоченных карбонатов. У границы с глинистым сланцем видны полусферы фосфоритовых зерен. Увел. 60, николь 1. Северный участок района № 41.
3. Фосфорит тонкослоистый. Плоскость образца обработана HCl, светлые слойки — пластообразные конкреции афанитового фосфорита; темные — розовато-желтый доломитистый мергель. Нат. вел. Северный участок района № 41.

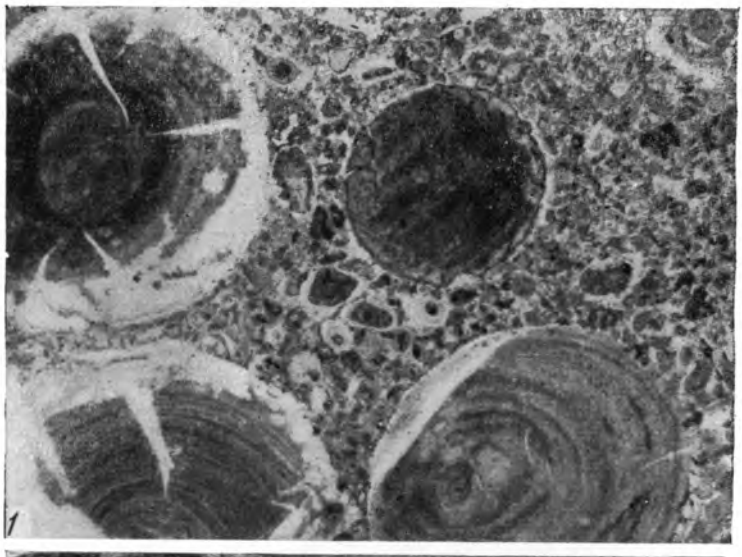


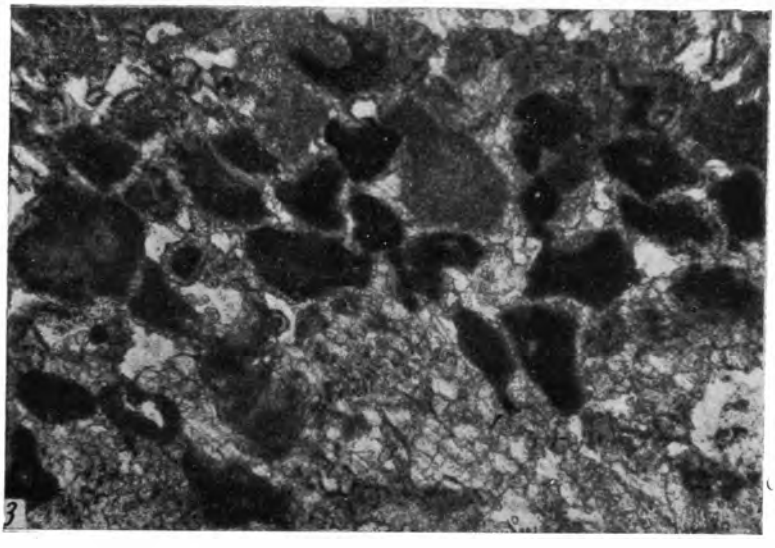


1. Занозистое выклинивание пластообразных конкреций афанитового фосфорита. Светлое — фосфорит, серое — доломитистый мергель. Увел. 60, николь 1. Северный участок района № 41.

2. Фосфорит песчаниковидный, тонко- и косослоистый. Нат. вел. Северный участок района № 41.

3. Фосфорит песчаниковидный. Темное — фосфат, светлое — кварц в форме цемента и светлых зерен. Увел. 60, николь 1. Северный участок района № 41.

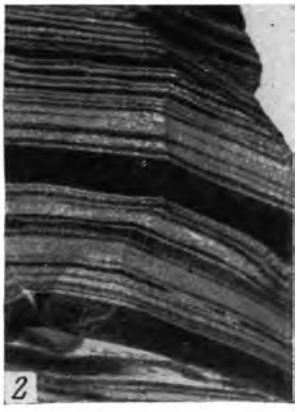


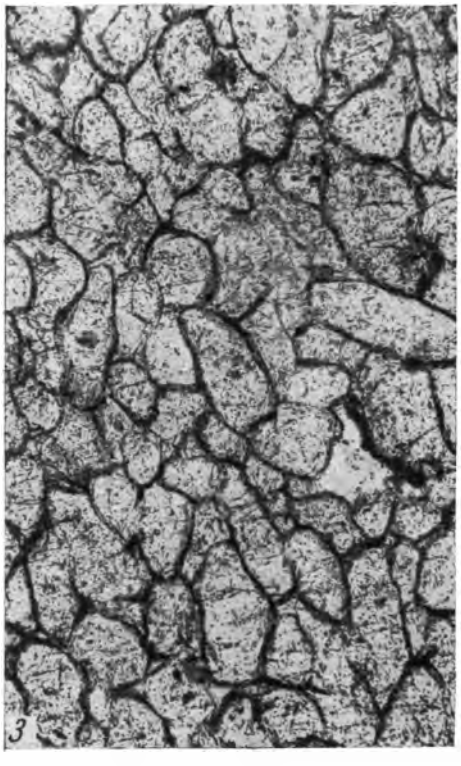


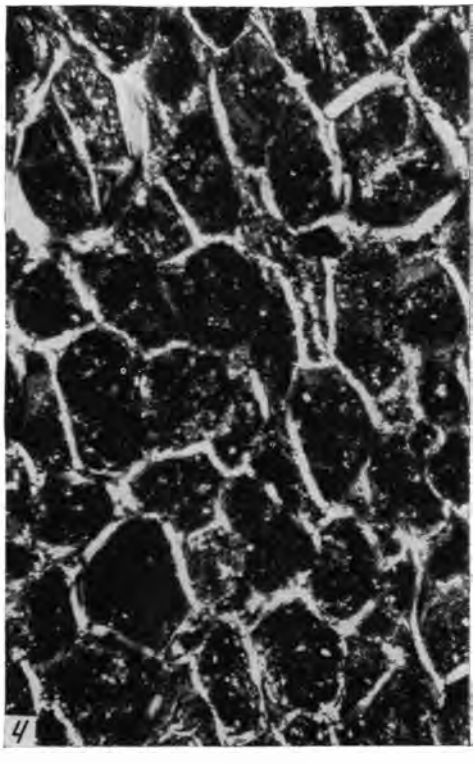
1. Фосфоритово-кремнистые бобовидные конкреции, частью концентрически-слоистые. Светлые оболочки их и клиновидные трещины сложены мозаичным кварцем. Увел. 8, николь 1. Северный участок района № 41.

2. Неправильные фосфоритово-кремнистые конкреции обтекаются слойками фосфорита. Северный участок района № 41.

3. Угловатые зерна углисто-черного фосфорита в частично окварцованном карбонатном песчаниковидном фосфорите. Видны округлые серые микрозернистые агрегаты карбоната — копролиты. Увел. 60, николь 1. Северный участок района № 41.





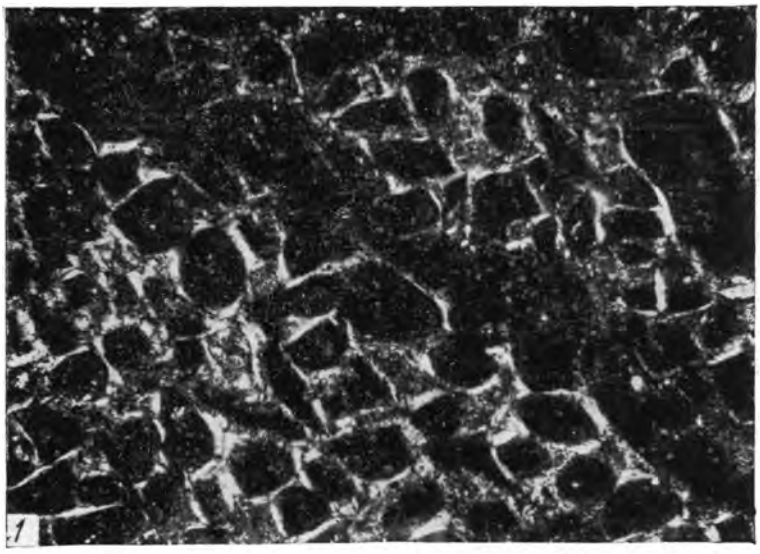


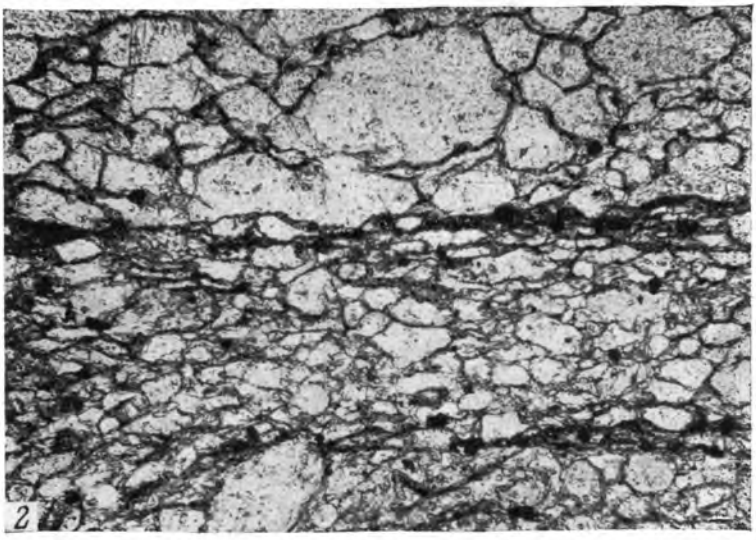
1. Оолитовый доломит с обломками оолитов. Увел. 22, николь 1. Свита Дэньин. Район № 36.

