



Г. И. БУШИНСКИЙ

ФОРМАЦИЯ ФОСФОРΙΑ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

G. I. BUSHINSKY

PHOSPHORIA FORMATION

Transactions, vol. 201

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1969

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. И. БУШИНСКИЙ

ФОРМАЦИЯ ФОСФОРΙΑ

Труды, вып. 201

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1969

Формация Фосфория. Бушинский Г. И. Труды ГИН, вып. 201, 1969, 1—112

Формация Фосфория в США является одной из крупнейших формаций мира. В ней заключены промышленные месторождения пластовых фосфоритов, урана, ванадия, редких земель и нефти. Благодаря ее хорошей обнаженности и детальной изученности она представляет исключительный интерес для научных обобщений и для выяснения условий образования указанных полезных ископаемых.

В предлагаемой книге сведены данные по геологии, минералогии, геохимии, тектонике и условиям накопления формации Фосфория. Многие данные американских авторов обобщены и представлены в новом освещении. По-новому освещаются закономерности размещения и генезис месторождений фосфоритов и сопутствующих им элементов. Табл. 12. Илл. 31 + 4 табл. микрофото. Библ. 107 назв.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),
К. И. КУЗНЕЦОВА, академик *В. В. МЕННЕР*,
П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

В. Н. ХОЛОДОВ

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Editor-in-Chief),
K. I. KUZNETZOVA, Academician *V. V. MANNER*,
P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR

W. N. KHOLODOV

ПРЕДИСЛОВИЕ

Формация Фосфория западных штатов США является одной из крупнейших фосфоритовых формаций в мире. Она представляет совершенно исключительный интерес не только по своим огромным запасам фосфоритов, но и потому, что с этими фосфоритами связаны промышленные скопления ванадия, урана, хрома и редких земель. Сравнительно хорошая изученность формации Фосфория позволяет довольно обоснованно судить об условиях фосфатонакопления и о закономерности размещения фосфоритов и сопровождающих их других полезных элементов. Полученные генетические выводы имеют не только частный, но и большой общетеоретический интерес.

На русском языке краткое описание формации Фосфория дано в работах А. В. Казакова (1939) и Е. В. Орловой (1951). Но после выхода в свет этих работ в США опубликовано много новых исследований, совершенно меняющих прежние представления о ее строении. Результаты этих исследований рассеяны в многочисленных американских публикациях, нередко трудно доступных для советского читателя и неудобных для переиздания. Это побудило автора составить новое обобщение по формации Фосфория. Необходимость такого обобщения диктовалась еще и тем, что некоторые выводы американских авторов, на наш взгляд, не обоснованы фактическим материалом или противоречат ему. В то же время на основе их данных можно сделать, по нашему мнению, иные, более обоснованные заключения. Насколько удачной получилась эта книга, скажет свое слово читатель.

При выполнении этой работы большую помощь оказал мне помощник главного геолога Геологической службы США Винсент Мак-Келви, а также советские геологи Н. М. Страхов, Б. М. Гиммельфарб, В. Н. Холодов и Э. А. Еганов. Всем им я выражаю глубокую благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

Понятия о формации у советских и американских геологов существенно различные. Основной принцип выделения формаций, применяющийся в США и по настоящее время, высказан Пууэллом (Powell, 1888). Формации американскими геологами выделяются эмпирически и в меньшей степени теоретически. Рассматривая формации США, можно заметить, что каждая из них представляет осадочную толщу, имеющую характерные литологические черты, отличные от литологических черт соседних толщ. Выделение формаций производится сначала по литологическим признакам. Затем определяется их возраст и уточняются границы на основе изучения органических остатков, а также физических и химических свойств пород.

Недавно Американская комиссия стратиграфической номенклатуры опубликовала новые правила, или код (Code of stratigraphic..., 1961), в которых содержится и определение понятия формации. Формация — это основная единица литолого-стратиграфической классификации отложений. Формация — это тело, отличающееся литологической однородностью, преимущественно, но не обязательно плоское, которое можно картировать на поверхности земли или прослеживать на глубине. Формация имеет три измерения, может отвечать короткому или длинному интервалу времени, состоять из материала одного или нескольких источников и может иметь перерывы в осадконакоплении.

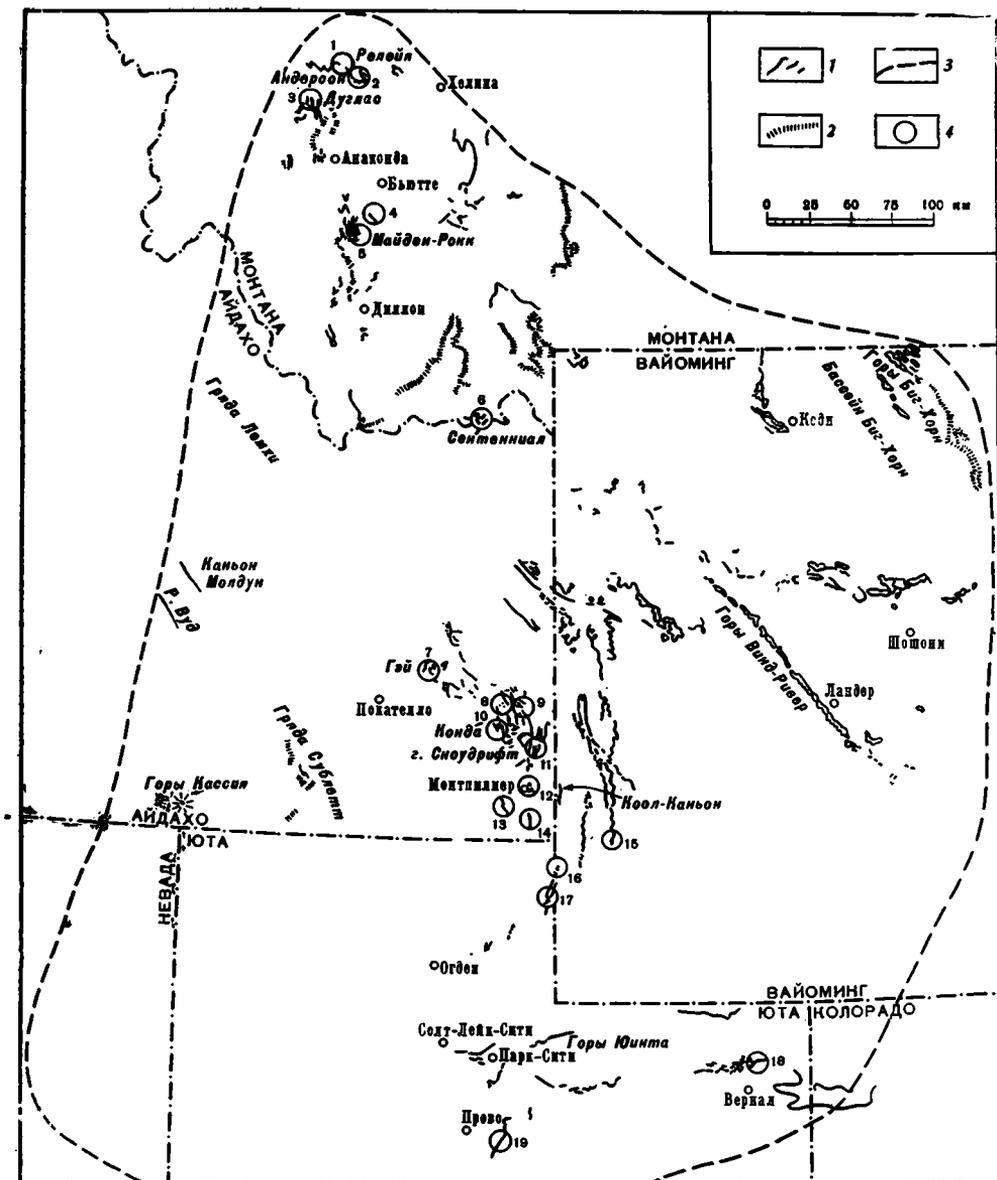
Стратиграфическая единица, определяемая только по органическим остаткам, не представляет литолого-стратиграфическую единицу, а является биостратиграфической единицей.

Название каждой формации в США представляет имя собственное, пишется с прописной буквы и не может быть использовано для названия других формаций, хотя бы они имели одинаковое строение, состав, генезис и геотектоническое положение.

Следовательно, в новом коде фактически «узаконен» тот же принцип выделения формаций, который существовал еще в прошлом столетии.

В вертикальном разрезе сходные соседние формации объединяются в группы (groups). Термин группа тоже лито-стратиграфический. Он весьма неудобен, так как согласно международной стратиграфической номенклатуре этим же термином именуется толща осадков, отложившаяся в течение эры.

Таким же методом, как в США, выделялись формации и в России еще в прошлом столетии. Это были лито-стратиграфические или частные формации, например меловая формация юга России. По мере уточнения стратиграфии термин формация у нас перестал употребляться. Однако в течение последних 30 лет благодаря работам В. И. Попова, Н. С. Шатского и других геологов этот термин получил более широкое применение, но в ином, более общем, понимании, не как имя собственное, а скорее как при-



Фиг. 1. Карта выходов формации Фосфория и одновозрастных с ней формаций, по Эми (Emigh, 1958)

Выходы фосфоритов: 1 — действительные, 2 — предполагаемые; 3 — граница области распространения формации Фосфория; 4 — фосфоритные рудники (цифры на карте)

1 — Релия; 2 — Андерсон; 3 — Дуглас; 4 — Анаконда; 5 — Мейден Рок; 6 — Сеятенниал; 7 — Гэй; 8 — Беллард; 9 — Тертелинг; 10 — Конда; 11 — Центральные Фермеры; 12 — Монтпильер или Ватерлоо; 13 — Поташ Компани; 14 — Динг Хот Спрингс; 15 — Кенмерер; 16 — Лиф; 17 — Арикари, Кероки и Эмма; 18 — Вернал; 19 — Прово

лагательное. Он стал применяться к разным толщам пород, но имеющим одни и те же характерные литологические, а следовательно, и генетические черты. Таковыми являются угленосные, соленосные, флишевые и другие формации, независимо от их возраста и района распространения. Н. Б. Вассоевич (1960) еще в 1940 г. предложил для них новый термин — осадочные геогенерации. Благодаря этому термину накопившаяся путаница в понимании формаций несколько уменьшается — американское лито-стратиграфическое понимание формации сохраняется, а формация в лито-генетическом понимании Н. С. Шатского отвечает термину геогенерации Н. Б. Вассоевича. Каждая формация или геогенерация отражает историко-геологические, климатические, тектонические и другие палеогеографические условия своего образования. Выяснение этих условий обычно производится после того, как формация или геогенерация уже выделена.

На основе литологического принципа выделена и формация Фосфория пермского возраста. Позднее выяснялся ее геологический возраст, взаимоотношения с соседними формациями, условия образования и геотектоническое положение. На геологических профилях часто можно видеть, как языки одной формации на сотни километров заходят в толщи соседних формаций.

Формация Фосфория известна также под названием Западное фосфоритовое месторождение или Western Phosphate Field. Она находится в Центральных Скалистых горах западных штатов США и занимает восточную часть штата Айдахо и прилегающие к ней части штатов Монтана, Вайоминг и Юта (фиг. 1). Длина обнаженной части формации равна 750 км, ширина 400 км, площадь около 200 000 км², т. е. отвечает почти половине площади Черного моря. Западная граница формации, где слои уходят на большую глубину, неясна.

Открытие фосфоритов в западных штатах США относится к 1889 г. Геологическая служба США изучала эти фосфориты с 1909 по 1916 г. для использования в качестве удобрения полей и затем с 1942 по 1946 г. в связи с поисками урана и ванадия. Добыча фосфоритов началась в 1906 г. в объеме 5—10 тыс. т/год и только в 1919 г. достигла 55 тыс. т/год. В настоящее время добычей фосфорита занято около 20 рудников, которые выдают фосфорита 3—4 млн. т/год.

Геология области распространения формации Фосфория и соседних областей изложена в работах Г. Ф. Мансфилда (Mansfield, 1927), А. А. Бекера и И. С. Вильямса (Baker a. Williams, 1940), А. А. Бекера и др. (Baker, Huddle, Kinney, 1949), Э. Б. Брансона и К. К. Брансона (Branson E. B., Bransn C. C. 1941), К. О. Донбара и др. (Dunbar a. oth., 1960), Р. К. Хуза и К. Э. Репенинга (Hose, Repening, 1959), Р. Э. Кинга и др. (King a. oth., 1944), Д. М. Кинни (Kinney, 1955). Наиболее полные и новые данные содержатся в работах В. Э. Мак-Келви и Л. Д. Карсвелла (McKelvey, Carswell, 1956; McKelvey a. oth., 1953, 1959), Р. П. Шелдона (Sheldon, 1963), Э. Р. Крессмана и Р. У. Свансона (Cressman, Swanson, 1964), Р. Д. Робертса и др. (Roberts a. oth., 1965). Библиография литературы по геологии фосфоритов западных штатов США очень обширна, составляет целую книгу (Harris a. oth., 1954).

В конце 1967 г., когда эта книга была уже подготовлена для печати, вышли две новые монографии: Мекки, Ориель и др. «Палеотектонические исследования пермской системы США» (McKee, Oriel a. oth., 1967) и сборник «Анатомия западных месторождений фосфорита» (Anatomy..., 1967). Обе эти монографии содержат новые схемы стратиграфических сопоставлений и обширную библиографию. Данные этих двух монографий использованы в настоящей книге частично. Следует лишь сказать, что в первой из них принято деление пермской системы на интервалы А, В, С, D, примерно отвечающие сериям Вулфкэмп, Леонард, Гвадалупе и Очоа.