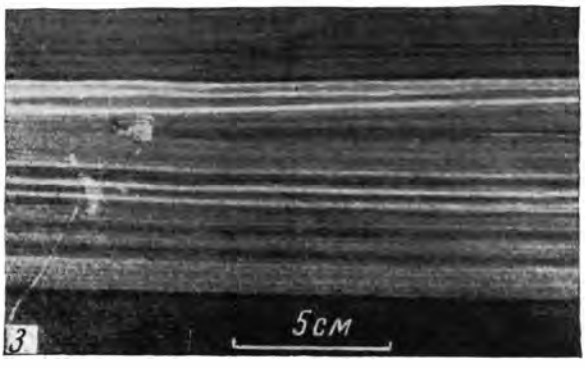
2. Глинистый сланец свиты Чженцзян. Чередующиеся слойки темно-красного (черное) и светло-зеленого (светлое) сланцев. Нат. вел. Район № 36.

3. Фосфорит зернистый, бесцементный. Увел. 60, николь 1. Нижний фосфоритовый горизонт района № 36.

4. Фосфорит зернистый, мозаичный, с окристаллизованным фосфатным цементом. Черное — аморфный фосфат, белые крапинки — слюда и кварц. Увел. 60, николи +. Нижний фосфоритовый горизонт района № 36.



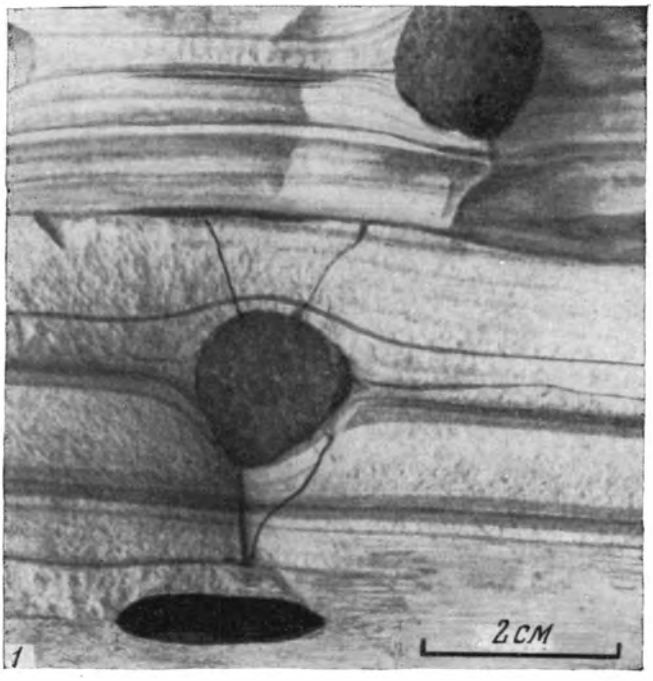




1. Фосфорит зернистый, с линзовидным участком, в котором развит окристаллизованный фосфатный цемент. Увел. 60, николи +. Нижний фосфоритовый горизонт района № 36.

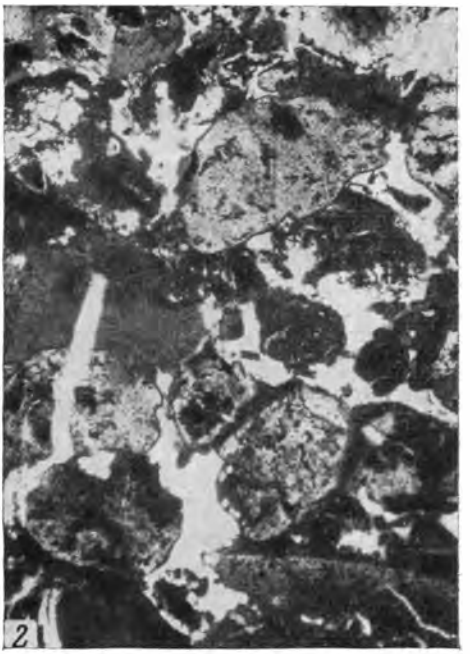
2. Фосфорит зернистый, с полосой сильно корродированных зерен. Черные участки — пирит. Увел. 60, николь I. Средний фосфоритовый горизонт района № 36.

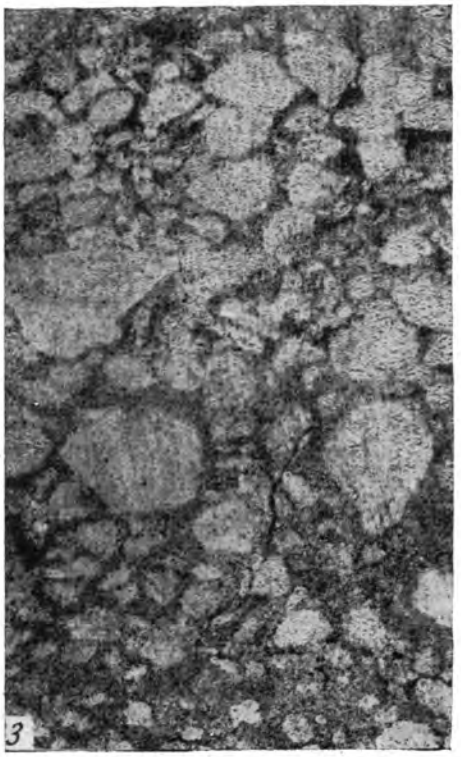
3. Глинистый сланец свиты Сунлин. Видно чередование тонких слойков темно- и светло-лилового сланцев. Район № 37.

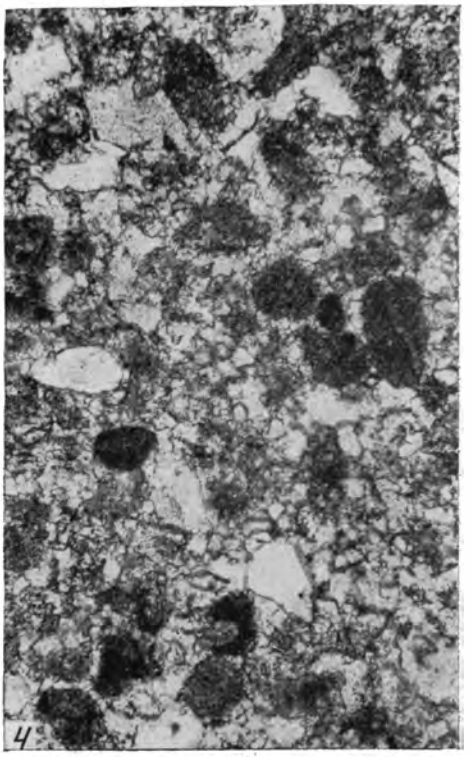


1. Фосфоритово-кремнистые конкреции среди глинистых алевролитов: внизу плоская конкреция, в середине и вверху — круглые конкреции. Алевролит в натуре черный, после обжига приобрел белый цвет, при этом в нем проявились железистые слойки, обтекающие конкреции. Район № 37.

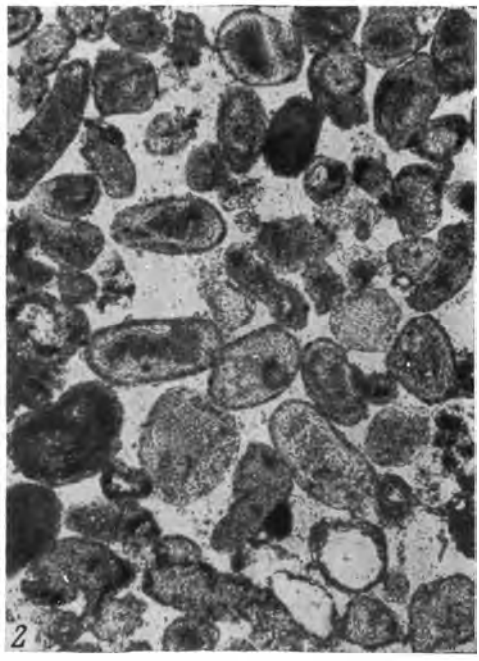
2. Фосфорит темно-серый, замещающий доломит свиты Дэньин по трещинам. Длина линейки 12 *см*. Район № 37.

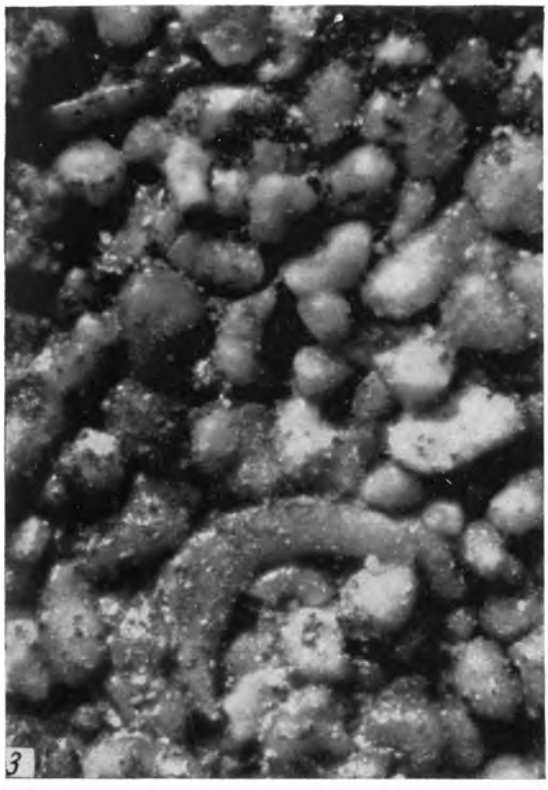


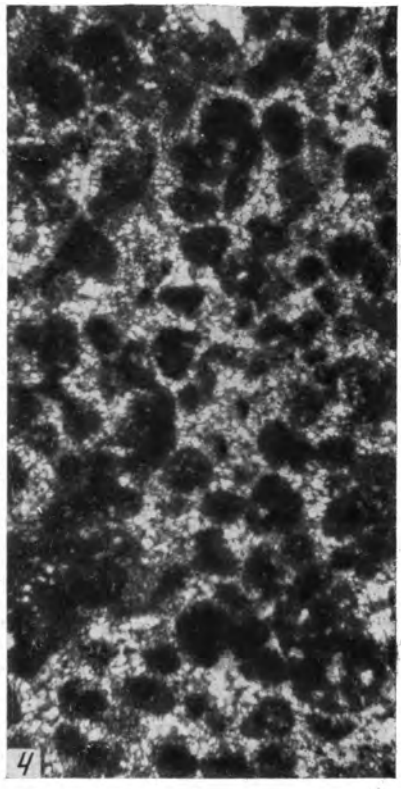




1. Пластовый зернистый фосфорит нижнего кембрия. Кальцит (белое) замещает аморфный фосфат (серое и черное). Увел. 22, николь 1. Верхний фосфоритовый горизонт района № 37.
2. Пластовый зернистый фосфорит нижнего кембрия. Аморфный фосфат (темно-серое до черного) в форме зерен (копролитов) и гроздьев. Стенки пор в нем покрыты радиальнолучистым апатитом, некоторые из оставшихся пор и каналы спикул губок выполнены пиритом. Увел. 60, николь 1. Район № 37.
3. Конкреции фосфорита в пластовом фосфорите. Увел. 2. Куньян.
4. Доломит Дэньин. Видны клиновидные зерна терригенного кварца и округлые доломитовые и доломитово-фосфатные копролиты. Увел. 60, николь 1. Куньян.





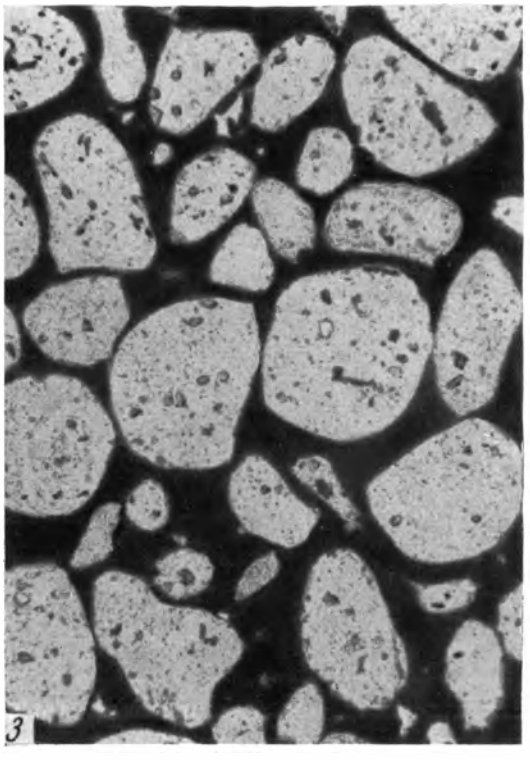


1. Фосфорит зернистый. Фосфатные зерна (копролиты) в богатом фосфорите из Куньяна плохо различимы. Увел. 60.

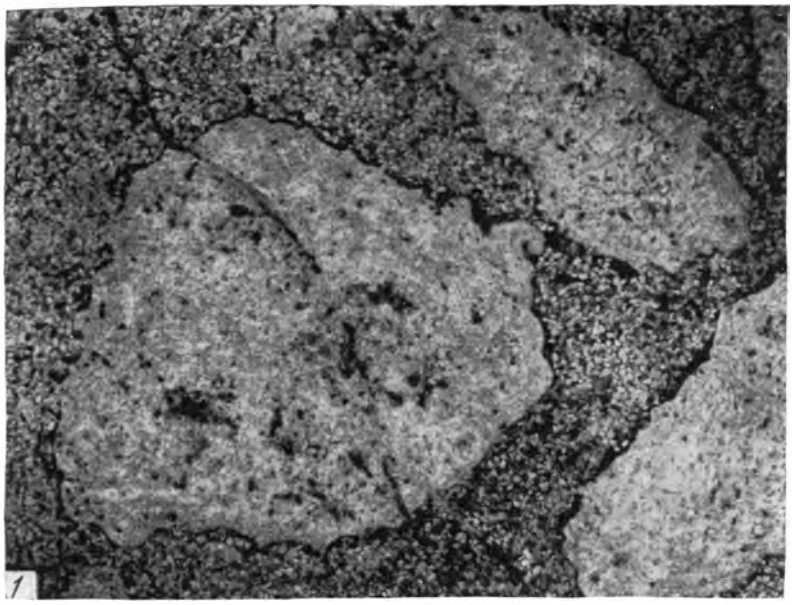
2. Фосфорит зернистый, кремнистый. Фосфатные зерна в нем видны весьма отчетливо. Увел. 60, николь 1. Район № 47.

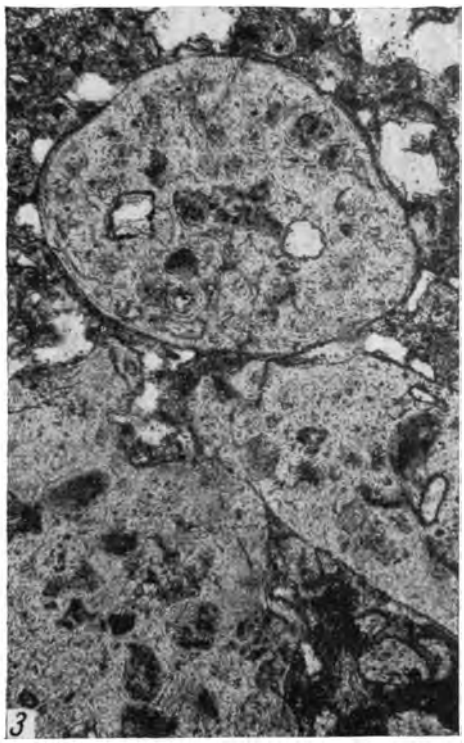
3. Фосфатные зерна (копролиты), выступающие на стенке линзовидной каверны от растворенного доломита. Псевдоморфоза по органическому остатку в форме рога также сложена фосфатом. Увел. 30. Куньян.

4. Участок неполного окремнения фосфорита. Микрокристаллический кварц заместил фосфатный цемент и частично фосфатные зерна. Увел. 60, николи +. Район № 47.



1. Кристаллы кварца (белое) одинаково замещают фосфатный цемент и фосфатные зерна, а также стенки раковины. Увел. 60, николь 1. Куньян.
2. Другой участок того же шлифа, николи +.
3. Пиритная конкреция. Фосфатные зерна (копролиты) и их обломки более или менее корродированы пиритом. Увел. 45, николь 1. Куньян.
4. Конкреции фосфорита в пластовом зернистом фосфорите, вертикальный разрез. Нат. вел. Куньян.

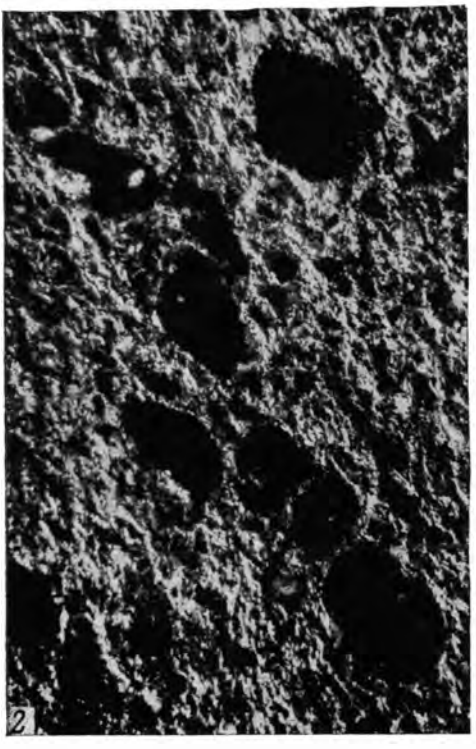


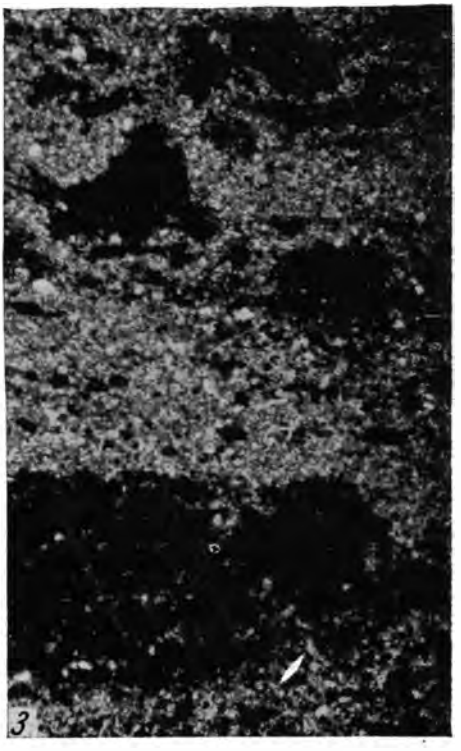


1. Конкреции фосфорита в пластовом зернистом фосфорите. Поверхность конкреций изобилует выступами и углублениями, что указывает на отсутствие окатывания конкреций и на образование их на месте. Увел. 10. Пришлифовка. Куньян.