ГЕОЛОГИЯ И СТРАТИГРАФИЯ

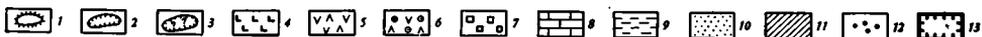
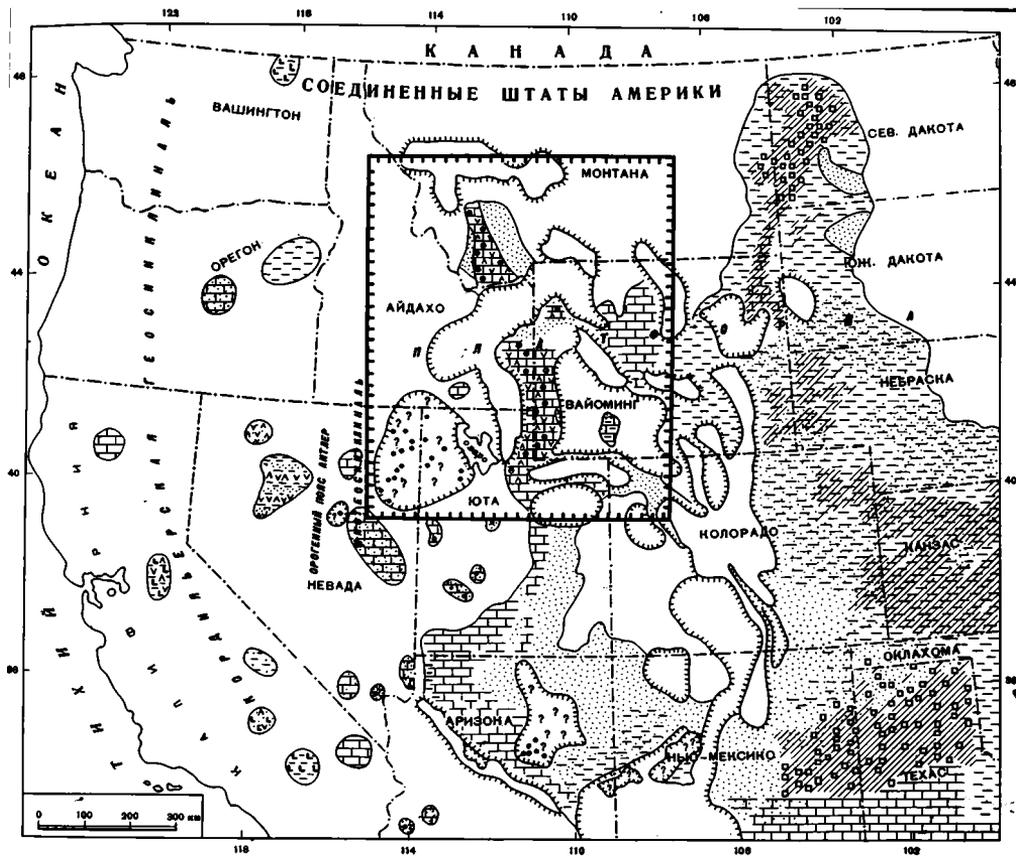
На карте литофаций интервала В пермских отложений западных штатов США видно, что формация Фосфория располагается на западной окраине Североамериканской платформы и частично заходит в примыкающую к ней с запада миогеосинклинальную зону (фиг. 2). Эта зона характеризуется более мощными морскими осадками. Далее на запад пермские отложения уходят на большую глубину или ассимилированы гранитным батолитом Айдахо. Еще западнее простиралась Кордильерская геосинклиналь, от которой сохранились редкие выходы пермских пород. В этой геосинклинали отлагались мощные толщи вулканогенных образований и граувакк с редкими прослоями известняков, содержащих пермские фузулиниды, брахиоподы и другие органические остатки.

Восточнее области формации Фосфория располагается полоса карбонатных пород, преимущественно доломитов, а далее к востоку — обширная область красноцветных пермских осадков с гипсом, ангидритом и галитом. Южнее и юго-западнее отлагались морские известняки и доломиты, частью рифогенные. Приведенная карта составлена большим коллективом американских геологов. На ней изображен фактический материал по данным на 1965 г.

В складчатых сооружениях области формации Фосфория вскрывается серия древних осадочных толщ. Протерозой представлен кварцитами и сланцами, большей частью красными. Кембрий, ордовик, силур, девон и нижний карбон (Миссисипиан) представлены преимущественно известняками, содержащими пачки доломитов (верхний ордовик и силур), глинистых сланцев и кварцитов, общей мощностью 4000—4500 м. Несогласия, сопровождающиеся кварцитами или следами перерывов в осадконакоплении, имели место в начале и в конце кембрия, в конце ордовика, в начале девона, в начале и в середине карбона. Верхний карбон (Пенсильваниан, формация Уэлс) представлен внизу песчанистыми и кремнистыми известняками, в средней и верхней частях — песчанистыми известняками с прослоями песчаников. Мощность формации Уэлс равна 700—800 м. Стратиграфически она соответствует формациям Вебер, Тэнслип и Квадрант, развитым в разных районах и сложенным песчаниками или кварцитами. Верхняя часть формации Уэлс относится уже к пермской системе.

На юго-востоке области Фосфория в горах Юинта кембрий представлен кварцевыми и аркозовыми песчаниками; ордовик, силур и девон отсутствуют; Миссисипская система сложена известняками и глинистыми сланцами, Пенсильванская — песчаниками или кварцитами. На севере области Фосфория в Монтане суммарная мощность отложений кембрия, силура, девона, карбона и перми равна всего 1500 м.

В районе максимального пермского фосфатонакопления у горы Сноудрифт на юго-востоке Айдахо отложения нижнего и среднего палеозоя



Фиг. 2. Карта литофаций интервала В (нижняя форсфоритовая пачка и часть подстилающие и покрывающие ее пачки) пермской системы западной части США, по Мекки, Ориел и др. (McKee, Oriel a. oth., 1967)

1 — поднятия с выходами допермских пород; 2 — площади, на которых послепермские породы не пройдены бурением; 3 — площади, на которых литофации не определены; 4 — площади, на которых интервал В содержит вулканические породы; 5 — кремнистые породы; 6 — кремнистые породы и фосфориты; 7 — галит; 8 — известняки и доломиты; 9 — аргиллиты; 10 — песчаники; 11 — гипсы и ангидриты; 12 — буровые скважины в некоторых впадинах; 13 — область формации Фосфория

(домиссисипские) не обнажаются. Их мощность определена примерно, по аналогии с соседними районами, в 2—3 тыс. м. В 23 км севернее горы Сноудрифт в районе Бедфорда мощность домиссисипских слоев уменьшается до 800 м, а в 40 км юго-западнее этой горы в хребте Медвежьей реки возрастает до 4000 м.

Отложения карбона у горы Сноудрифт имеют мощность около 1200 м (Cressman, 1964). Они делятся на две системы — нижнюю, или Миссисипскую, и верхнюю, или Пенсильванскую. Миссисипская система примерно отвечает нижнему карбону. Она представлена двумя формациями — известняк Мэдисон около 300 м мощностью и известняк Бразер около 600 м мощностью. В обеих этих формациях известняки серые и темно-серые до черного, тонкослоистые, с желваками кремня и прослоями криноидного, биокластического, пеллетового и литографского известняка. Встречаются линзы доломита. В верхней части формации Мэдисон проходит слой черного грубозернистого фосфорита мощностью 3—5 см.

Другой фосфоритовый слой в форме черного сланца обнажается на севере центральной части Юты. Он залегает у основания известняка Бразер.

Пенсильванская система примерно отвечает среднему и верхнему карбону. В данном районе она неполная, представлена осадками только среднего отдела в виде нижней части формации Уэлс. Эта ее часть мощностью 200—300 м сложена серыми песчанистыми известняками, с прослоями известковистых песчаников. В известняках и песчаниках рассеяны желваки и линзы кремня, встречаются брахиоподы и кораллы. Песчаники кварцевые, мелко- и среднезернистые, белые и серые, местами косослоистые. В кровле карбоновой части формации Уэлс севернее горы Сноудрифт указывается слой кремнистого фосфорита.

Стратиграфическое расчленение и корреляции формаций пермской системы в США долгое время страдали большой пестротой у разных авторов. Только в 1960 г. Пермская стратиграфическая подкомиссия Северной Америки, работавшая под руководством С. О. Донбара (Dunbar a. oth., 1960), представила обширную корреляционную таблицу расчленения пермской системы. На этой таблице пермская система Северной Америки делится на четыре отдела или серии: Вулфкэмп, Леонард, Гвадалупе и Очоа. Первые две серии отвечают нижнему, последние две — верхнему отделу пермской системы.

В области формации Фосфория пермская система представлена очень неполно (табл. 1). Она начинается песчаниками, принадлежащими к верхней части формации Уэлс. Эти песчаники светло-серые кварцевые тонкозернистые известковистые, местами косослоистые, с прослоями песчанистых доломитов и мшанково-криноидных известняков, с линзами и желваками черного кремня. У горы Сноудрифт верхняя пачка песчаников красноцветная, содержит прослой известняка. Мощность пермской части формации Уэлс равна здесь около 200 м, а к северо-востоку через 150 км она выклинивается. Возможно, стратиграфическим эквивалентом верхней части формации Уэлс являются красные песчаники и ангидриты, вскрытые бурением на плато Медвежьего озера в 40 км южнее горы Сноудрифт. На песчаниках формации Уэлс залегают нижние доломиты, именуемые в литературе как язык или член Грандор карбонатной формации Парк-Сити.

Выше идет формация Фосфория. Она сложена темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми сланцами или аргиллитами, мергелями и фосфоритами. По своему возрасту эта формация отвечает серии Гвадалупе и, вероятно, части серии Очоа, если учесть, что несогласие между пермскими и триасовыми отложениями выражено слабо. Если же принять во внимание, что нижние доломиты содержат прослойки и линзы фосфоритов, то можно считать, что фосфатонакопление началось в нижнем отделе пермской системы и продолжалось в течение почти всего ее верхнего отдела.

На новой схеме стратиграфических сопоставлений пермской системы США (McKee, Oriel a. oth., 1967) возраст формации Фосфория существенно расширен — вниз почти до основания серии Леонард и вверх до отложений триаса. Следовательно, формация Фосфория охватывает почти 3/4 объема пермской системы.

На формации Фосфория с небольшим несогласием залегают глинистые сланцы Вудсайд нижнего триаса. В них редко встречаются остатки двустворок, лингулид и теребратул плохой сохранности, не позволяющие установить их точный возраст. Вышележащая формация Зейнес содержит в своем основании слой известняка, переполненные *Meecoceras gracilitatis* и другой фауной нижнего триаса. Нижний триас, охватывающий сланцы Вудсайд и формацию Зейнес, представлен глинистыми сланцами и частью известняками и песчаниками общей мощностью 1100—1600 м. Отложения среднего и верхнего триаса развиты слабо.

Стратиграфическое сопоставление формации Фосфория с другими формациями
 По К. О. Донбару и др. (Dunbar a. oth., 1960)

Стандарт США	Невада пр. Думбальдта	Зап. Айдахо в-н Семь Чертей	Северная Коньякшан Ранж	Юта Хабле Крик	Бассейн Фосфория (вост. Айдахо, Зап. Вайоминг)	Монтана	Восточный Вайоминг	СЗ Колорадо	Южная Юта	Стандарт СССР
Триас	Риджиты Уивер	—	Ф. Зайнес	Ф. Вудсайд	Сланцы Динвиди	Формация Луз - 322	Ф. Часуотер	Триас	Ф. Моннопи	Триас
	Вулканисты	Вулканисты	Формация Герстер (Биоласт. и доломиты)	Целен Франсон (известняки и доломиты)	Верхняя пачка кремнистая фосфоритовая пачка	Кварц-песчаные пачки	Сланцы Фризуот	Красноцветы	Изм-ни Каббав	Татарский ярус
	Коплато	Семь Чертей	Формация Плимтон	Нижняя пачка известняков	Межрудная кремнистая пачка	Шед-горн	Известняки Фроделле	Доломиты	Песчаники	Казанский ярус
	Известняки Каббав	Чертей	Блокст. известняки Каббав	Нижние известняки Дамонд Крик	Нижняя фосфоритовая пачка	Доломиты (язык Трандор)	Красноцветы Глендо	Красноцветы	Коконино	Уфимский ярус
	Формация Буай (сланцы)	Чертей	Формация Артурус (песчанистые известняки)	Известняки Карман	Формация Ларк - Сити	Формация Ларк - Сити	Изм-ни Каббав	Красноцветы	Песчаники	Мунгурский ярус
	Известняки Бирд Стринг (верх)	Чертей	Известняки Эли?	Формация Олвер, верхн. часть	Формация Уэлс	Формация Уэлс	Сланцы Глендо	Песчаники (низ) Формация Марун (верх)	Песчаники	Артинский ярус
	Известняки Бирд Стринг (низ)	Чертей	Известняки Эли, нижняя часть	Ф. Пн Веро, нижняя часть	Песчаники Вебер, Квадрант, Уэлс и др.	Формация Вебер-Марун	Изм-ни Каббав	Песчаники Вебер	Ф. Рико	Саммарский ярус
	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Карбон	Ассельский ярус
										Карбон

Юрские и меловые отложения составляют толщу до 6000 м мощностью. В юрской системе преобладают известняки и мергели, а в меловой и третичной — терригенные породы. Мощная толща песчаников и конгломератов, начинающая меловую систему, указывает на время основной складчатости области Центральных Скалистых Гор и на интенсивное прогибание ее отдельных впадин. Песчаники с гальками появляются уже в верхней юре (песчаники Прусс).

ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Фосфориты распространены главным образом в формации Фосфория и заходят в эквивалентные ей по возрасту формации Парк-Сити и Шедхорн. Небольшое количество фосфоритов найдено в Миссисипской и Пенсильванской системах карбона и в формации Динвуди основания триаса.

Формации Фосфория и Парк-Сити делятся на ряд стратиграфических членов, носящих местные названия (McKelvey a. oth., 1959). Термин член переводится здесь как пачка. Американские названия пачек неудобны для запоминания и пользования, поэтому нами им даны новые названия по их составу и положению в разрезе. Сопоставление новых и старых названий пачек и строение фосфоритоносной толщи представляются следующими (фиг. 3).

$E_1 + E_2$ — верхняя кремнисто-доломитовая пачка (член Този — E_1 и язык Эрвей — E_2).

D — верхняя фосфоритовая пачка (член Реторт).

C_2 — пачка межрудных доломитов (язык Франсон).

C_1 — пачка межрудных кремней (член Рекс-Чёрт и Чёрти-Шел).

B — нижняя фосфоритовая пачка (член Мид-Пик).

$A - B$ — нижняя кремнистая пачка (член Нижний Кремень).

A — пачка нижних доломитов (язык или член Грандор).

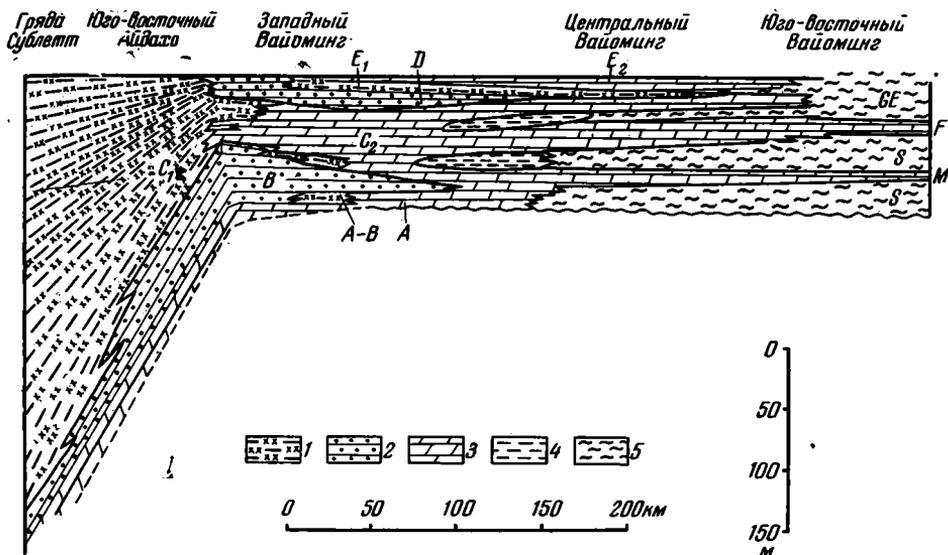
Пачка нижних доломитов относится к формации Парк-Сити, но так как в этой пачке содержатся фосфориты, то ее лучше рассматривать вместе с формацией Фосфория.