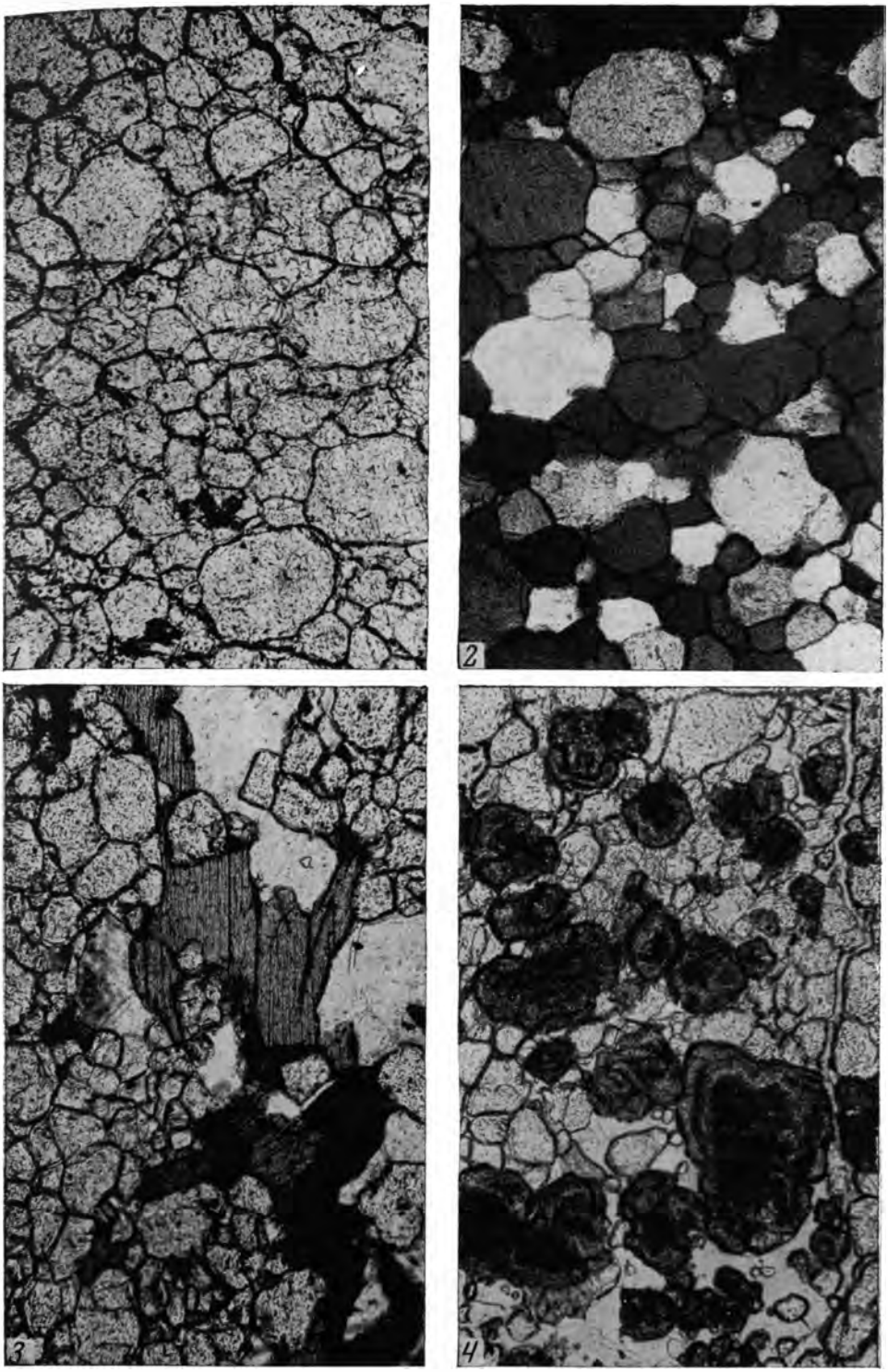
2. Поры между зернами аморфного фосфата в конкреции выполнены хорошо окристаллизованным франколитом. Увел. 60, николи +. Куньян.

3. Песчинки и гравийные зерна фосфорита имеют гладкую поверхность. Увел. 60, николь 1. Куньян.

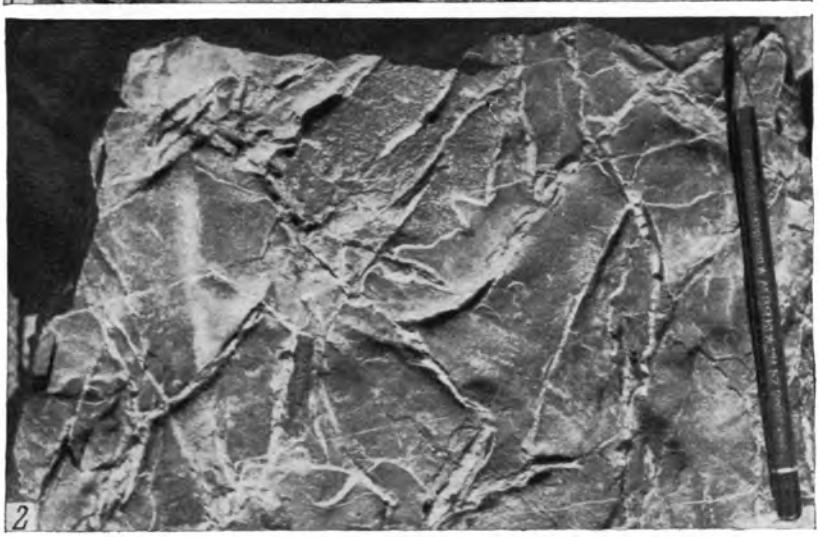




1. Органические остатки в окремнелом фосфорите. Увел. 60, николь 1. Куньян.
2. Аргиллит, залегающий между фосфоритовыми слоями, сложен гидрослюдой. В аргиллите редко рассеяны зерна фосфата (черное). Увел. 60, николи +. Куньян.
3. Доломит свиты Лэйбо из кровли фосфоритового горизонта. Светлое — доломит, черное — фосфат. Увел. 22, николи +. Район № 47.



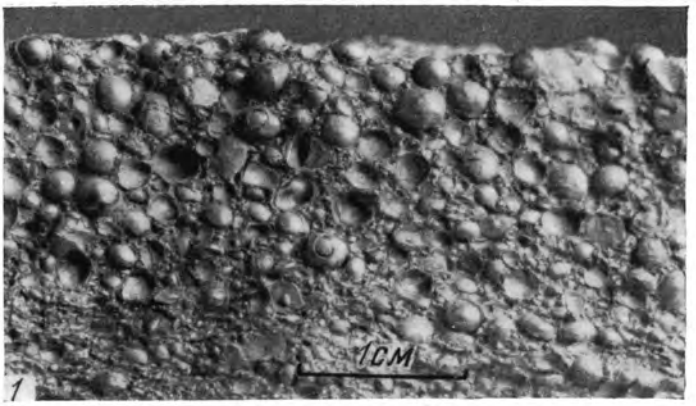
1. Апатитовая порода мозаичного сложения. Увел. 60, с одним николем. Район № 51.
2. То же, николи +.
3. Апатит с биотитом и кварцем. Увел. 60, николь 1. Район № 51.
4. Апатит с гроссуляром и кварцем. Увел. 60, николь 1. Район № 51.

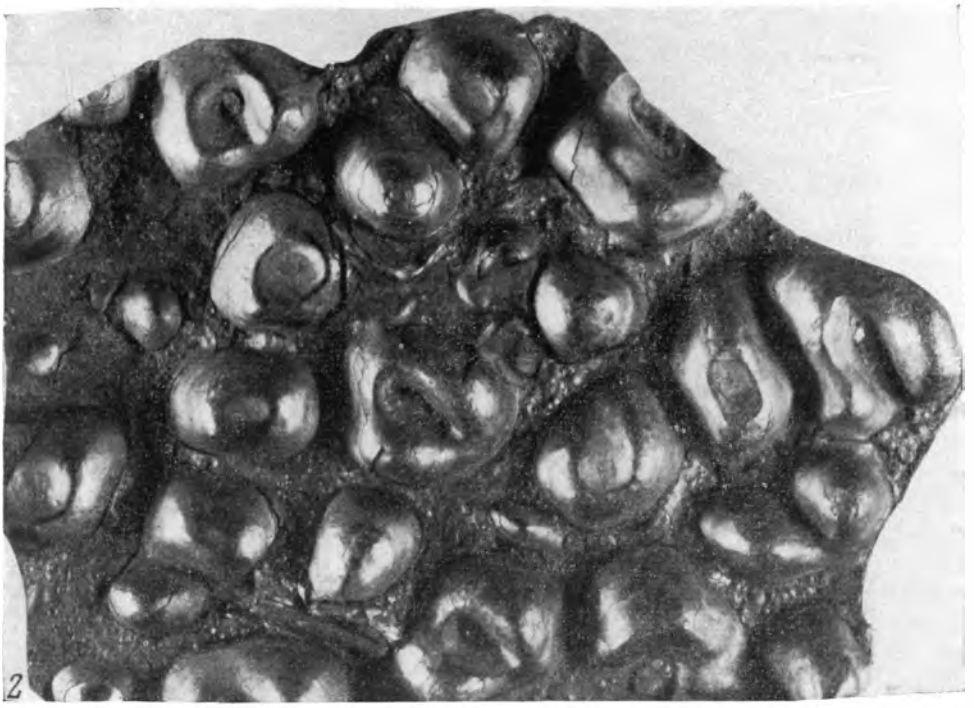


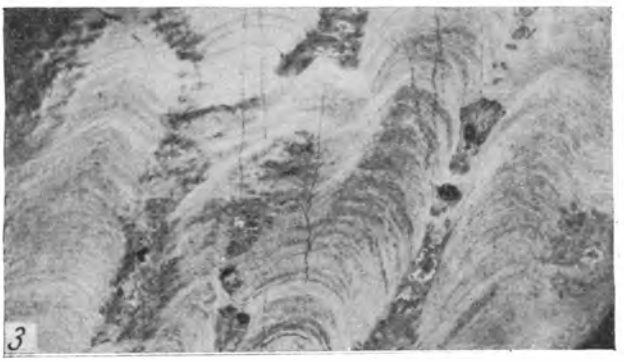
1. Следы ряби и трещины усыхания на поверхности глинистого алевролита. Подрудный слой. Сел. Панцзяопао.

2. Трещины усыхания в глинистом алевролите, выполненные кварцевым песчаником. $^1/_2$ нат. вел. Вид сверху. Межрудный слой. Сел. Панцзяопао.

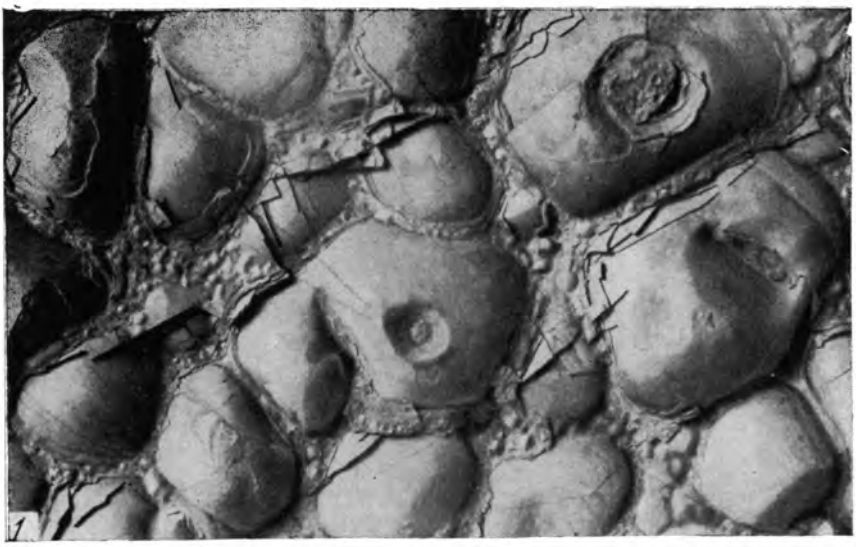
3. Глинистый алевролит (черное) с прослоями кварцевого песчаника (серое). Трещины усыхания выполнены кварцевым песчаником, и приобрели извилистую форму при вертикальной усадке алевролита. Нат. вел. Вид сбоку. Межрудный слой. Сел. Панцзяопао.

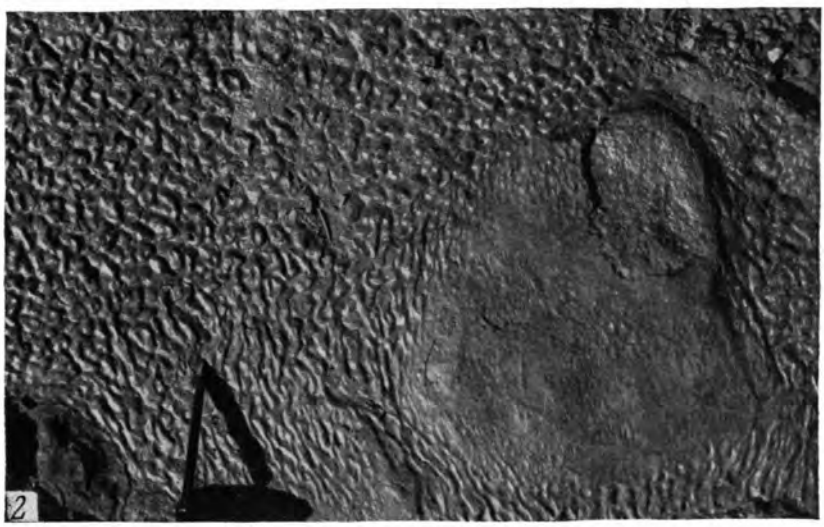


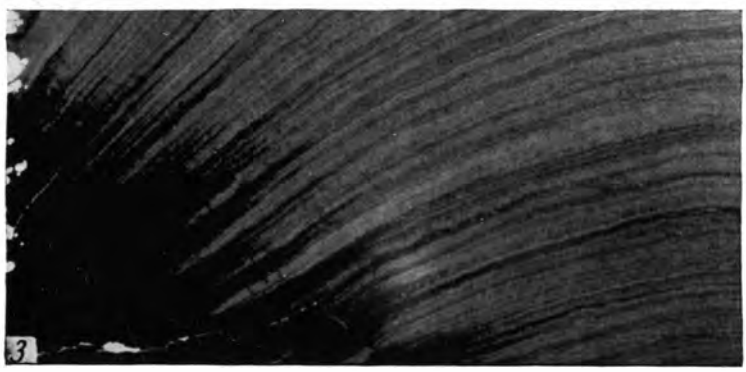




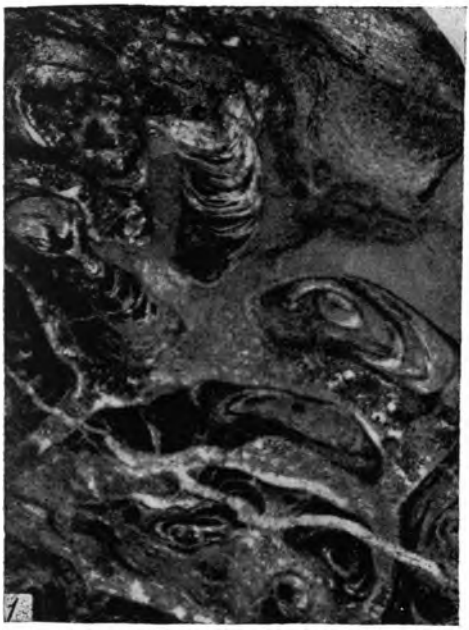
1. Оолитовая гематитовая руда. Сел. Панцзяопао.
2. Почковидная гематитовая руда. Нат. вел. Сел. Панцзяопао.
3. Гематитовые почки в вертикальном разрезе. Видно слоистое строение столбиков (почек), сходное со строением *Collenia*. $^3/_2$ нат. вел. Сел. Панцзяопао.

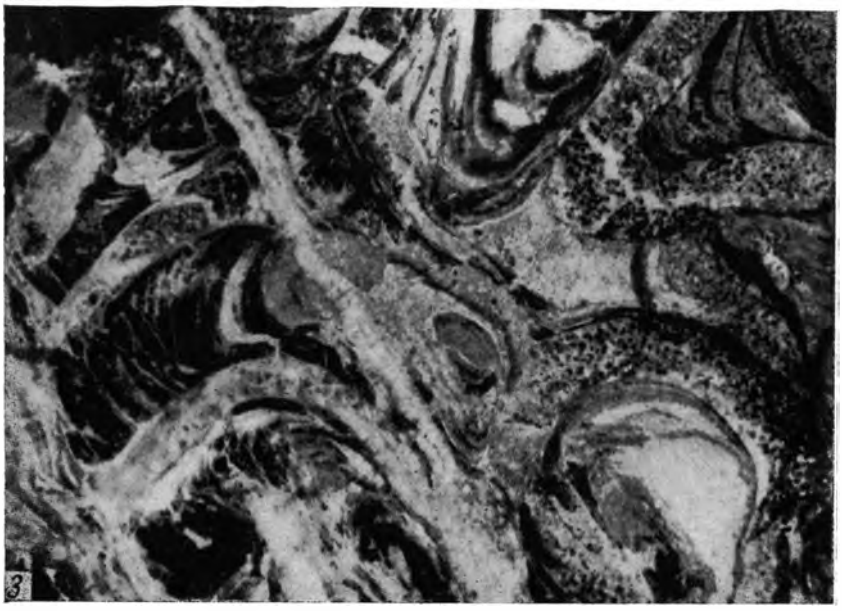




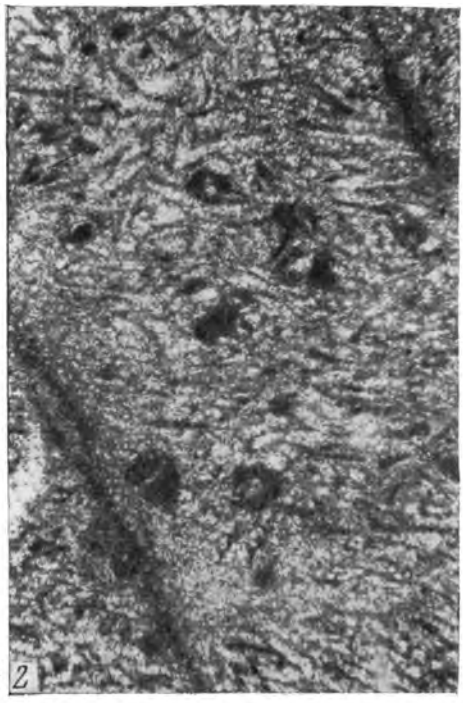


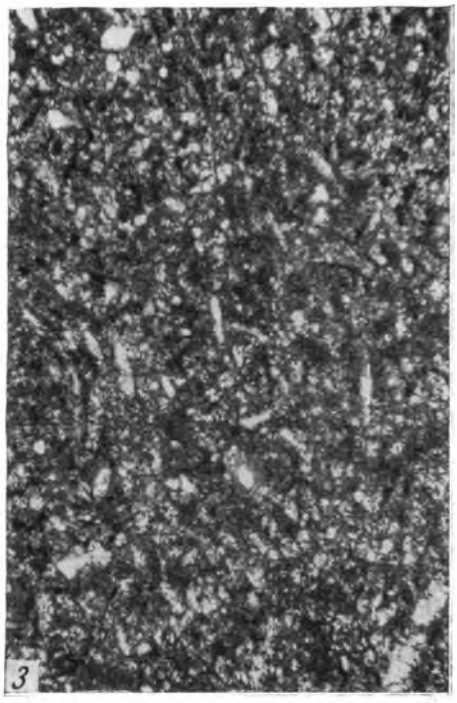
1. Почковидная гематитовая руда. Нат. вел. Сел. Панцзяопао.
2. Изменение формы округлых почек на удлиненно-волнистые вблизи выступа $^1/_7$ нат. вел. Сел. Панцзяопао.
3. Разрез столбика Collenia. Виден переход доломитовых слойков (светлое) в гематитовые слойки (черное). Увел. 4. Сел. Ен Тун-шань.