Как видно на фиг. 3, фосфоритовые пачки залегают в форме линз и фациально переходят в соседние кремнисто-глинистые и карбонатные пачки. В пачку межрудных доломитов вклиниваются с востока языки красных аргиллитов формаций Сатанко и Гуз-Эгг, а также известняки формаций Миннеката и Форелле. Более детально эти переходы показаны на фиг. 4 и 5. Пачки B , C_1 , D и E_1 относятся к формации Фосфория, а пачки A , C_2 и E_2 принадлежат формации Парк-Сити. В итоге получается сложное чередование пачек этих двух формаций. К этому можно добавить, что в их толщу вклиниваются с севера языки кварцевых песчаников формации Шедхорн. Мощность пермских осадков на платформе варьирует от 50 до 150 м, а в миогеосинклинальной зоне достигает 400 м и, вероятно, более. Граница между миогеосинклинальной зоной и платформой проходит примерно по изолинии 150 м (см. фиг. 5).

Теперь рассмотрим строение, состав и распространение каждой пачки.

ПАЧКА НИЖНИХ ДОЛОМИТОВ (A)

В составе пачки нижних доломитов преобладают доломиты, в ней содержатся также известняки и песчаники. Наиболее типичный разрез этой пачки находится на юге района вблизи г. Золт-Лэйк-Сити в каньоне Милл-Крик (см. разрез № 13 на фиг. 4).



Фиг. 3. Широтный фациальный профиль формации Фосфория, по Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959)

1 — кремнистые и глинисто-кремнистые породы; 2 — фосфоритовые пачки; 3 — доломиты и известняки, преимущественно глинистые; 4 — сланцы зеленовато-серые; 5 — сланцы красноцветные. Б у к в ы н а п р о ф и л е: А — пачка нижних доломитов; А — В — нижняя кремнистая пачка; В — нижняя фосфоритовая пачка; С₁ + С₂ — пачки междурядных кремней и доломитов; D — верхняя фосфоритовая пачка; E₁ + E₂ — верхняя кремнисто-доломитовая пачка; S — красноцветные сланцы Сатанко; M — язык известняка Миннеката; F — язык известняка Форелле; GE — красноцветные сланцы пермской формации Гуз-Эгг и частично (вверху) триасовой формации Чугвота

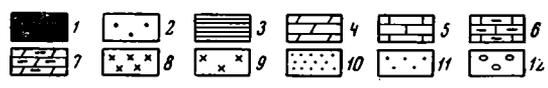
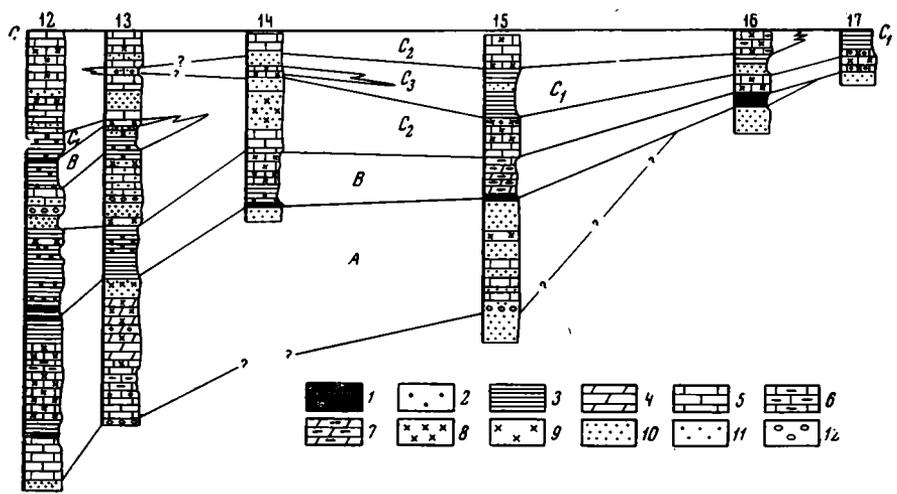
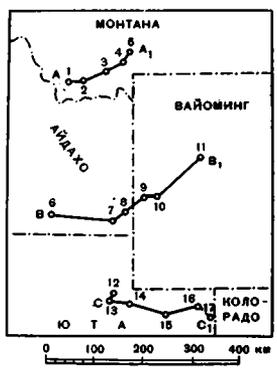
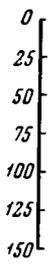
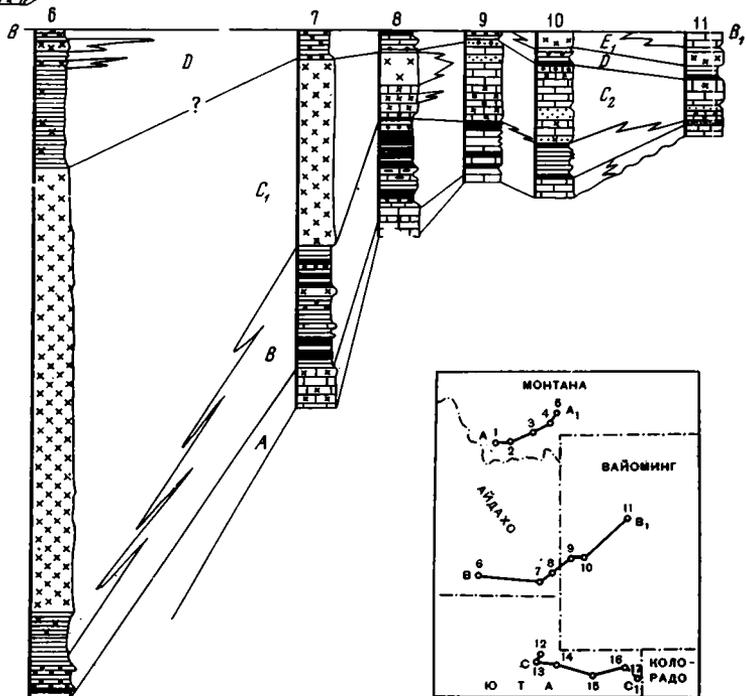
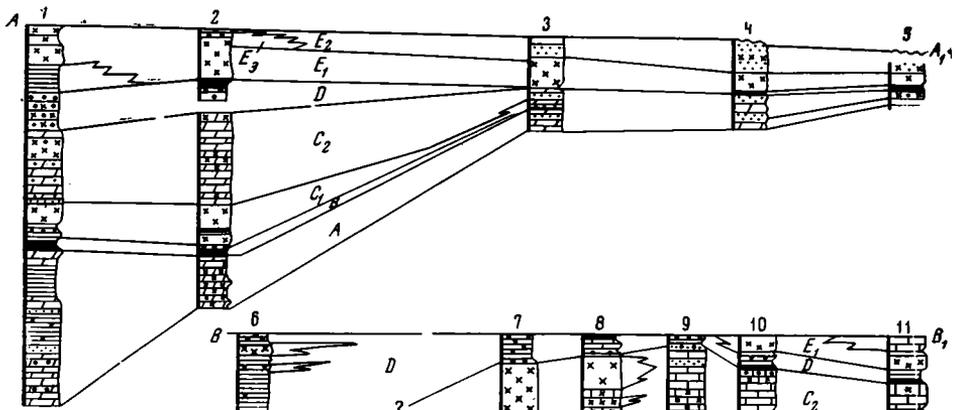
В основании разреза здесь залегают светло-серые массивные известняки, песчанистые, тонко- и среднезернистые. Они относятся к формации кварцитов Вебер, верхняя часть которой имеет, по-видимому, нижнепермский возраст.

Пачка нижних доломитов начинается слоем темно-серого толстослоистого массивного известняка мощностью 14 м. Этот известняк сложен в значительной мере обломками раковин замковых брахиопод. На нем залегают пласт темно-серого доломита мощностью 2,5 м, тоже с большим количеством обломков окаменелостей. Далее кверху снова идут известняки, но темно-серые, мергелистые, мощностью 12 м. В этих известняках рассеяны черные фосфоритовые ядра мелких (<3 мм) пелеципод и гастропод и залегают два прослоя (мощностью 0,3 и 0,1 м) тонкозернистого фосфорита. Встречается чешуя рыб, зерна фосфорита и остатки фосфатных и нефосфатных брахиопод.

Выше идут светлые доломиты мощностью 44 м, кремнистые, частью глинистые, с обломками раковин, вверху песчанистые. Разрез венчается известковистыми и кремнистыми песчаниками мощностью 13 м. Общая мощность пачки нижних доломитов равна 85 м.

К востоку от каньона Милл-Крик пачка нижних доломитов быстро выклинивается. К северо-востоку от этого каньона у г. Ландер она замещается кремнистыми и карбонатными породами и далее красноцветами. По-видимому, продолжение этой пачки в виде известняка Миннеката вклинивается в толщу пестроцветов формации Гус-Эгг восточного Вайоминга.

К западу и юго-западу на расстоянии 200 км до горной гряды Конфьюжон уменьшается количество терригенного материала; нижняя часть пачки сложена биокластическими известняками, а верхняя — доломитами



Фиг. 4. Широкие геологические профили формации Фосфория, по данным Мак-Келви (McKelvey a. oth., 1959)

1 — фосфоритовые слои; 2 — присутствие фосфорита в других породах; 3 — глинистые сланцы; 4 — доломиты; 5 — известняки; 6 — известняковые мергели; 7 — доломитовые мергели; 8 — кремнистые породы; 9 — кремнистость в других породах; 10 — кварцевые песчаники; 11 — песчанность в других породах; 12 — гальки.
 Стратиграфические пачки: А — пачка нижних доломитов; В — нижняя фосфоритовая пачка; С₁ — С₂ — пачки межрудных пород; D — верхняя фосфоритовая пачка; E₁ — E₂ — верхняя кремнисто-доломитовая пачка.
 Пункты разрезов: 1 — Биг-Шип-Крик; 2 — Вадхамз-Спринг; 3 — Альпине-Крик; 4 — Индиан-Крик; 5 — Вест-Форк Желлатин Рива; 6 — Гряда Сублетт; 7 — Парис-Каньон; 8 — Монтпильер-Каньон; 9 — Коттонвуд-Каньон; 10 — Миддл-Пини-Лэк; 11 — Динвуди-Лэк; 12 — Форт Дуглас; 13 — Милл-Крик-Каньон; 14 — Франсон-Каньон; 15 — Лэк-Форк; 16 — Бруш-Крик; 17 — гора Сплит

с примесью гипса. Граница между нижними доломитами и подстилающими песчаниками становится постепенной.

По направлению к северу вдоль границы штатов Айдахо — Вайоминг пачка нижних доломитов сильно сокращается в мощности до выклинивания, частично замещаясь кремнистыми породами и песчаниками. Этот переход совершается на протяжении 150—180 км. Западнее границы тех же штатов, тоже по направлению к северу, облик пачки нижних доломитов сохраняется, верхний и нижний контакты ее согласные. У горы Сноудрифт мощность пачки нижних доломитов около 20 м. Вверху ее встречаются тонкие прослойки фосфорита.

ЛОКОТИП ФОРМАЦИИ ФОСФОРИЯ

Формация Фосфория установлена Ричардом и Мансфилдом в 1912 г. Они назвали эту формацию по ущелью Фосфория, которое находится на юго-востоке Айдахо и является ее локотипом (type locality, лито-стратотип). Ранее слои Фосфория включали в состав формации Парк-Сити в качестве двух ее верхних членов. Позднее установлен фациальный переход этих слоев за пределами штата Айдахо в слои верхней половины формации Парк-Сити (см. табл. 1).

В окрестностях локотипа на горе Сноудрифт формация Фосфория подстилается нижними доломитами и покрывается глинистыми известняками формации Динвуди триасового возраста. Нижние 0,2 м толщ этих известняков представляют серо-бурый аргиллит с рассеянными зернами черного фосфорита. Нижняя граница формации Фосфория проводится по тонкому слою фосфорита, содержащего в изобилии чешую и кости рыб, а верхняя — по слою фосфоритовых желваков с отпечатками спикул губок (?).

На горе Сноудрифт по естественным обнажениям и расчисткам Мак-Келви с сотрудниками составили следующий разрез формации Фосфория (сверху).

D. Верхняя фосфоритовая пачка		Мощность, м
№ слоя		
1.	Фосфорит желваковый кремнистый (?), серовато-бурый, твердый; с отпечатками спикул губок (?)	0,3
2.	Аргиллит буровато-черный, сланцеватый	0,4
3.	Фосфорит зернистый, черный, твердый, кремнистый (?)	0,4
4.	Аргиллит буровато-серый, мягкий, сланцеватый	1,0
5.	Доломит буровато-серый, твердый, массивный	0,5
6.	Аргиллит черный до серовато-бурого, мягкий, сланцеватый	6,2
	Общая мощность пачки	8,8
C ₁ + C ₂ . Пачки межрудных кремней и доломитов		
7.	Кремень глинистый черный, твердый, толстослоистый	1,0
8.	Аргиллиты черные и буровато-серые тонкослоистые, вверху и внизу кремнистые, в середине с прослоем доломита мощностью 0,3 м	16,6

№ слоя	Мощность, м
9. Доломит буровато-серый, глинистый	1,2
10. Аргиллит буровато-серый, доломитистый и кремнистый	1,2
Общая мощность кремнистых аргиллитов (слои 7—10)	20
11. Кремнистые породы черные и темно-серые, местами тонкослоистые, местами желваковые, с прослоями сланцеватого аргиллита	35
12. Кремень черный толстослоистый, с обилием спикул губок	7,5
13. Кремень черный тонкослоистый, с прослоями и линзами черного тонкослоистого известняка	5,0
Общая мощность пачки	67

В. Нижняя фосфоритовая пачка

14. Аргиллит серовато-бурый, с двумя прослоями желвакового фосфорита — один прослой мощностью 0,15 м проходит вблизи кровли, а другой — мощностью 0,3 м — у подошвы пласта	7,5
15. Верхняя фосфоритовая зона: фосфорит буровато-серый, толсто- и тонкослоистый, с тонкими прослоями фосфатистого аргиллита. Внизу зоны фосфорит оолитовый, у кровли — пизолитовый, с занозистым изломом	5,0
16. Фосфорит серовато-бурый, глинистый, с обилием карбонатных линзочек, снизу вверх более ванадиеносный	3,0
17. Верхняя желваковая зона: аргиллит желтовато-серый с тонкими прослоями желвакового фосфорита, сверху с прослоем известняка мощностью 0,6 м	5,0
18. Аргиллит буровато-серый тонкослоистый, с тонкими прослойками фосфорита	2,2
19. Нижняя желваковая зона: аргиллит серовато-черный, с тонкими прослоями серовато-бурого желвакового фосфорита; часто зеленовато-желтое окрашивание	7,0
20. Аргиллиты буровато-черные тонкослоистые, фосфатсодержащие, с прослойками карбонатной породы	19,0
21. Фосфорит буровато-серый глинистый, тонкослоистый; используется для электровозгонки фосфора	7,0
22. Мергель серо-бурый, фосфатсодержащий («кроющий известняк»)	0,4
23. Нижняя фосфоритовая зона: фосфорит буровато-черный тонкослоистый; используется для приготовления простого и тройного суперфосфата	2,0
24. Карбонатная порода темно-серая глинистая, в основании с прослоем биокластического фосфорита мощностью 0,2 м, с обилием чешуи рыб	3,0
Общая мощность нижней фосфоритовой пачки	61

Послойные химические анализы этого разреза приведены в отчете Р. А. Смарта и др. (Smart a. oth., 1954). Содержание P_2O_5 в отдельных образцах пород варьирует от 0,3 до 36,7%, в среднем по всей нижней пачке равно 14,2% (среднее из 156 анализов).

Мощность формации Фосфория в описанном разрезе равна 137 м. Этот разрез неполный, — в нем отсутствует линза нижних кремнистых пород и верхняя кремнисто-доломитовая пачка. Эти образования обнажаются в других разрезах. В основании формации Фосфория залегают светлые кремнистые доломиты пачки нижних доломитов.

Для выяснения условий образования формации Фосфория необходимо ознакомиться с литологией и фациями каждой пачки.

ПАЧКИ ФОРМАЦИИ ФОСФОРИЯ

Нижняя кремнистая пачка (А — В)

В основании нижней фосфоритовой пачки залегает крупная линза кремнистых пород, которую американские геологи выделяют в качестве самостоятельного члена формации Фосфория под названием член Нижний Кремень.

Типичный разрез этой пачки находится у оз. Миддл-Пини в штате Вайоминг (см. фиг. 4, разрез № 10). Нижнюю часть пачки мощностью

8 м составляют серые кремнистые породы. Верхняя ее часть мощностью 2 м представлена доломитистым песчаником, печанистым доломитом и вверху кремнистым аргиллитом с рассеянными фосфатными зернами и флюоритом. В этом аргиллите содержится P_2O_5 —14,5%; U—0,003%.

Породы нижней кремнистой пачки черные, местами темно-серые и серые, твердые кремнистые, устойчивые к выветриванию. В них изредка встречаются линзы или прослой мергелистого доломита или кварцевого песчаника. Содержание P_2O_5 в кремнистой пачке около 1%. Встречаются спиккулы губок.

Мощность нижней кремнистой пачки обычно равна 3—5 м и только на юге гряды Вайоминг достигает 12 м. Эта пачка распространена вблизи юго-восточной и северо-восточной границ максимальной фосфоритонности нижней фосфоритовой пачки.

Фациальные замещения нижней кремнистой пачки различные. К западу она переходит частью в нижнюю фосфоритовую пачку, частью в нижние доломиты; к востоку, северо-востоку и югу — в песчанистые и кремнистые доломиты пачки нижних доломитов.

Нижняя фосфоритовая пачка (B)

Наиболее полно нижняя фосфоритовая пачка развита в юго-восточной части Айдахо, где ее мощность достигает 60 м. Она сложена черными аргиллитами и фосфоритами, с прослойками глинистых фосфатсодержащих известняков и доломитов. Песчаники здесь отсутствуют. Вследствие неустойчивости к выветриванию нижняя фосфоритовая пачка плохо обнажена, но при полевом исследовании ее положение хорошо фиксируется по устойчивым подстилающим и покрывающим пачкам.

Детальное изучение нижней фосфоритовой пачки произведено Р. Гульбрандзеном (Gulbrandsen, 1960) в Коол-Каньоне, находящемся в 30 км юго-восточнее локотипа формации Фосфория (см. фиг. 1 и разрез № 8 на фиг. 5). В основании разреза здесь залегают пачка нижних доломитов. Гульбрандзен разделил нижнюю фосфоритовую пачку на 106 слоев. Для каждого слоя он приводит химический состав и литологическую характеристику. Образцы для анализов взяты из бульдозерной траншеи, т. е. более или менее выветрелые. Для краткости описания и удобства изображения разреза мы соединили соседние слои, сходные по составу (фиг. 6).

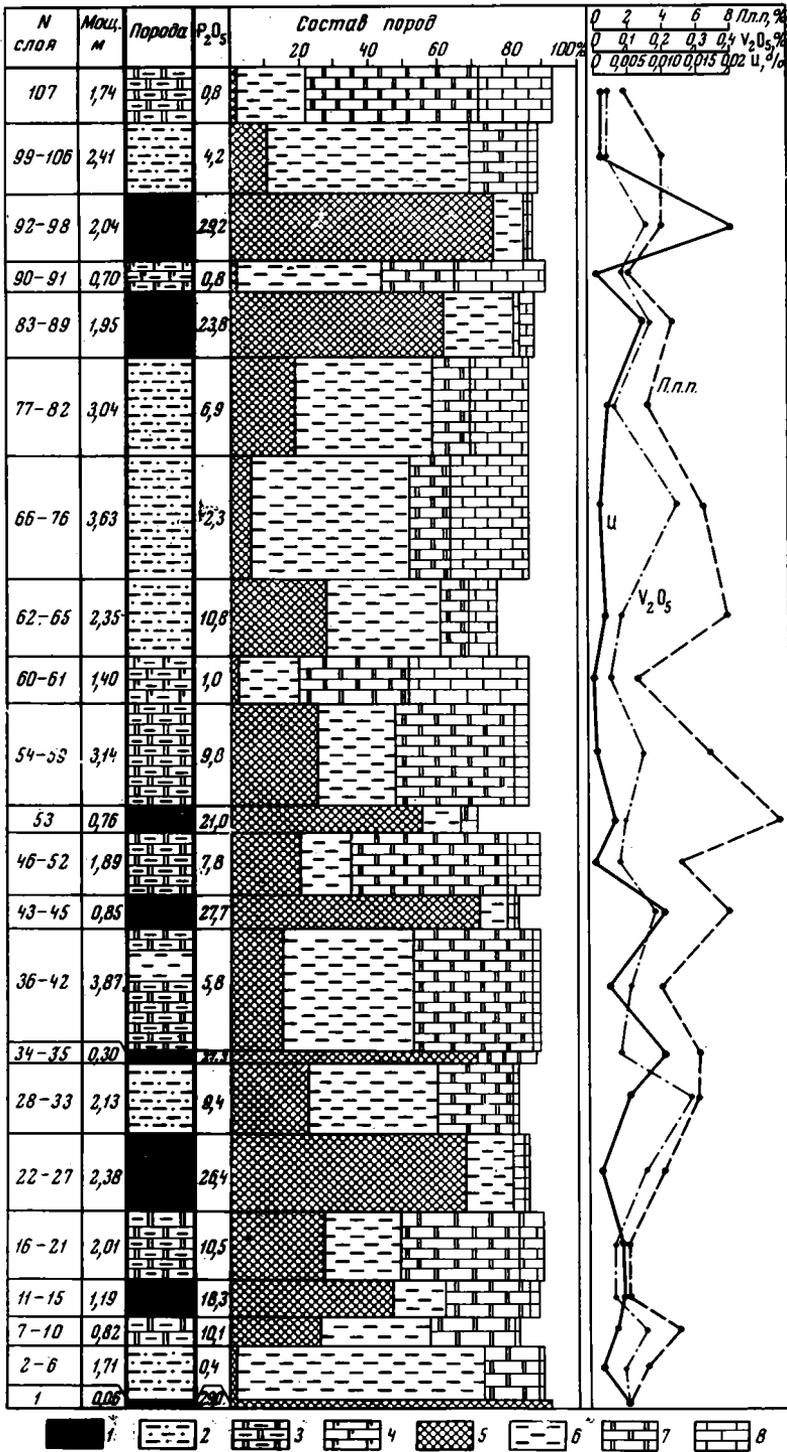
Нижняя фосфоритовая пачка начинается тонким (0,1 м) слоем (1) буровато-серого оолитового фосфорита с фосфатными зернами и окатанными обломками костей и чешуи рыб. Выше залегают буровато-серые тонкослоистые аргиллиты с примесью доломита (слои 2—6). Они покрываются чередующимися слоями буровато-серых доломитистых тонко- и мелкозернистых фосфоритов и доломитовых мергелей (слои 7—21), вверху с обломками костей; встречаются линзы кремней и флюорит.

Нижний промышленный пласт фосфорита (слои 22—27) имеет мощность 2,4 м и содержит P_2O_5 26,4%. Цвет его буровато-черный. Он сложен фосфатными зернами размером $>0,06$ мм. В нем встречаются обломки костей и чешуя рыб.

Выше залегают слои (28—53) буровато-серых и бурых доломитовых мергелей и буровато-черных фосфоритов. Общая мощность этих слоев 9,8 м. Фосфориты зернистые, с обломками костей. В мергелях тоже рассеяны фосфатные зерна, но мелкие — менее 0,06 мм.

Далее идут слои (54—82) буровато-серых и серовато-черных известняковых и доломитовых мергелей общей мощностью 13,5 м. В них рассеяны мелкие фосфатные зерна и редко кальцитовые и фосфатные обломки окаменелостей. Некоторые фосфатные зерна замещены карбонатом.

В верхней части разреза (слои 83—98) выделяются две группы слоев буровато-черного пеллетового (зернистого) фосфорита мощностью по



Фиг. 6. Строение нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне на западе Вайоминга, по данным Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960)

1 — фосфориты; 2 — аргиллиты; 3 — мергели доломитовые; 4 — мергели известково-доломитовые; 5 — Фосфат фторкарбонатапатит; 6 — нерастворимый остаток (кремнисто-глинистое вещество); 7 — доломит; 8 — кальцит

2 м каждая. Они разделены прослоем известняково-доломитового мергеля мощностью 0,7 м, с обломками кальцитовых окаменелостей. В нижней группе фосфоритовых слоев встречаются фосфатные обломки раковин и флюорит, а в верхних слоях верхней группы — фосфатные оолиты. Слой 97 отличается преобладанием оолитов. Венчается нижняя фосфоритовая пачка слоями доломитовых аргиллитов мощностью 2 м (слои 99—106).

Общая мощность нижней фосфоритовой пачки равна 37,8 м, среднее содержание P_2O_5 в ней равно 11,11%, органического вещества 4,8% (по разности).

Слой 107 известково-доломитового мергеля принадлежит уже пачке межрудных известняков и доломитов.

В районе локотипа нижняя фосфоритовая пачка отличается от подстилающих и покрывающих слоев темной окраской благодаря примеси органического вещества. В самом низу этой пачки залегают тонкий слой фосфорита с обилием чешуи рыб, костей и мелких желваков. Внешность этого слоя весьма характерна, обычно он хорошо обнажен или его обломки встречаются в осыпях. Самый верхний фосфоритовый слой указанной пачки, напротив, обнажается редко, обычно состоит из желваков фосфорита и нередко содержит ядра гастроподы рода *Omphalotrochus*. К востоку и югу от локотипа, где нижняя фосфоритовая пачка переходит в кремнистые или карбонатные слои, там верхняя и нижняя границы ее не всегда четкие.

Минеральный состав слоев, показанных на фиг. 6, вычислен Р. Гульбрандzenом на основании химических анализов (табл. 2) и микроскопического изучения путем пересчета процентных содержаний на определенные коэффициенты: $P_2O_5 \cdot 2,6 =$ фосфат; $MgO \cdot 4,58 =$ доломит; остаточная $CO_2 \cdot 2,27 =$ кальцит. При этом для фосфата принято содержание P_2O_5 , равное 38%, CO_2 — 2%. Процент нерастворимого остатка принят за величину кварца и силикатных минералов. Мощность слоев 28—33 равна 2,13 м, но без слоев 30 и 32, по которым анализы неполные, равна 1,31 м. В отличие от данных Гульбрандzenа в табл. 2 соседние слои, близкие по составу, нами соединены и для объединенных слоев вычислены средневзвешенные содержания. Величины потери при прокаливании приведены без CO_2 . Этим величинам примерно отвечает сумма содержания органического вещества и воды алюмосиликатов. Но последней немного, поэтому, нанеся указанные величины на диаграмму (см. фиг. 6), оказалось возможным наглядно сравнить между собою колебания в содержаниях потери при прокаливании (органического вещества), урана и ванадия. В общих чертах колебания этих компонентов следуют одно за другим, но имеется и немало отклонений.

Слой 53 фосфорита и слои фосфористых аргиллитов отличаются высоким содержанием органического вещества, но ванадия и урана в них немного. Уран в повышенных количествах содержится только в фосфоритах, но не во всех слоях. Промышленные концентрации урана ($> 0,01\%$) содержатся в фосфоритовых слоях 34—35, 43—45, 92—98.

Ванадий в повышенных количествах встречается как в фосфоритах, так и в мергелях. Наиболее высокая концентрация V_2O_5 , достигающая 1,75%, обнаружена в аргиллитах (слой 73 и 74).

Обращает на себя внимание высокое содержание в фосфоритах общей серы, выраженной в форме SO_3 . Вероятно, главная ее масса входит в состав пирита и некоторая часть в фосфатную молекулу, замещая фосфор. Этот факт, в соответствии с данными А. И. Смирнова и др. (1962), позволяет с известной условностью судить о повышенной сульфатности моря в районе фосфатонакопления. Но содержание Na_2O в фосфоритах не превышает 1%, указывая на незначительное повышение солености. Подобная идея высказывалась и Гульбрандzenом, но на основании повышенного содержания Na_2O в карбонатных породах.

**Послойный химический состав нижней фосфоритовой
По данным Р. Гульбрандзена**

№ слоя	Мощность, м	CaO	MgO	CO ₂	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
99—106	2,41	14,03	3,77	9,83	4,20	48,58	8,54	2,71	0,87	2,23	0,42
92—98	2,04	42,67	1,7	2,29	29,19	11,42	1,84	0,82	0,99	0,81	0,42
90—91	0,70	23,37	4,71	22,01	0,82	34,93	4,16	2,10	0,91	1,61	0,082
83—89	1,95	37,88	0,36	3,75	23,81	19,83	2,95	1,56	1,09	0,92	0,23
77—82	3,04	24,07	6,03	12,94	6,95	33,86	6,96	2,44	0,79	5,64	0,27
66—76	3,63	19,78	2,46	14,92	2,33	37,64	6,74	2,58	1,15	1,82	0,28
62—65	2,35	24,20	1,72	7,71	10,80	29,89	7,18	2,41	1,11	1,80	0,34
60—61	1,40	30,82	6,97	30,15	1,05	19,37	4,13	1,37	1,02	0,95	0,12
54—59	3,14	27,86	7,5	18,71	9,85	16,97	5,13	1,67	0,75	1,33	0,21
53	0,76	32,82	1,0	2,4	21,00	10,60	4,5	1,70	0,75	1,20	0,13
46—52	1,89	29,44	9,84	25,84	7,62	12,76	2,33	1,14	1,35	1,47	0,11
43—45	0,85	41,93	0,52	2,61	27,74	9,79	1,74	1,06	0,52	0,64	0,12
36—42	3,87	20,88	7,53	17,68	5,85	30,75	4,76	1,71	1,03	1,97	0,24
34—35	0,30	39,95	0,24	1,64	27,34	15,93	2,56	0,94	1,05	0,87	0,14
28—33	2,13	23,24	4,86	11,72	9,36	31,06	1,98	1,76	0,86	1,82	0,31
22—27	2,38	39,94	1,03	3,88	26,42	13,98	1,72	0,86	0,87	1,19	0,12
16—21	2,01	28,78	7,53	20,07	10,49	21,31	2,14	1,02	0,48	1,53	0,16
11—15	1,19	36,11	5,32	14,18	18,28	14,67	1,67	1,13	0,78	0,96	0,14
7—10	0,82	22,61	5,7	12,97	10,12	29,24	3,32	1,99	0,51	1,98	0,22
2—6	1,71	6,45	3,47	7,35	0,37	60,38	8,71	3,03	0,34	4,43	0,16
1	0,06	42,24	1,9	5,1	29,05	10,20	2,5	0,7	0,95	0,40	0,70
1—106	37,81	26,79	4,52	12,98	11,11	26,86	4,64	1,79	0,91	1,90	0,23

* Общая сера, выраженная в виде SO₂.