1 и *2*. Известковые водоросли *Collenia* в фосфоритовом мергеле. Нат. вел. Синийская фосфоритоносная пачка, район № 41. Образец Чжен Лэй-фу.
3. *То же*, деталь, видны черные фосфатные зерна. Увел. 2.

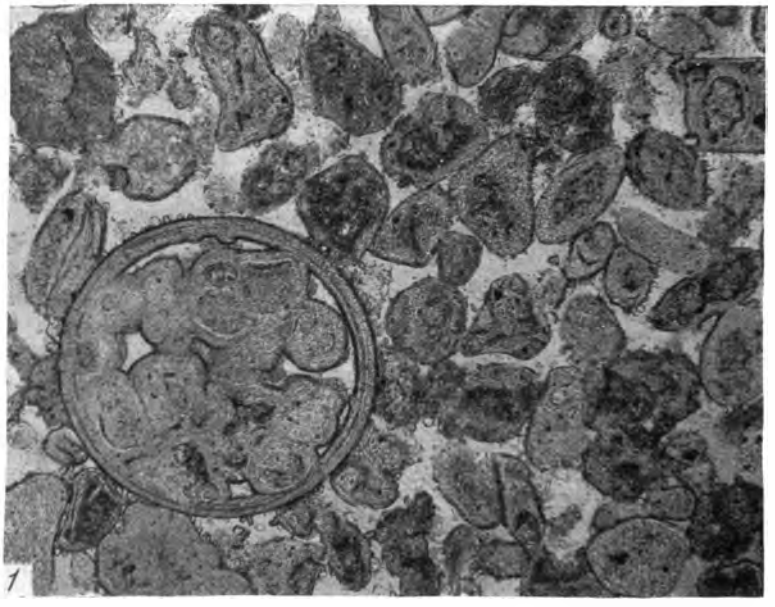


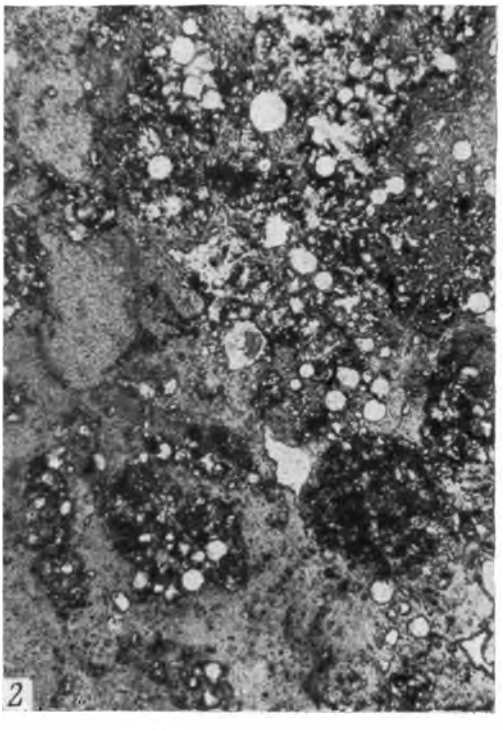


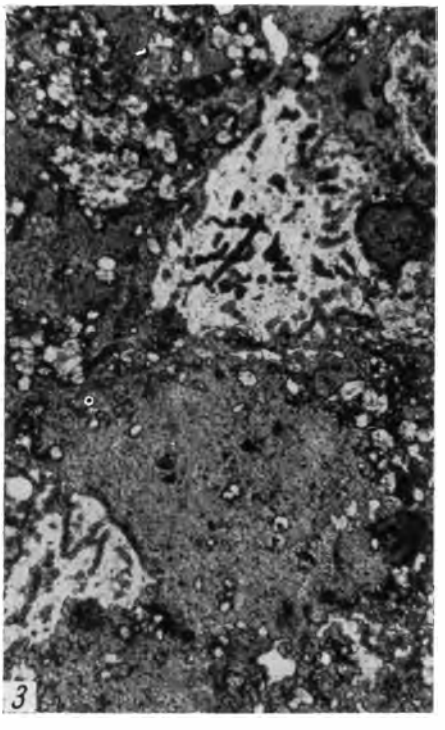
1. Известковые водоросли *Oncolithes* в зернистом пластовом фосфорите с карбонатным цементом. Нат. вел. Нижний кембрий, Малый Каратау, месторождение Кокджон. Образец Мэн Сян-хуа.

2. Спонголит из фосфоритоносной пачки Малого Каратау. Увел. 60, николь 1. Месторождение Джанытас, образец Мэн Сян-хуа.

3. То же, месторождение Чулактау, наш образец.



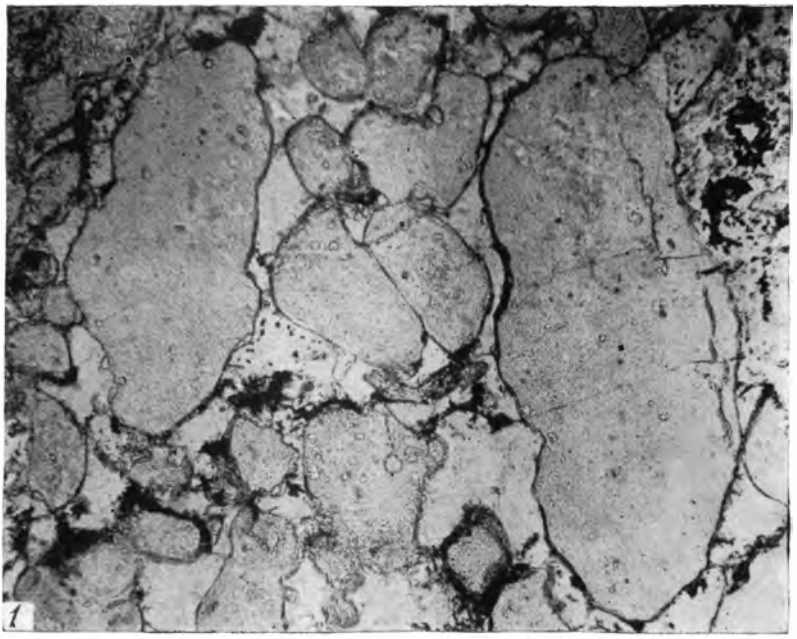


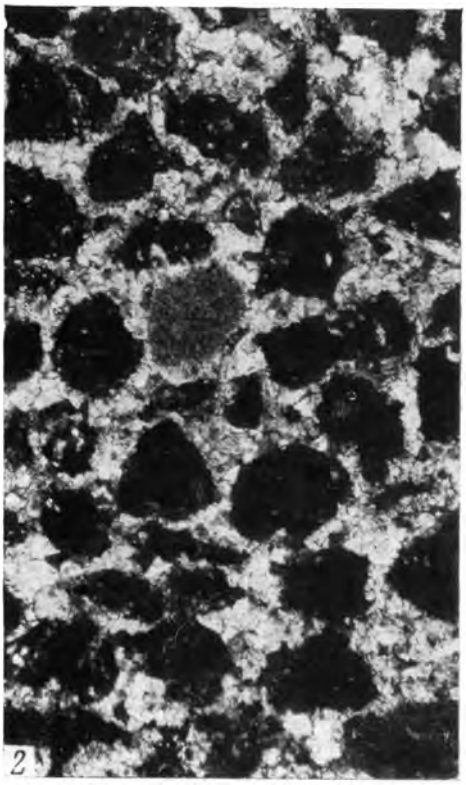


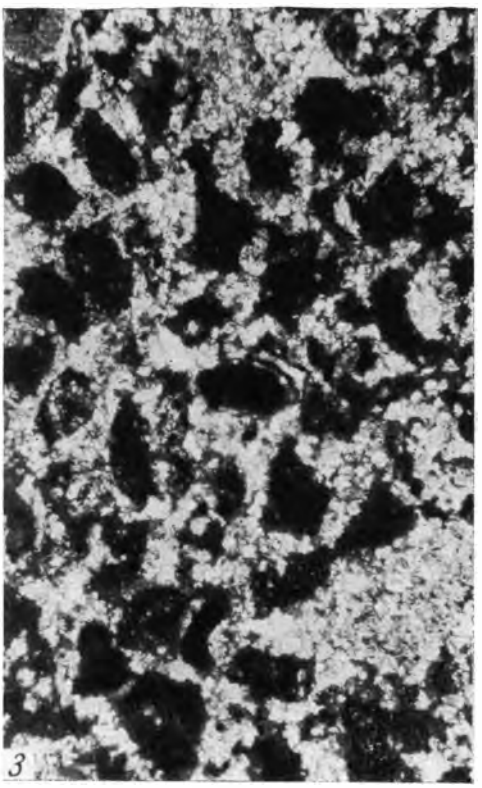
1. Поперечный разрез раковины Hyolithes в зернистом фосфорите с кварцево-халцедоновым цементом. Увел. 60, николь 1. Нижний кембрий, Куньян.