** Потеря при прокаливании дана без CO₂ и H₂O.

*** Уран, определенный радиометрическим методом.

**** Уран, определенный химическим методом.

О количестве глинистого вещества и кварца можно ориентировочно судить по процентному содержанию Al₂O₃ и SiO₂. Так, например, в слоях 28—33 содержится много кварца и мало глинистых частиц.

Силикатные минералы составляют 31,2% пачки. Среди них определены кварц, ортоклаз, микроклин, альбит, мусковит, биотит, иллит, каолинит, титанит, циркон и турмалин. Минералы ряда иллита — мусковита значительно преобладают над каолинитом.

Крайние типы пород — чистые известняки, доломиты, аргиллиты и очень богатые фосфориты в приведенном разрезе практически отсутствуют. Весь разрез сложен смешанными породами — преимущественно известково-доломитовыми мергелями со значительным содержанием фосфора, фосфоритами с примесью глинистого вещества или карбонатов и карбонат-или фосфатсодержащими аргиллитами.

Средний минеральный состав разреза следующий (%): силикатные минералы (нерастворимый остаток) 31,2; фосфат 28,7; доломит 19,2; кальцит 7,7 и органическое вещество 4—5. Остальные 8% падают на щелочи, сульфаты, сульфиды, влагу и др. В отдельных слоях отклонения от среднего состава разреза достаточно велики.

Полевые шпаты определялись Р. Гульбрандзеном в нерастворимых остатках рентгеновским методом. В одних образцах присутствует только ортоклаз, в других — ортоклаз и альбит вместе. Микроклин определен в шли-

пачки в Коол-Каньоне (Вайоминг), %
(Gulbrandsen, 1960)

V ₂ O ₅	F	SO ₃ *	H ₂ O-	П.п.п.**	Сумма	Нераств. остаток	eU***	U****	Фос- фат	Доло- мит	Каль- цит
0,04	0,58	0,65	0,59	3,91	99,85	58,39	0,0023	0,0012	10,91	17,39	3,53
0,15	3,13	2,96	0,91	3,97	102,66	9,30	0,020	0,0180	75,89	1,30	0,89
0,08	0,18	0,89	0,4	1,89	98,28	42,06	0,0001	0,0001	2,13	21,53	26,55
0,16	2,47	2,38	0,7	4,67	102,55	20,44	0,0006	0,0007	61,87	1,65	4,26
0,06	0,76	1,44	0,92	4,17	99,87	39,94	0,003	0,0017	18,6	10,51	17,21
0,24	0,27	3,42	0,61	6,33	101,54	46,41	0,0003	0,0001	6,06	11,28	22,03
0,08	1,14	2,18	1,45	7,72	99,76	33,22	0,0004	0,0002	28,31	7,88	7,74
0,05	0,12	0,62	0,47	2,62	99,86	17,01	0,0001	0,0000	2,75	31,15	33,75
0,14	0,10	1,87	1,23	6,77	100,70	22,0	0,0001	0,0005	25,61	34,38	4,44
0,09	2,1	3,9	1,00	10,50	101,80	11,68	0,005	0,003	54,6	4,6	—
0,07	0,83	1,78	0,96	5,04	99,65	15,04	0,0002	0,0001	19,9	45,07	9,08
0,17	3,09	3,28	1,16	7,86	102,89	7,86	0,012	0,01	72,12	2,37	1,28
0,10	0,60	1,15	0,66	3,78	98,18	38,14	0,0004	0,0022	15,23	34,49	2,36
0,07	2,84	3,20	0,74	5,98	103,48	15,72	0,009	0,012	71,08	1,30	0,0
0,27	1,01	2,79	1,72	6,14	98,91	38,14	0,006	0,055	22,44	21,78	1,77
0,15	2,5	3,99	1,17	4,10	100,95	13,19	0,0012	0,0011	68,72	4,71	0,73
0,06	1,15	1,69	0,98	1,86	99,14	22,48	0,0069	0,0042	27,28	34,47	6,91
0,06	2,07	2,21	0,74	2,13	101,24	15,0	0,0053	0,0046	47,52	24,37	3,62
0,15	1,08	2,48	1,63	4,84	99,13	32,41	0,0037	0,0029	26,37	26,12	0,72
0,09	0,18	1,13	0,66	2,89	99,83	71,96	0,00056	0,0014	0,97	15,89	0,65
0,10	2,9	2,2	0,42	1,88	101,24	8,30	0,009	0,005	75,5	8,7	0,0
0,13	1,18	2,05	0,92	4,72	100,73	31,23	0,007	0,005	28,71	19,20	7,66

фах, но в ничтожном количестве — ниже чувствительности рентгеновского метода. Ортоклаз и альбит, вероятно, аутигенные.

Кварц находится большей частью в форме неправильных округлых зернышек, иногда удлинённых. Встречаются окварцованные спикеры губок и жилки кварца. Показатель преломления аутигенного кварца сравнительно низкий, вероятно, благодаря присутствию газовой жидкости включений.

Биотит (сильно изменённый) встречается в трех слоях аргиллитов. Предполагается, что он вулканогенного происхождения, хотя и не сопровождается пирокластическим материалом. Каолинит встречается в виде пакетов и сравнительно крупных агрегатов.

Размеры силикатных частиц, слагающих нижнюю фосфоритовую пачку, меньше 0,1 мм, и только фосфоритовые слои сложены фосфатными пеллетами (зернами) песчаной размерности.

Строение нижней фосфоритовой пачки, как заметил Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959), симметричное. В Коол-Каньоне разрез ее начинается слоем биокластического фосфорита, который выше сменяется слоями аргиллита и высокосортного зернистого фосфорита. Далее кверху слои становятся менее фосфатными и более глинистыми и карбонатными, переходя в известково-доломитовые мергели и аргиллиты. Затем снова появляются зернистые фосфориты, вверху оолитовые, сравнительно мелководные. Ближе к этому строение нижней фосфоритовой пачки и в локотипе формации Фосфория.

В обоих случаях отложение слоев нижней фосфоритовой пачки началось на мелководье, затем море постепенно углублялось и потом снова мелело. Таким образом выявляется один трансгрессивно-регрессивный цикл. При этом богатые фосфориты отлагались вскоре после начала трансгрессии и незадолго перед концом регрессии.

Мощность нижней фосфоритовой пачки в районе локотипа варьирует от 40 до 75 м. Наибольшая мощность, около 90 м, наблюдалась на юге района в горах Уосач, где эта пачка расклинивается слоями доломитов. В западной Юте и северо-восточной Неваде мощность фосфоритовых аргиллитов, примерно отвечающих нижней фосфоритовой пачке, варьирует от 15 до 200 м (Chepey a. oth., 1956). От района локотипа формации Фосфория к северу, востоку и, вероятно, к западу происходит сокращение мощности нижней фосфоритовой пачки, вплоть до выклинивания.

Фациальные изменения нижней фосфоритовой пачки показаны на фиг. 3—5. К северу и северо-востоку от своего локотипа эта пачка переходит в кварцевые песчаники формации Шедхорн. При этом переходе наиболее выдержанными оказались нижние фосфоритовые слои, но и они сильно сокращаются в мощности. В северо-западном направлении от локотипа происходит замещение нижней фосфоритовой пачки карбонатными, а в юго-западном направлении кремнистыми и карбонатными породами. В гряде Сублетт нижняя фосфоритовая пачка представлена углистыми аргиллитами с небольшим количеством фосфоритов. К востоку одни слои этой пачки замещаются кремнистыми, другие карбонатными слоями, и на севере хребта Винд-Ривер вся пачка сменяется светлыми песчаниками и песчанистыми мергелями. Еще далее на восток песчанность падает или исчезает и снова появляются светлые кремнистые известняковые и доломитовые мергели и затем красноцветы. В южном направлении нижняя фосфоритовая пачка расклинивается черными песчанистыми карбонатными породами и песчаниками. При этом верхние фосфоритовые слои довольно быстро выклиниваются, а нижние простираются до района Вэрнал. В этом районе слои, эквивалентные формации Фосфория, относятся к формации Парк-Сити.

Из этих данных видно, что в век нижней фосфоритовой пачки существовало два источника сноса — один на севере, на месте Канадского щита, а другой на юге, положение его менее ясно. С северного источника поступал кварцевый песок и алевроит, а также глинистые частицы, кремнезем и фосфор. Состав материала южного источника неизучен. Ближе к источникам сноса количество песчанистого материала растет. Это хорошо видно на фиг. 36 в работе Шелдона (Sheldon, 1963).

В районе локотипа фосфориты мелкозернистые, а на северной, восточной и южной окраинах, т. е. в зоне сравнительного мелководья, нередко оолитовые, пизолитовые и биокластические, с небольшим содержанием глауконита и флюорита.

Общие черты слоев, слагающих нижнюю фосфоритовую пачку, — прежде всего их темная окраска и высокое содержание фосфатного, глинистого и кремнистого вещества, указывают на сравнительно однообразные условия бассейна седиментации, хотя и имевшего большой диапазон глубин. Черные углистые аргиллиты с пиритом содержат неокатанные окаменелости. Отложение этих аргиллитов происходило ниже уровня волнения и вдали от берега, восстановительная обстановка преобладала в илу и, может быть, местами в придонной воде. Фосфориты в разных местах отлагались на разных глубинах, как выше, так и ниже уровня волнения, как в мало-кислородной или восстановительной, так и в окислительной обстановке. На это указывают ряды структурных и текстурных особенностей фосфоритов — от несортированных фосфатных зерен в углистых аргиллитах до светлых грубозернистых оолитовых или пизолитовых слоев фосфорита с окатанными окаменелостями или глауконитом.

По мнению Крумбайна и Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952, стр. 26), большинство фосфоритов отлагалось, вероятно, при рН немного ниже 7,8. Но отложение карбонатных пород, а также фосфоритов, содержащих примесь карбонатного материала, происходило скорее всего при более высоких значениях рН.

Глубина моря, в котором отлагалась нижняя фосфоритовая пачка, по направлению от района локотипа в сторону севера, востока, юга и юго-запада уменьшалась. На этих окраинах фосфориты нередко более светлые, грубозернистые, содержат меньше углисто-глинистого и больше карбонатного, кремнистого или песчанистого материала. По мнению Шелдона (Sheldon, 1957, стр. 122), некоторые богатые фосфориты образовались в результате перемывания ила, содержащего фосфатные зерна. Это перемывание происходило, вероятно, во время штормов.

Мнения различных авторов относительно глубины отложения фосфоритов сильно расходятся. По А. В. Казакову (1939), эти глубины находились в пределах от 50 до 200 м, по Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959), примерно от 200 до 1000 м. По мнению последних, на это указывает тонкозернистость фосфоритов, отсутствие в них следов действия волн, отсутствие косої слоистости и тот факт, что на современном морском дне фосфориты встречаются на глубинах от 400 до 1000 м.

Пачка межрудных кремней (C_1)

Название пачки межрудных кремней, или «Рекс-Чёрт», дано Гэлом в 1910 г. по вершине Рекс в горах Крауфорд на севере Юты. Однако разрез здесь в свое время не был описан, поэтому локотипом этой пачки считается ущелье Фосфория, известное как локотип формации того же названия. В кровле пачки межрудных кремней Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959) выделяют самостоятельный член верхних сланцев мощностью 20 м (слои 7—10 на стр. 17—18). Среднюю более глинистую часть слоя 11 они рассматривают как язык этого члена, вклинивающийся в пачку межрудных кремней.

Межрудные кремни обычно черные, реже серые, почти до белых, мутные, иногда стекловатые и просвечивающие, тонкослоистые или массивные, весьма устойчивые к выветриванию. Пачка межрудных кремней не всегда однородная. Нередко выделяются линзы, эллиптические желваки, цилиндры и неправильные массы тоже кремнистого состава.

Цилиндрические кремни либо параллельны один другому и слегка наклонены к плоскости слоев, либо они непараллельные и плоские, напоминающие фукоиды. Сложены межрудные кремни микрокристаллическим кварцем и частью халцедоном. В качестве примеси присутствуют терригенный кварц, доломит, кальцит, глинистые минералы, апатит, пирит, глаукоцит и органическое вещество. Местами среди кремня рассеяны изолированные массы фосфорита или карбонатной породы. Стиллитовые поверхности с высотой рельефа до 10 см наблюдались во многих слоях, особенно в чистых спонголитах.

Органические остатки обычно отсутствуют, но в некоторых слоях встречаются спикеры губок, то рассеянные, то в изобилии и видимые в лупу или даже простым глазом. Иногда их можно рассмотреть только под микроскопом. Они сложены халцедоном или микрокристаллическим кварцем.

По вертикали разреза и в плане межрудные кремни весьма изменчивы. В районе типичного развития (юго-восточный Айдахо) они представляют сравнительно однородную пачку мощностью 40—50 м. В нижней ее части содержатся небольшие прослои известняка, а в средней и верхней — прослой аргиллита. Но и здесь местами в середине пачки встречаются линзы биокластических известняков мощностью до 15 м и протяженностью до

1,5 км. Эти известняки литологически сходны с известняками пачки межрудных доломитов, но непрерывных переходов одних в другие не наблюдалось.

К северу, востоку и югу от локотипа верхняя часть межрудных кремней переходит в карбонатные породы пачки межрудных доломитов (язык Франсон формации Парк-Сити). Распространение нижней части пачки межрудных кремней гораздо более широкое, чем средней и верхней, хотя к востоку и югу она тоже фациально сменяется карбонатными породами.

Об условиях образования межрудных кремней можно судить по органическим остаткам и фациальным взаимоотношениям. Почти все спиккулы в формации Фосфория принадлежат одному классу губок *Demospongia* (McKelvey a. oth., 1959). Губки этого класса живут на глубине нескольких десятков метров. Одинаковые размеры и одинаковая ориентация спиккул в отдельных слоях свидетельствуют о движениях вод, сортировавших спиккулы по размерам и придававших им одинаковую ориентировку. Линзы биокластических известняков и соседство кремнистых пород с песчаниками также указывают на движение придонных вод в области накопления межрудных кремней. Очевидно, как полагают Э. Крессман и В. Мак-Келви, накопление кремнезема происходило на глубине вблизи нижней границы действия волн или немного ниже нее.

Источником кремнезема, по мнению У. Д. Келлера (Keller, 1941), вероятно, были реки, но возможно и вулканы. Кремнезем осаждался, по крайней мере частично, губками, и затем в осадке происходило его перераспределение с образованием кремнистых желваков, линз и других форм. В. Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959) усматривают источник кремнезема в холодных водах восходящих течений, которые приносили его из глубин океана. Далее кремнезем осаждался организмами и затем перераспределялся в осадке.