2. Шарики кварца в зернистом фосфорите. Вероятно, это псевдоморфозы по радиоляриям. Увел. 60, николь 1. Нижний кембрий, район № 37.

3. Проблематика в форме дендритов, сложенных фосфатом, пиритом, заключенных в кальците среди фосфорита. Возможно, это выполнения каналов спикул губок. Увел. 60, николь 1. Нижний кембрий района № 37.



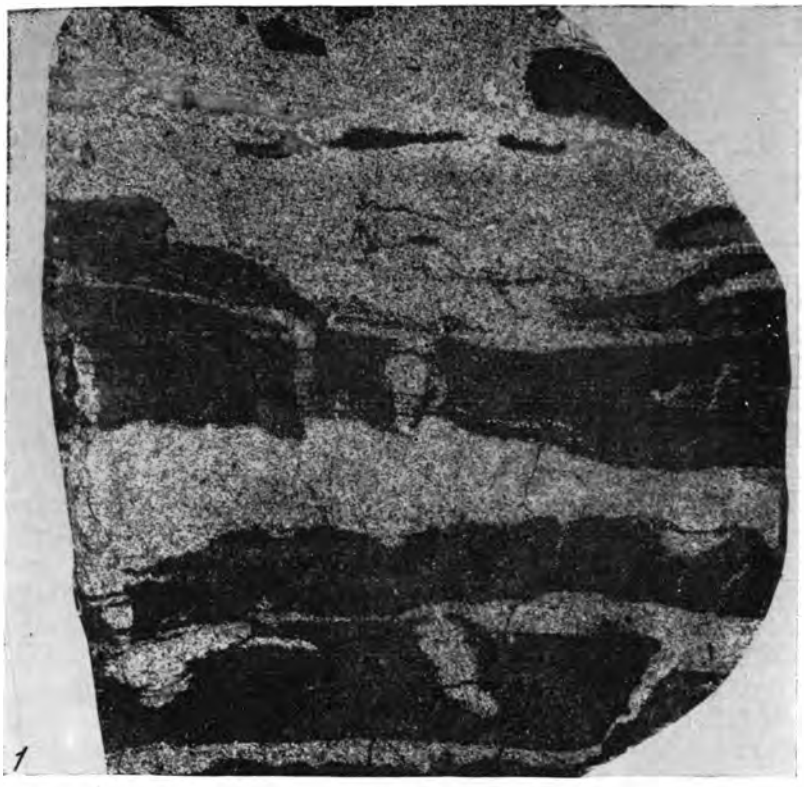


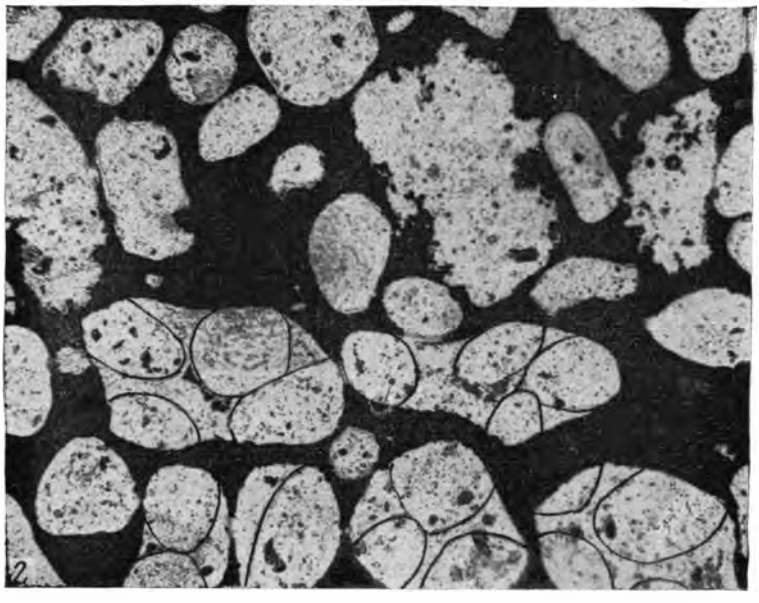


1. Крупные и средние фосфатные зерна в мелкокристаллическом кварцевом цементе. Увел. 60, николь. 1. Нижний кембрий Малого Каратау.

2. Фосфатные зерна (черное), корродированные доломитом. Серое зерно в середине — агрегат микрокристаллического доломита. Песчаниковидный фосфорит. Увел. 60, николи +. Район № 41.

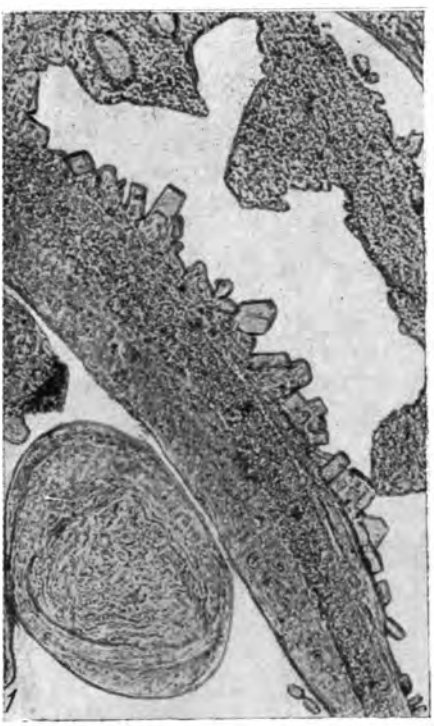
3. Реликты фосфатных зерен в доломите. Увел. 60, николи + Район № 41.

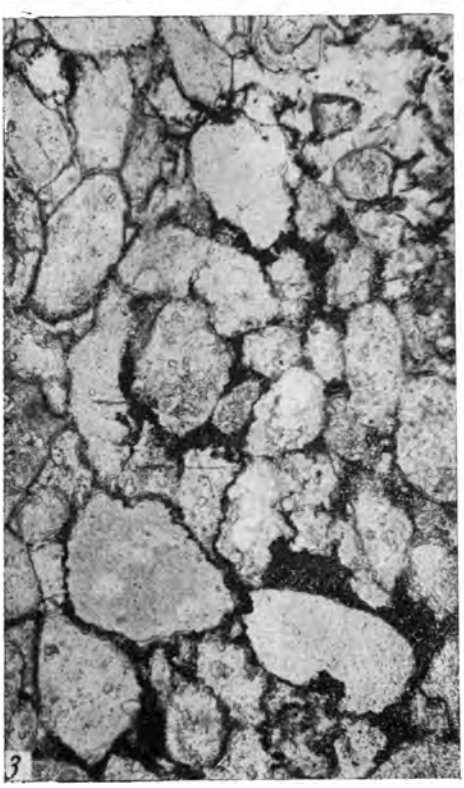


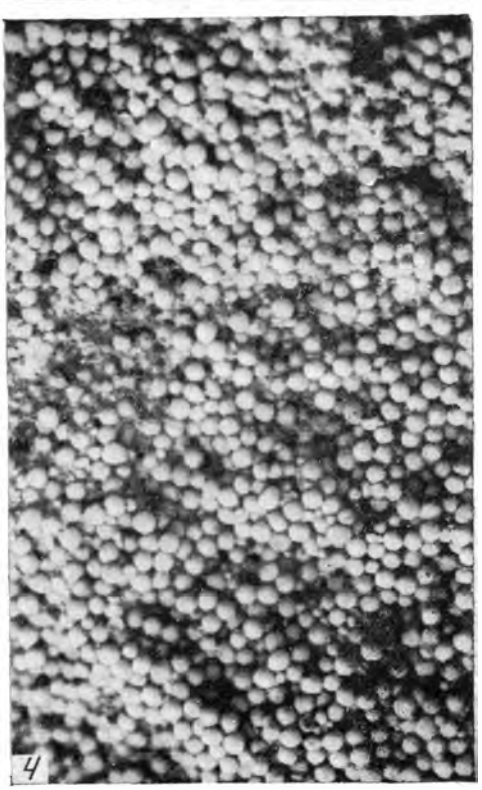


1. Светло-серый крапчатый зернистый фосфорит с черными и светлыми пластообразными кремневыми конкрециями. Увел. 1, 5, Куньян.

2. Пиритизированный фосфорит; черное — пирит, серое — фосфат франколит. Наряду с единичными зернами видны округлые реликты фосфорита. Увел. 60, николь I. Нижний фосфоритовый горизонт района № 36.





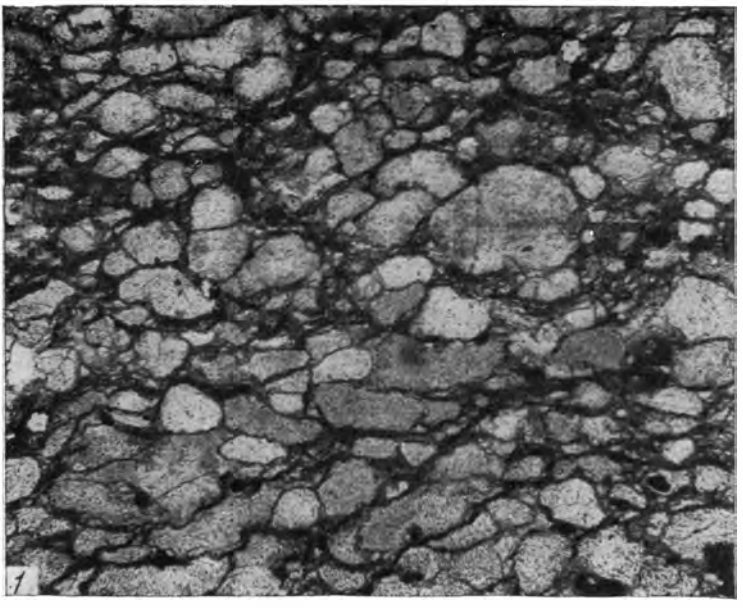


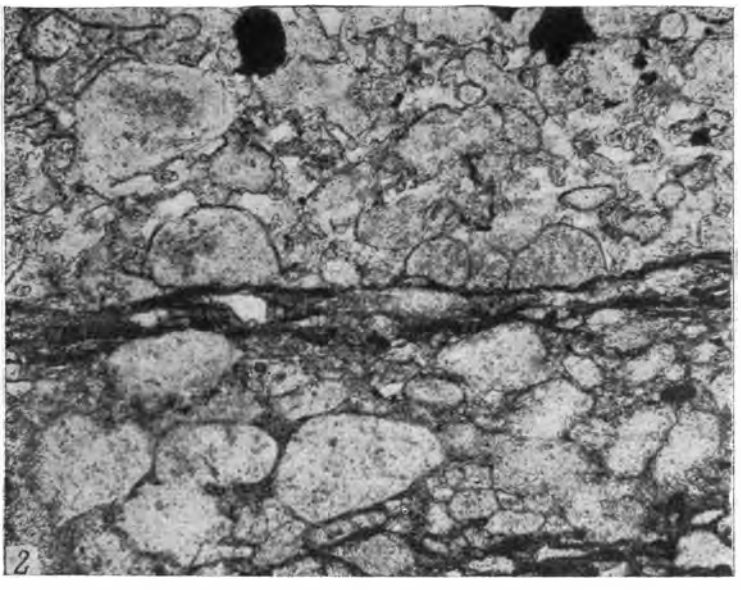
1. Короткопризматические и таблитчатые кристаллы апатита в окремнелом фосфорите. Серое — фосфорит, белое — мелкокристаллический кварц. Увел. 200, николь 1. Куньян.

2. Ленточнослоистый фосфорит. Черные пластообразные конкреции фосфорита в светло-сером глинистом сланце. Нижний фосфоритовый горизонт района № 41.

3. Конформные сочленения фосфатных зерен и их реликтов. Увел. 60, николь 1. Месторождение Аксай, Каратау.

4. Карбонатные оолиты, впоследствие окремнелые. Увел. 3. Район № 41, образец Чжэн Лэй-фу.





1. Конформные сочленения фосфатных зерен. Увел. 60, николь 1. Район № 36.
2. Плоская форма стилолитового растворения фосфорита. Увел. 60, Николь 1, Район № 36.

CONTENTS

Foreword 5

Part first. Distribution of Riphean and Cambrian phosphorites according to the main tectonic units of Asia 7
Section A. Geosynclinal areas 7
Chapter I. Ulutau-Tien Shan geosynclinal area 7
Chapter II. Altai-Sayan geosynclinal area 23
Chapter III. Other geosynclinal areas 32
Section B. Platform areas 40
Chapter I. Indian and Siberian platforms 40
Chapter II. Chinese platform 41

Part second. Facial transitions of bedded phosphorites 86
Chapter I. Comparison of the composition and structure of the geological sections in regions No. 41 and 42 86
Chapter II. Comparison of the composition and structure of the geological sections in regions 36 and 37 93
Chapter III. Comparison of the composition and structure of the geological sections in regions 46 and 47 103
Chapter IV. Certain features of the platform phosphorites 113

Part third. Preriphean phosphorites (apatites) of Asia 114

Part fourth. Composition of phosphorites and their origin 120
Chapter I. Chemical composition and mineralogical nature of phosphatic matter of old Asian phosphorites 120
Chapter II. Types of old Asian phosphorites and principles of their distribution 126
Chapter III. Origin of marine phosphorites 153

Bibliography 187

Plates I—XXXIII

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5

Часть первая. **Размещение рифейских и кембрийских фосфоритов по основным тектоническим единицам Азии** 7

Раздел А. Геосинклинальные области 7

Глава I. Улутау-Тяньшанская геосинклинальная область 7

Фосфоритоносные районы Центрального Казахстана (№ 1—3) . . . 8

Фосфоритоносный район Малого Каратау (№ 4) 10

Фосфоритоносный район хребта Кендыктас (№ 5) 18

Фосфоритоносные районы Большого Каратау и Советской части Тянь-Шаня (№ 6—9) 18

Фосфоритоносные районы Китайской части Тянь-Шаня (№ 10—11) 21

Глава II. Алтае-Саянская геосинклинальная область 23

Горношорский фосфоритоносный район (№ 12) 23

Районы фосфатопроявлений в Кузнецком Алатау и на Батеневском кряже (№ 13 и 14) 28

Сейбинский фосфоритоносный район (№ 15) 29

Фосфатопроявления в восточной части Восточного Саяна (№ 16) . . 32

Глава III. Прочие геосинклинальные области 32

Фосфоритоносные районы Западного Прибайкалья (№ 17) и Байкало-Патомского нагорья (№ 18) 32

Фосфатопроявления Енисейского кряжа (№ 19) 36

Фосфоритоносный район Малого Хингана (№ 20) 37

Ханкайский фосфоритоносный район (№ 21) 38

Некоторые черты геосинклинальных фосфоритов Азии 39

Раздел Б. Платформенные области 40

Глава I. Индийская и Сибирская платформы 40

Глава II. Китайская платформа 41

Впадина Хуабэй 43

Район гнездообразных фосфоритов на полуострове Ляодун (№ 22) 47

Фосфатопроявления в провинции Шаньси (№ 23) 49

Районы конгломератовых фосфоритов (№ 24—26) 51

Район кварцево-песчанистых пластовых фосфоритов (№ 27) 53

Район конгломератовых и оолитовых фосфоритов (№ 28) 57

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Хуабэй 61

Впадина Нанчжун 62

Район пластовых и желваковых фосфоритов (№ 29) 62

Фосфатопроявления на севере провинции Цзянси (№ 30) 64

Район фосфоритно-карбонатных пачек (№ 31) 64

Районы желваковых фосфоритов (№ 32—34) 68

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Нанчжун 69

Впадина Синань 70

Районы пластовых фосфоритов синия и кембрия на восточном борту впадины Синань (№ 35—42) 70

Районы пластовых фосфоритов кембрия на северном и западном бортах впадины Синань (№ 43—47) 76

Район пластовых фосфоритов кембрия (?) на южном борту впадины Синань (№ 48) 81

Некоторые обобщения по фосфоритоносным районам впадины Синань 83

Часть вторая. **Фациальные изменения пластовых фосфоритов** 86

Глава I. Сравнение состава и строения разрезов в районах № 41 и 42 86

Глава II. Сравнение состава и строения разрезов в районах № 36 и 37 93

Глава III. Сравнение состава и строения разрезов в районах № 46 и 47 103
Глава IV. Некоторые черты платформенных фосфоритов 113

Часть третья. **Дорифейские фосфориты (апатиты) Азии** 114

Слюдянский апатитоносный район (№ 49) 114
Апатитоносный район № 50 115
Апатитоносные районы № 51 и 52 115
Апатитоносный район № 53 118
Сангиленский фосфоритоносный район (№ 54) 118

Часть четвертая. **Вещественный состав и вопросы геологии, геохимии и происхождения фосфоритов** 120

Глава I. Химический состав и минералогическая природа фосфатного вещества древних фосфоритов Азии 120

Глава II. Типы древних фосфоритов Азии и закономерности их размещения 126

Стратиграфические закономерности 132
Литологические закономерности 135
Тектонические закономерности 139
Геохимические и геологические связи накоплений фосфора 143
Фосфор и марганец 144
Фосфор, органический углерод и ванадий 146
Фосфор и железо 147
Уран, редкоземельные элементы и фтор 149
Фосфориты и «тиллиты» 150

Глава III. Условия образования морских фосфоритов 153

Гипотезы о генезисе морских фосфоритов 153
Условия образования древних фосфоритов Азии 168
Биохимическая гипотеза происхождения морских фосфоритов 175
Сущность гипотезы 175
Характерные черты основных типов морских фосфоритов 175
Характерные черты бассейнов образования фосфоритов 176
Источники фосфора 178
Условия осаждения фосфатов 180
Стадии концентрации фосфора при образовании богатых фосфоритовых пластов 183
О вероятных причинах разного качества дорифейских и более молодых фосфоритов 184
Эмпирические и генетические ассоциации фосфоритов 184
Задачи дальнейшего изучения и поисков фосфоритов 186

Литература 187
Таблицы I—XXXIII

Георгий Иванович Бушинский

Древние фосфориты Азии и их генезис

Труды, вып. 149

*

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *В. С. Журавлев*
Технические редакторы Л. Н. Золотухина, *Г. А. Астафьева*

Сдано в набор 28/I 1966 г.
Подписано к печати 3/VI 1966 г.
Формат 70×108¹/₁₆ Печ. л. 12,25+ 2¹/₈п. л. на мел. бумаге.
Усл.-печ. л. 18,72. Уч.-изд. л. 19,2. Тираж 1200 экз.
Т-08450. Изд. № 831/66. Тип. зак № 153.

Цена 1 р. 31 к.

Издательство «Наука».
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 31 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»