Западнее г. Монтпильер межрудные кремни фациально переходят в кремнистые аргиллиты, которые отличаются отсутствием грубозернистых примесей и повышенным содержанием органических и глинистых веществ. Это член Чёрти-Шел, или пачка кремнистых аргиллитов. На прилегаемых разрезах он не выделен вследствие слабой литологической изученности и недостаточной четкости своих границ. Член Чёрти-Шел представлен черными кремнистыми и глинистыми аргиллитами или глинистыми кремнями. Наибольшей мощности (150 м) он достигает в районе между разрезами 6 и 7 (см. фиг. 4), где полностью фациально замещает пачку межрудных кремней (район Форт Холл). Более того, нижняя часть пачки кремнистых аргиллитов связана фациальными переходами с нижней фосфоритовой пачкой, а верхняя — фациально замещает верхнюю фосфоритовую пачку. Распространение пачки кремнистых аргиллитов прослежено недостаточно четко. По неполным данным, эта пачка в плане имеет вид округлого пятна диаметром около 100 км. Источник слагающего ее глинистого материала неясен.

Кремнистые аргиллиты по сравнению с породами пачки межрудных кремней отлагались в несколько более глубокой воде, ниже уровня действия волн. Присутствие органического вещества (черный цвет пород) и тонкая слоистость указывают на отсутствие или недостаток кислорода в придонных водах. На это указывает также отсутствие следов животного населения в осадках.

Пачка межрудных доломитов (C₂)

Пачка межрудных доломитов (язык Франсон формации Парк-Сити) пронизывает формацию Фосфория из конца в конец во всех направлениях, кроме направления к западу от области максимального фосфатонакопле-

ния. По своему возрасту межрудные доломиты отвечают межрудным кремням и вышележащим пачкам формации Фосфория. Локотипом пачки межрудных доломитов является каньон Франсон на севере Юты (см. фиг. 4, разрез 14), где под аргиллитами формации Вудсайд нижнего триаса залегают следующие слои (сверху вниз).

№ слоя	Мощность, м
1. Доломиты серые, желтовато-серые и розовато-серые, толсто-слоистые, в средней части песчанистые и с примесью фосфатных и кремнистых окаменелостей, глауконита и желваков кремня. Встречаются мшанки	18
2. Песчаники известковые тонкозернистые мягкие буровато-красные (2 м), вниз переходят в желтовато-серые, глинистые доломиты (4,4 м) и оолитовые известняки (2,4 м); внизу слой красного доломита (1,2 м)	10
3. Песчаники средне- и тонкозернистые желтовато-серые и розоватые, с желваками и линзами кремня. В середине пласта проходит прослой глинистого доломита (1 м), окаймленный желваками и зернами фосфорита. Внизу пласта песчаники косослоистые	21
4. Доломиты желтовато-серые, внизу глинистые, вверху песчанистые и с прослоями песчанистых известняков и кремнистых пород. Внизу пласта встречаются фосфатные обломки раковин беззамковых брахиопод	11
5. Известняки светло-бурые с обилием окаменелостей и редкими конкрециями кремня. Внизу известняки глинистые и с фосфатными обломками раковин беззамковых брахиопод	7

Ниже залегают глинистые слабофосфатные доломиты нижней фосфоритовой пачки.

Мощность пачки межрудных доломитов здесь равна 67—70 м, к югу быстро возрастает до 250 м (горы Уосач), на большей части фосфоритоносного района варьирует в пределах 15—60 м.

Доломиты обычно плотные тонкозернистые, с редкими остатками беззамковых брахиопод. Известняки преимущественно биокластические, брахиоподовые, присутствуют везде, но в разрезах обычно преобладают доломиты. Кремнистые породы находятся в виде желваков и прослоев. Фосфориты встречаются изредка в виде ядер мелких окаменелостей или фосфатных раковин беззамковых брахиопод. Местами присутствует глауконит.

Нижний и верхний контакты пачки межрудных доломитов нерезкие, кроме юго-запада района, где эта пачка налегает на песчаники Вебер. В центральной части района некоторые слои доломитов вклиниваются в нижнюю или в верхнюю фосфоритовые пачки или в пачку межрудных кремней. На востоке и юго-востоке района доломиты фациально замещаются мергелями, частью песчанистыми, далее на восток красноцветными и сероцветными породами формации Вудсайд или Гуз-Эгг, а на севере — межрудными краями и кварцевыми песчаниками формации Шедхорн. На юго-востоке района среди красноцветов, вклинивающихся в межрудные доломиты, встречается гипс. Широкое развитие имеют межрудные доломиты на северо-западе района, где они замещают пачки межрудных кремней и нижних фосфоритов и сливаются с пачкой нижних доломитов.

Отложение межрудных доломитов происходило, по мнению Киви (см. McKelvey a. oth., 1959), в неглубокой воде, на что указывают прослой биокластических известняков и песчаников, а также присутствие в доломитах песчаных и алевритовых зерен кварца, карбонатных оолитов и обломков окаменелостей. Терригенный материал поступал в бассейн с севера, востока и юга.

Верхняя фосфоритовая пачка (D)

Верхняя фосфоритовая пачка, или член Реторт, получила свое название от горы Реторт, где ранее в ретортах производилась перегонка нефти из фосфоритовых сланцев. Многие образцы сланца дают около 10% нефти. Гора Реторт находится в 13 км южнее Диллона в штате Монтана.

У горы Реторт верхняя фосфоритовая пачка имеет мощность 18 м и делится на три зоны:

Верхняя фосфоритовая зона (мощность 6 м).

Средняя зона аргиллитов, местами известковистых (мощность 4—5 м).

Нижняя фосфоритовая зона (мощность 8 м).

Эти зоны хорошо прослеживаются на севере области фации Фосфория, но в других местах их идентификация сомнительна.

Цвет фосфоритов и аргиллитов темно-серый или бурый до черного. Фосфориты тонкослоистые пеллетовые, с прослоями аргиллита и мергелистого доломита. Мощность пачки обычно варьирует от 16 до 24 м. К северу от горы Реторт на расстоянии 30 км мощность пачки сокращается до 2—1 м, где она почти целиком сложена фосфоритами. На этом пространстве в основании пачки нередки конгломераты, а нижние зоны выпадают из разреза.

По отношению к нижней фосфоритовой пачке область распространения верхней фосфоритовой пачки сдвинута к северу и к востоку, образуя как бы два самостоятельных максимума фосфатонакопления: один — на севере, другой — на востоке области. Там, где нижняя фосфоритовая пачка наиболее развита, верхняя представлена тонким слоем фосфоритовых желваков и фациально сменяется к западу кремнисто-глинистыми сланцами и доломитами. На северо-востоке области происходит фациальная смена фосфоритов и аргиллитов верхней фосфоритовой пачки кремнистыми породами и кварцевыми песчаниками, на востоке — кремнистыми и карбонатными породами и далее — красноцветами. На западе бассейна в горных хребтах Карибу и Соленой Реки верхняя фосфоритовая пачка утончается и местами представлена тонким слоем желвакового фосфорита, а еще западнее переходит в кремнисто-глинистые аргиллиты.

Не лишне напомнить, что в районе указанных горных хребтов и немного юго-западнее нижняя фосфоритовая пачка имеет максимальное развитие. Следовательно, имело место резкое несовпадение максимального фосфатонакопления одной фосфоритовой пачки по отношению к другой.

Терригенный материал поступал в бассейн с севера, востока и юго-востока.

Верхняя кремнистая пачка (E_1)

Кремнистые слои, залегающие на верхней фосфоритовой пачке, известны под названием член Този фации Фосфория. Мы именуем их как верхняя кремнистая пачка. Она широко развита в северной половине области фации Фосфория и хорошо обнажена в центральной ее части по берегам реки Този. Эти обнажения и считаются ее локотипом. Нижняя часть этой пачки мощностью 8 м представлена здесь буровато-серыми тонко- и толстослоистыми кремнистыми породами, частью доломитистыми. Верхняя ее часть имеет мощность около 2 м и сложена светло-серой тонкослоистой песчанистой кремнистой породой с зернами глауконита и фосфорита. Песок в составе кремнистых пород кварцевый, очень тонкий, хорошо отсортированный. С подстилающими и покрывающими породами верхняя кремнистая пачка связана непрерывными переходами. Спиккулы губок встречаются почти в каждом шлифе, а местами слагают породу целиком. Каналы у некоторых спиккул выполнены фосфатом. По своему облику породы нижней межрудной и верхней кремнистых пачек сходны между собой.

По направлению к юго-западу от локотипа верхняя кремнистая пачка переходит в темно-серые аргиллиты и фосфориты верхней фосфоритовой пачки, а к западу, по-видимому, частью срезается слоями триаса. В восточном и северном направлении слои верхней кремнистой пачки прослеживаются на сотню километров без существенных изменений, а далее

к северу в горах Хогбэк фациально замещаются кварцевыми песчаниками формации Шедхорн, где мощность их достигает 50 м.

На западе области наиболее обычны бесструктурные и пластинчатые разновидности кремнистых пород, а на востоке — столбчатые и желваковые. Бесструктурные и пластинчатые кремни обычно черные, тяготеют к нижним частям разрезов и содержат примесь глинистых частиц, а столбчатые и желваковые чаще светлые нередко песчанистые и обычны в верхах разрезов.

Пачка верхних доломитов (E_2)

В восточной части области формации Фосфория на верхней кремнистой пачке залегает пачка верхних доломитов, или член Эрвей формации Парк-Сити. Она имеет форму линзы мощностью 7—8 м и редко до 20 м, с диаметром около 100 км. Западная часть линзы сложена преимущественно известняками, а восточная — доломитами, но в среднем составе пачки преобладают доломиты. К западу известняки фациально замещаются породами верхней кремнистой пачки, а к северу — песчаниками формации Шедхорн.

Карбонатные породы нередко кремнистые и глинистые, содержат примесь глауконита, терригенного кварца, зернистого и биокластического фосфорита. Терригенный материал поступал с севера и фиксируется теперь в виде клина. Этот клин окаймляется с юга полосой кремнистых песчанистых пород с фосфоритами. Далее к югу эти породы сменяются известняками и доломитами.

ФОРМАЦИЯ ШЕДХОРН

Свое название формация Шедхорн получила от р. Шедхорн в Монтане. Наибольшее развитие она имеет на северо-востоке области в Йеллоустонском национальном парке и в прилегающих к нему с юга и запада районах. По своему возрасту песчаники формации Шедхорн отвечают слоям формации Фосфория. Обе эти формации фациально переходят одна в другую. Но в формации Шедхорн выделяется верхняя пачка песчаников (E_3), которая покрывает пачку верхних доломитов.

Типичный разрез формации Шедхорн находится вблизи устья р. Шедхорн. Здесь под доломитами формации Динвуди нижнего триаса залегают следующие слои.

№ слоя

Мощность, м

- | | |
|---|----|
| 1. Верхняя пачка песчаников формации Шедхорн. Песчаники буровато-серые тонко- и среднезернистые, с прослоями кремнистых пород, частью песчанистых. Зерна в песчаниках преимущественно кварцевые, реже зеленые глауконитовые и черные кремневые и фосфатные. Последние приурочены к нижней и средней частям пачки песчаников. Во многих местах цемент песчаников кремнистый. Кремни залегают в виде слоев (мощностью до 2 м), линз, неправильных желваков или масс. Встречаются столбчатые тела песчаников или кремней, имеющие несколько сантиметров в диаметре и до 1 м длиной | 20 |
| 2. Верхняя кремнистая пачка формации Фосфория — темно-серые кремнистые породы | 13 |
| 3. Верхняя фосфоритовая пачка формации Фосфория — фосфориты буровато-серые пеллетовые и оолитовые с прослоями аргиллитов и карбонатных пород, внизу с флюоритом | 2 |
| 4. Нижняя пачка песчаников формации Шедхорн. Песчаники буровато-серые и желтовато-серые, мелко- и среднезернистые кварцевые, с прослоями кремнистых пород. В нижней половине пачки встречаются фосфатные зерна (пеллеты) и обломки фосфатных раковин. В ее основании встречены мелкие гальки кремня и кварцита. В средней части пачки залегает слой желтовато-серой песчанистой карбонатной породы мощностью 2 м (межрудные доломиты формации Парк-Сити), с обломками фосфатных раковин и галек кремня, кварцита и карбонатных пород; некоторые гальки кремней изобилуют спикулами губок | 17 |

Песчаники подстилаются пачкой нижних доломитов, содержащей прослойки песчаников.

Для песчаников Шедхорн характерна ассоциация тяжелых устойчивых минералов — турмалина, циркона и сфена.

Как видно, в этом разрезе формация песчаников Шедхорн делится на две пачки — нижнюю и верхнюю. Между этими пачками залегают верхняя фосфоритовая и верхняя кремнистая пачки формации Фосфория.

Нижняя пачка песчаников залегают несогласно на нижних доломитах, переходя на песчаники Квадрант в Монтане и на песчаники Тенслип пенсильванского возраста (карбон) в северо-западном Вайоминге. К югу и западу нижние песчаники фациально переходят в межрудные доломиты, в межрудные кремнистые породы и в нижние фосфориты.

Верхняя пачка песчаников сменяется к югу и западу пачками верхних кремней и верхних фосфоритов. На севере бассейна эти песчаники местами размыты во время юрской трансгрессии, а местами, вероятно, не отлагались.

Фосфориты в составе формации Шедхорн преимущественно зернистые и биокластические, фосфатные оолиты отсутствуют (Sheldon, 1963).

Фациальное положение песчаных отложений формации Шедхорн на севере области формации Фосфория указывает на то, что источником терригенного материала была северная суша, располагавшаяся на территории северной Монтаны и Канады. Сходство комплексов терригенных минералов и даже их типоморфных разновидностей в формациях Квадрант и Фосфория на севере бассейна в Монтане говорит об общем источнике их сноса и о том, что верхняя из этих формаций частично заимствовала свой материал за счет размывания нижней. Ареал источника сноса представлял, очевидно, гумидную равнину.

К. Э. Уивер (Weaver, 1955) изучал песчаники и кремни методом электронных микрофотографий коллоидных реплик. Им установлено две разновидности кремневых конкреций — с отдельными и с неправильно ориентированными зернами кварца. Средний размер кварцевых зерен в кремнях равен 1—3 мк. В составе кремней содержится около 5% халцедона. Скудные зерна вулканического кварца и редкие находки монтмориллонитовых глин свидетельствуют о незначительном приносе вулканогенного материала.

ПЕТРОГРАФИЯ ФОСФОРИТОВ

Фосфоритовые залежи и петрографию фосфоритов изучали Г. Ф. Мансфилд (Mansfield, 1927, 1929), Д. Д. Конди (Condit, 1924), Д. Д. Конди, Э. Х. Финч и Д. Т. Парди (Condit, Finch a. Pardee, 1928), Д. Т. Парди (Pardee, 1936), Э. Р. Крессман (Cressman, 1955), Г. Д. Эми (Emigh, 1958), А. С. Гарднер (Gardner, 1944), Р. А. Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960, 1966), У. Р. Лоуэлл (Lowell, 1952), В. Э. Мак-Келви и Л. Д. Карсвелл (McKelvey a. Carswell, 1956), В. Э. Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959), Р. П. Шелдон (Sheldon, 1957, 1963), Э. Р. Крессман и Р. У. Свансон (Cressman a. Swanson, 1964).

У американских геологов принято называть фосфоритом породу с содержанием $P_2O_5 > 13,8\%$. По качеству различают три сорта фосфоритов: высокосортные фосфориты — $P_2O_5 > 32\%$; среднесортные — $P_2O_5 32—23\%$ и низкосортные — $P_2O_5 23—13,8\%$. Высокосортные фосфориты идут для кислотной переработки без обогащения, а средние и низкосортные либо подвергаются обогащению, либо идут для доменной плавки. Крессман (Cressman, 1964) приводит немного иные требования к фосфатному сырью. Для кислотной переработки принимается фосфорит с содержанием $P_2O_5 > 31\%$, для доменной плавки $> 24,5\%$.

Фосфориты западных штатов почти все пластовые и весьма редко желваковые. Те и другие обычно черные, буровато-черные, темно-серые и бу-

рые, плотные. Окраска фосфоритов зависит в основном от примеси органического вещества, которое присутствует в виде микроскопически мелких вкрапленников, хлопьевидной или сплошной черной массы.

В фосфоритах различаются фосфатные и нефосфатные структурные элементы. К числу фосфатных элементов относятся овулы или зерна (pellets, ovules), оолиты, желваки, песчинки или гальки, первично фосфатные раковины лингулид, зубы, кости и чешуя рыб, фосфатизованные (первично кальцитовые) раковины или их обломки, а также фосфатный цемент. По преобладанию тех или иных структурных элементов выделяются типы фосфоритов — пеллетовые (овулитовые или зернистые), оолитовые, желваковые, биокластические (органогенно-обломочные), переходные или смешанные. Примесь нефосфатных компонентов — доломита, терригенного и аутигенного кварца, пирита, органических остатков, глинистого и органического вещества вносит дополнительное разнообразие типов фосфорита.

Вначале необходимо условиться относительно понимания английского слова pellets. В буквальном переводе оно обозначает небольшие шарики хлеба, бумаги, глины и пр., таблетки, небольшие пули, экскременты мышей и других мелких животных. В геологии словом pellets называют фосфатные, глинистые или карбонатные мелкие (0,06—2,0 мм) округлые образования независимо от их происхождения, а также катышки глины и мелкие копролиты. Но для наименования частиц песка или кристаллов, составляющих горную породу, применяется другое слово — grains — зерна. Как видно, в русском языке нет подходящего выразительного слова, отвечающего слову pellet или pellets, и оно переводится как зерно или зерна. Это вносит в русскую терминологию двусмысленность, и поэтому лучше слово пеллет руссифицировать. Синонимами слова pellet в геологии являются слова ovoid, ovule, хотя в других науках они имеют иной смысл (ovoid — яйцевидное тельце; ovule — недоразвитое семя, неоплодотворенное яйцо). Для наименования фосфатных зерен, возможно копролитов, которые рассеяны в миоценовых аргиллитах США, Галлихер (см. Emeгу, 1960) предложил новое слово спорбо (sporbo). Оно составлено из первых букв следующих слов: small polished round black object (мелкий полированный круглый черный объект). В дальнейшем мы будем применять для наименования фосфатных, карбонатных и глинистых округлых зерен слово пеллеты, для зернистых фосфоритов — пеллетовые фосфориты.

Фосфориты, сложенные кристалликами фосфата или их агрегатами, размером < 0,06 мм, Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960) называет микрофанитами, а состоящие из фосфатных зерен или пеллетов — пеллетитами (зерняками). Соответственно им различаются две структуры — микрофанитовая и пеллетовая. Микрофанитовый фосфат сложен преимущественно сутурно сросшимися субгедральными или эгедральными кристаллами размером менее 0,06 мм в диаметре. Термин микрофанитовый близок к нашему понятию афанитовый. Пеллетовый или зернистый фосфорит состоит из округлых зерен (pellets) размером 0,06—2,0 мм в диаметре, не имеющих внутренней структуры. Оолиты по размерам сходны с фосфатными зернами, но отличаются от них концентрически слоистым строением.

Округлые фосфоритовые конкреции, имеющие размеры более 2 мм, американские геологи называют желваками (nodules). Фосфатные зерна неопределенной формы, размером 0,06 мм или менее, Р. Гульбрандсен называет зародышевыми или неполно развитыми пеллетами.

Преобладающим типом фосфоритов формации Фосфория является пеллетовый тип, значительно реже встречаются афанитовые, оолитовые и желваковые типы. В разрезе Коол-Каньона (см. фиг. 6 и табл. 2) только в слоях 1 и 97 преобладают оолиты.

Фосфатное вещество, слагающее цемент и структурные элементы, сходно между собою. Окраска его меняется от черной до бурой и светло-

серой. Светлые участки изотропны или почти изотропны, местами слабо поляризуют, обнаруживая микрокристаллическое строение. Поляризация темных участков маскируется примесью органического вещества. Размеры фосфатных кристалликов так называемой изотропной фосфатной массы варьируют, по рентгенометрическим определениям, от 1 до 0,1 мк, а в поляризующей фосфатной массе достигают 10—20 мк. Показатель преломления фосфата варьирует от 1,59 до 1,63, чаще от 1,60 до 1,62. У. Лоуэлл (Lowell, 1952) называет аморфный фосфат коллофаном, а кристаллический — франколитом. Другие авторы (Gulbrandsen, 1960; Sheldon, 1963) подходят более осторожно, именуя его менее определенным термином карбонатфторапатит или апатит. По поводу таких определений Мак-Коннел (McConnell, 1958) писал, что термин коллофан — это мусорная корзина, куда авторы сваливают все, что не потрудились определить.

Прекрасные таблитчатые кристаллики апатита изредка встречаются в кремнезольных фосфоритах (Gulbrandsen, 1960). Скопления подобных кристалликов, тоже в кремнезольных фосфоритах, встречались и мною в синийских и кембрийских месторождениях Азии (Бушинский, 1966а; Bushinsky, 1966, 1969). Очевидно, что источником его послужил фосфат, вытесненный при окремнении фосфорита.

Пеллеты или фосфатные зерна обычно округлые, эллипсоидальные, иногда угловато-округлые. Размеры их чаще 0,1—0,3 мм в поперечнике, редко до 0,05 или до 2,0 мм (табл. I, 1—2). Внутреннее строение пеллетов бывает однородное и пестрое. Неоднородности в них нередко обусловлены неравномерным распределением органического вещества, реликтовыми структурами органических остатков и примесью терригенных зерен кварца и других минералов или вторичными изменениями (окварцование, доломитизация и др.).

Нередко пеллеты одеты одной или несколькими фосфатными оболочками толщиной 0,01—0,03 мм каждая (табл. I, 3). Оболочки обычно более светлые, чем овули. Если число оболочек на овулях больше двух, то такие образования будем называть оолитами. Встречаются обломки пеллетов.

Пеллеты сложены аморфным или неполяризующим фосфатом и заключены обычно в фосфатный, но местами в карбонатный цемент (табл. I—III). Окраска некоторых пеллетов у их поверхности иногда более светлая, чем в центре или у излома. Отсюда можно предполагать, что видимое на фото 2 (табл. II) распределение окраски первичное.

Реликтовые структуры раковин фораминифер, брахиопод и криноидей, заключенные в пеллетах, встречаются редко. Их наблюдал Эми (Emigh, 1958) в нижнем тонком фосфоритовом слое (Eish Scale marker bed) на юго-востоке Айдахо. В таких случаях можно проследить все стадии замещения кальцита органических остатков фосфатом, от начальной до конечной. Пеллеты с остатками раковин фораминифер (табл. IV, 4) распространены в верхней фосфоритовой пачке Монтаны (Cressman a. Swanson, 1964). В других фосфоритовых слоях преобладают, а чаще слагают их целиком, бесструктурные пеллеты, иногда с фосфатными оболочками.

По предположению Эми, замещение кальцита фосфатом у однородных пеллетов прошло настолько интенсивно, что реликтовой структуры не сохранилось. Отсюда он делает вывод, что все пеллеты и даже оолиты представляют фосфатизованные первично кальцитовые органические остатки.

Однако этому выводу противоречит наличие сдавленных пеллетов, которые вначале скорее всего были мягкими, подобно копролитам. Такие сдавленные пеллеты встречаются отдельно (табл. I, 2) или слагают мозаичные фосфориты (табл. I, 4). В решительном противоречии с выводом Эми находятся включения терригенных зерен кварца (табл. I, 1) и листочков слюды, присутствующие в пеллетах.

«Зародышевые пеллеты», не имеющие четких границ, Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960) рассматривает как начальную стадию пеллетизации

или «зернения» бесструктурной фосфатной массы. Следовательно, пеллеты возникли, по его мнению, физико-химическим путем.

Размеры пеллетов на площади распространения фосфоритового пласта в радиусе нескольких километров остаются постоянными, но на больших расстояниях существенно меняются. Так, средний их диаметр в главном фосфоритовом пласте колеблется на севере Айдахо от 0,60 до 0,90 мм, на юге — от 0,25 до 0,35 мм. В этом же пласте размеры терригенных кварцевых зерен равны 0,02—0,04 мм, редко до 0,07 мм, т. е. значительно меньше, чем у фосфатных пеллетов. В вышележащих фосфоритовых сланцах размеры пеллетов равны 0,09—0,13 мм, терригенных зерен кварца — 0,02—0,03 мм. Кверху в нижней фосфоритовой пачке снова происходит увеличение размеров пеллетов. Так, верхний пласт фосфорита 6 м мощностью, залегающий в 6 м ниже почвы пачки межрудных кремней, сложен пеллетами размером 0,2—0,3 мм, с примесью крупных пеллетов размером 1—2 мм.

Вторичные изменения пеллетов выражены в их пластической деформации, стилолитизации, замещении фосфата кварцем, халцедоном, кальцитом, доломитом, редко пиритом и глаукоцитом. Некоторые пеллеты корродированы кальцитом и кварцем (табл. I; 5).

Фосфатные оолиты, как и пеллеты, тоже округлые или эллипсоидальные. Диаметр их обычно 0,1—0,4 мм, редко до 2 мм или немного более. Для них характерно концентрически-слоистое строение, представляющее чередование светлых и темных фосфатных слоев толщиной около 0,01 или 0,02 мм (табл. II, 1). При скрещенных николях некоторые светлые слои оолитов поляризуют. В темных слоях поляризации не заметно, — вероятно, она маскируется примесью органического вещества.

Ядрами оолитов служат мелкие фосфатные, кварцевые или карбонатные зерна и обломочки органических остатков. На табл. II, 2 видно, что ядро оолита представляет окатанную песчинку оолитового фосфорита. Диаметр ядер варьирует от 0,02 до 0,1 мм, иногда более.

Количество оолитов в фосфоритах сравнительно небольшое. Они чаще встречаются в нижних или верхних слоях нижней фосфоритовой пачки. В средней ее части они редки или отсутствуют.

По вопросу о происхождении оолитов Эми (Emigh, 1958) высказал предположение, что они представляют органогенные карбонатные зерна, замещенные фосфатом, а светлые и темные слои в них возникли путем перераспределения органического вещества. Фактов, подтверждающих это предположение, нет, в частности, не наблюдалось переходов карбонатных зерен в фосфатные оолиты. Напротив, присутствие ядер посторонних минералов в оолитах не позволяет согласиться с выводом Эми.

Фосфоритовые желваки (nodules) в формации Фосфория понимаются американскими геологами как округлые образования с диаметром > 2 мм (Sheldon, 1957). Г. Р. Мансфильд (Mansfield, 1927) причислял к желвакам концентрически-слоистые пизолиты диаметром 2—5 мм. Мы называем желваками округлые конкреции диаметром примерно больше 2 мм, не имеющие концентрически-слоистого строения. Большинство желваков фосфорита имеет пеллетовую структуру, как и пластовый фосфорит. Некоторые из них, возможно, представляют гальки пластового фосфорита (Lowell, 1952). Встречаются желваки фосфорита с примесью кварцевого алеврита и кварцевого песка, иногда с остатками спикул губок (табл. II, 3). Кварцевые зерна алевритовой размерности присутствуют как в фосфатном цементе и пеллетах, так и в фосфоритовых желваках.

Очевидно, в бассейне Фосфория вначале осаждался кварцевый алеврит с примесью глинистого и органического вещества (остатки организмов и аморфное вещество). На дне моря жили губки, вероятно кремневые. После отмирания они рассыпались на отдельные спикулы, от которых сохранились только отпечатки или псевдоморфозы. В результате разложения

органических остатков освобождался фосфор, который стягивался и осаждался в форме пеллетов, желваков и цемента. Затем произошло растворение кремнезема спикул губок и отложение фосфатных пленок на стенках пор фосфорита. Оставшиеся поры были выполнены черным фосфатно-органическим веществом. Происхождение пор двойное — одни образовались от неполной цементации фосфорита, другие — при растворении спикул губок.

Песчинки или гальки фосфорита носят следы окатывания в виде гладкой поверхности. Этот признак недостаточен. Более надежны — полуистертые части внутренней структуры, если она имеется. Такая полуистертая часть сохранилась в ядре оолита (табл. II, 2), представляющем окатанную песчинку оолитового фосфорита. Вероятно, галька мелкозернистого фосфорита изображена на табл. II, 3. Достоверно установленные песчинки и гальки фосфорита в формации Фосфория весьма редки. Они известны только в нижней и верхней частях нижней фосфоритовой пачки, главным образом у северного и восточного краев фосфоритоносного бассейна. С ними вместе встречаются и желваки фосфорита.

Биогенные фосфатные элементы не редки. В их состав входят первично-фосфатные раковины беззамковых брахиопод, зубы, кости и «чешуя» рыб, а также фосфатизованные, первично кальцитовые, остатки раковин замковых брахиопод, двустворок, криноидей и фораминифер. Количество биогенных фосфатных элементов, если не считать пеллетов, сравнительно небольшое, однако нижний и верхний фосфоритовые слои нижней фосфоритовой пачки местами изобилуют фосфатизованными обломками раковин брахиопод (табл. III, 1). Вместе с фосфатными оолитами встречаются зубы рыб, окаймленные концентрическими слойками фосфата (табл. III, 2). Спикулы губок местами замещены кварцем, халцедоном или фосфатом, местами растворены, а их полости выполнены фосфатным веществом (табл. III, 3). При скрещенных николях почти весь фосфорит черный, поляризуют только зерна кварца, халцедон, замещающий спикулы губок, светлые участки фосфата и некоторые фосфатные каемки оолитов и пеллетов (табл. III, 4).

Цемент фосфоритов бывает фосфатный, доломитовый, кальцитовый, кремнистый, глинистый, алевролитовый, но чаще смешанный. В цементе нередки спикулы губок.

В качестве нефосфатных примесей в фосфоритах встречаются кварц, халцедон, кальцит, доломит, глинистые и акцессорные минералы, пирит и органическое вещество. Остановимся вкратце на их характеристике.

Кварц встречается чаще терригенный, реже аутигенный. Зерна терригенного кварца округлые и угловатые, алевролитовой и, реже, песчаной размерности. Терригенный кварц обычно преобладает в алевролитах и в цементе бедных фосфоритов, изредка встречается внутри фосфатных пеллетов и в качестве ядер оолитов. Аутигенный кварц местами выполняет поры и жилки в фосфорите и частью замещает фосфат цемента или зерен.

Халцедон в виде сферолитов, неправильных зерен, лент и агрегатов «соль и перец» часто замещает фосфат и кальцит. Некоторые фосфатные пеллеты замещены халцедоном. Такое замещение нередко начинается изнутри пеллетов. Халцедон иногда замещает спикулы губок.

Кальцит часто присутствует в фосфоритах и во вмещающих породах, местами обособляясь в форме пластообразных конкреций, слойков и слоев известняка или мергеля мощностью до 2 м. Размеры зерен кальцита 0,01—0,06 мм в диаметре. Местами кальцит замещает фосфатные пеллеты и фосфатный цемент. Часть кальцита находится в форме раковин брахиопод, пелеципод, фораминифер и криноидей.

Доломит обычно тонкокристаллический. Он находится как примесь в фосфоритах и аргиллитах и местами слагает слойки, линзы и пласты. Некоторые из них возможно представляют пластообразные конкреции. На основании химических анализов Лоуэлл (Lowell, 1952) подчеркивает отсут-

ствие доломита в фосфоритах Каньона Дир Крик (20 км севернее г. Монт-пиллер). На юго-восток отсюда через 35 км в Коол-Каньоне доломит в составе нижней фосфоритовой пачки преобладает над кальцитом (см. табл. 2 и фиг. 6).

Глинистые минералы формации фосфория изучали Херр, Уйвер, Фовлер, Руни и Мур (Herr, Weaver, Fowler, Rooney, Moore). Полученные ими результаты опубликованы в тезисах докторских диссертаций и кратко суммированы Руни (Rooney, 1957). Среди глинистых минералов преобладают иллит и смешанно-слоистый иллит-монтмориллонит. В двух точках Монтаны указывается преобладание каолинита (Weaver, 1955). Высокое содержание монтмориллонита и каолинита найдено Руни вблизи батолита Болдер в Монтане. Каолинит иногда присутствует здесь в форме пакетов. Мусковит и, редко, биотит встречаются в виде чешуек разной степени выветрелости.

Пирит в небольшом количестве обнаружен химическими анализами почти во всех слоях, им особенно изобилуют ванадиеносные слои Коол-Каньона. В шлифах пирит не обнаруживается, — вероятно, он находится в тонкорассеянном состоянии среди черного органического вещества. Выделение H_2S при действии на фосфорит соляной кислотой указывает на присутствие какого-то малостойкого сульфида. Окислы железа присутствуют в виде рассеянного лимонита и красных глобулей гематита в выветрелых фосфоритах.

Акцессорные минералы: флюорит, титанит, лейкоксен, полевой шпат, турмалин, циркон и уранованадаты. Формы флюорита — неправильные зерна, жилки, выполнения пор. Источник фтора — скорее всего фосфат, подвергшийся замещению другими минералами.

Органическое вещество содержится в фосфоритах и других породах формации Фосфория в количестве от 0,4 до 10—15%. Природа его детально не изучалась. Известно лишь, что в его составе много битумов, так что при перегонке сланцев, богатых органическим веществом, получается до 10% нефтяных продуктов. Элементарный состав органического вещества фосфорита из рудника Конда, по данным Джекоба и др. (Jacob a. oth., 1933), следующий:

Зола	C	H	N	S
2,32	61,3	2,62	2,07	7,90

В этом образце фосфорита определено органического углерода 2,35%.

Среднее содержание органического вещества в фосфоритах нижней фосфоритовой пачки равно 2,31% (по 40 анализам), верхней — 1,75% (по 20 анализам), в среднем для фосфоритов формации Фосфория — 2,1%. Органическое вещество определялось методом частичного сжигания в интервалах температур от 230 до 500° С. Содержание нефти (дистиллятов при 500° С) в фосфоритах этой же формации равно в среднем 0,2% (Gulbrandsen, 1960).

Эми пытался извлечь битумы из главного фосфоритового пласта различными растворителями, но безуспешно. При нагревании кусочков черного фосфорита до 300° наблюдалось небольшое их осветление, при 600° зерна становились светлыми или светло-бурыми, при 1000° — белыми. Эти фосфориты обычно тонкослоистые, реже неслоистые, массивные или косо-слоистые.

Некоторые слои аргиллитов формации Фосфория содержат нефть в количестве до 30 л/т. Органическое вещество тонко импрегнирует аргиллиты и фосфориты. Для выяснения генетической природы органического вещества было изучено в нем отношение стабильных изотопов углерода C^{12}/C^{13} в шести образцах фосфоритов и четырех образцах аргиллитов из Юго-Западной Монтаны (Rooney, 1956). Вариации этого отношения в органическом веществе колебались от 90,25 до 91,26. Эти вариации харак-

терны для растений суши и застойных вод. Только в одном образце аргиллита из северо-восточной части района (у г. Филипсбург) отношение C^{12}/C^{13} оказалось равным 89,80. Эта величина характерна для морских растений. Полученные данные не позволяют сделать уверенных выводов по двум причинам — число определений очень мало, отношение C^{12}/C^{13} в сохранившемся донные органическом веществе может и не соответствовать отношению указанных изотопов в органическом веществе, которое было разложено на тех же местах. Все же напрашивается вывод, что часть органического вещества в виде стойкого гумуса была принесена р. Палеошедхорн с суши. Отношение C^{12}/C^{13} в неорганическом веществе тех же образцов колебалось от 88,90 до 89,41, т. е. в пределах величин, характерных для биогенных карбонатов.

Фосфатсодержащие породы — глинистые сланцы или аргиллиты, алевролиты, кварциты, кремни, известняки и доломиты. Они присутствуют в виде прослоев среди фосфоритовых пачек и обычно преобладают над фосфоритами. Фосфат в этих породах находится в форме пеллетов, оолитов, желваков и фосфатных или фосфатизованных органических остатков. Многие пеллеты носят следы коррозии, неполной фосфатизации или дефосфатизации, т. е. замещения фосфата кальцитом, доломитом, кварцем и халцедоном.

Кварцевый алевролит сложен зернышками кварца, слабо выраженными пеллетами фосфата и фосфатно-глинистым цементом (табл. II, б). В середине этой фотографии виден светлый сохранившийся пеллет.

Встречаются мелкозернистые фосфатсодержащие кварциты. Зерна кварца у них срослись по зубчатой поверхности, т. е. подверглись стилолитизации.

В известняках фосфатные пеллеты тоже плохой сохранности, частично или почти полностью замещены кальцитом (табл. II, б). Замещение фосфатных пеллетов кальцитом, халцедоном и кварцем идет как с их поверхности, так и из центра.

Большой интерес представляет строение пеллетовых доломитов и их структурно-генетическая связь с пеллетовыми фосфоритами. Эти доломиты наблюдались Р. Шелдоном (Sheldon, 1963) в штате Вайоминг. Литология их не изучена.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Термальный контактовый метаморфизм фосфоритов и вмещающих пород под действием интрузии наблюдался на севере области Фосфория, в 120 км западнее г. Баземана. При этом фосфоритовый минерал франколлит превращен в явно кристаллический фторапатит (Lowell, 1955; Cresman, Swanson, 1964). Изменения глинистых минералов прослежены на расстоянии 6 км к югу от интрузии батолита Балдер (Rooney, 1957). Этот батолит сопровождается штоками и силлами. Вдали от него глинистые минералы в составе верхней фосфоритовой пачки представлены иллитом с примесью смешанно-слоистого иллит-монтмориллонитового минерала. Ближе к интрузии, в 5 км от нее, уже начинает преобладать монтмориллонит, и далее его количество все возрастает. В 4 км от интрузии появляется тальк и затем каолинит, вблизи батолита аргиллиты и алевролиты верхней фосфоритовой пачки испещрены жилками кварца и кальцита. Из глинистых минералов местами преобладает каолинит, местами монтмориллонит, а иллит редок. Руни предполагает, что появление большого количества каолинита и монтмориллонита вблизи интрузии связано с гидротермальным метаморфизмом. С ним ассоциируется также мраморизация и частичное окремнение пачки межрудных доломитов, образование талька, жилок кварца и кальцита и перекристаллизация песчаников формации Шедхорн.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ФОСФОРИТОВ

Химические анализы фосфоритов, опубликованные различными авторами, показывают состав отдельных образцов и целых разрезов. Наиболее полные анализы выполнены К. Д. Джекобом и др. (Jacob a. oth., 1933), менее полные приводятся в работах Д. М. Кинни (Kinney, 1955), Г. Д. Эми (Emigh, 1958), Р. Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960, 1966), и др.

Некоторые результаты химических анализов фосфоритов сведены в табл. 3, 4 и 5. Из этих таблиц видно, что в составе фосфоритов преобладают CaO и P₂O₅, в меньшем количестве содержатся SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ и другие компоненты. Неизменно присутствует CO₂ в количестве от 1,0% и выше. Образцы 1—5 (см. табл. 3), по-видимому, взяты из зоны выветривания, поэтому содержание CO₂ и сульфидной серы в них очень низкое. Малые элементы, представленные в табл. 5, определены спектральным методом.

Для выяснения минералогической природы фосфатного вещества фосфоритов очень важно количественное определение CO₂, входящей в ре-

Таблица 3

Химический состав фосфоритов из различных штатов и рудников, %

Компоненты	Монтана		Айдахо			Вайоминг	Юта
	Гаррисон		Пэрис	Коянда		Кокевилл	Бруш-Крик
	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6	Обр. 7
P ₂ O ₅	31,39	37,47	32,21	32,24	32,53	30,19	27,88
CaO	43,74	52,02	45,27	45,96	45,99	46,22	39,44
MgO	0,22	0,03	0,17	0,22	0,31	0,08	0,27
F	3,19	3,83	3,43	3,40	3,33	3,54	2,94
Cl	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	—
CO ₂	1,00	1,18	1,77	1,80	1,72	4,13	Есть
SiO ₂	15,29	4,90	10,36	7,50	8,15	7,19	15,16
Al ₂ O ₃	0,91	0,54	1,90	0,96	1,16	1,19	—
Fe ₂ O ₃	2,11	0,56	0,97	0,80	0,87	0,87	—
TiO ₂	0,07	0,04	0,09	0,07	0,06	0,10	0,04
K ₂ O	0,58	0,26	0,46	0,40	0,45	0,35	0,64
Na ₂ O	0,28	0,40	0,67	0,78	0,65	0,64	0,48
MnO	0,042	0,028	0,005	0,002	0,002	0,004	0,007
Cr ₂ O ₃	0,07	0,05	0,13	0,13	0,13	0,12	0,11
V ₂ O ₅	0,06	0,05	0,18	0,42	0,48	0,14	0,03
SO ₃	0,14	0,28	1,43	1,66	1,74	1,35	—
S сульфидная	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,52	—
П.п.п. *	1,25	0,70	1,88	4,34	4,35	4,30	0,40**
Сумма	100,35	102,35	100,90	100,64	100,87	100,94	—
Сум. испр.	100,01	100,74	99,46	99,21	100,47	99,25	—
CaO : P ₂ O ₅	1,39	1,39	1,40	1,43	1,39	—	1,41
F : P ₂ O ₅	0,10	0,10	0,11	0,10	0,10	0,12	0,10
CO ₂ : P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05	—	—
C орг.	0,14	0,09	—	2,29	2,35	2,69	—
N	0,008	0,008	—	0,091	0,10	0,11	—
H ₂ O	1,10	0,60	—	1,96	1,90	1,50	—

* Сумма H₂O, органического вещества и азота.

** Органическое вещество.

Примечание. Образцы 1—6 по Джекобу и др. (Jacob a. oth., 1933); обр. 7 — по Кинни (Kinney, 1955).

шетки фосфата и кальцита. С этой целью выполнена специальная методическая работа (Silverman, Fuyat, Weiser, 1952). Определение CO_2 по кальциту производилось параллельно тремя методами — рентгеновским, термическим и методом избирательного растворения. При помощи рентгеновского порошкового метода кальцит обнаруживается, если его содержание в смеси с фторапатитом превышает 3%. Чистый фторапатит при нагревании до 950°C дает на термограмме почти прямую линию. Карбонат-фторапатит (штаффелит, франколит) из Штаффеля, содержащий 3,1% CO_2 , что соответствует 7% CaCO_3 , не показал ясного эндотермического пика, типичного для кальцита. В смесях фторапатита с кальцитом последний обнаруживается на термограмме при его содержании больше 1,6%.

Для избирательного растворения был приготовлен полумолярный водный раствор триаммоний-цитрата. Этот цитрат, в свою очередь, готовился из диаммоний-цитрата путем его титрования аммиаком до $\text{pH } 8,1 \pm 0,1$. Для растворения было взято по 1 г порошка, измельченного до —200 меш. Этот порошок помещался в эрленмейеровскую колбу и заливался 100 мл раствора. Колба закрывалась стеклянной пробкой и оставалась стоять 24 часа при комнатной температуре. Временами она встряхивалась. При обработке минерала этим методом перешло в раствор из кальцита 66,0%, из фторапатита 1,4% и из франколита 1,2% вещества; в смеси, состоящей из фторапатита и примеси 2% кальцита, последний растворился полностью. Осталось неизученным поведение доломита.

В результате проведенных опытов установлено, что минимальное количество примеси кальцита, которое может быть обнаружено в фосфоритах рентгеновским, термическим или химическим методами, равно: 7,0; 1,6 и 0,1% соответственно.

Таким образом наиболее чувствительным оказался химический метод избирательного растворения. Этим методом определено количество CO_2

Таблица 4

Химический состав фосфоритов из различных рудников, %, по Эми (Emigh, 1958)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
P_2O_5	31,78	26,97	32,08	26,11	22,73	36,11	13,19	28,16	32,15	36,94
CaO	49,85	46,75	49,79	40,76	34,06	50,13	51,72	39,13	53,90	50,79
MgO	0,21	1,02	0,27	0,58	0,75	0,11	0,84	0,34	0,22	0,16
F	—	2,70	3,03	2,37	—	4,40	1,31	2,85	2,98	3,66
CO_2	3,55	9,74	5,93	5,98	3,06	1,45	27,39	1,08	8,55	1,22
SiO_2	6,00	3,81	3,75	7,57	19,78	6,30	3,04	21,55	0,85	3,99
Al_2O_3	0,54	0,85	0,87	1,55	3,75	0,65	0,66	1,94	0,85	1,35
Fe_2O_3	—	0,49	0,49	0,90	—	0,32	0,28	2,13	0,60	1,59
K_2O	—	0,16	0,15	0,24	—	0,10	0,09	0,23	0,08	0,18
Na_2O	—	0,72	0,66	0,67	—	0,22	0,12	0,19	0,22	0,22
MnO	—	0,02	Следы	Следы	—	0,02	0,07	0,01	0,02	Следы
Cr	0,03	0,06	0,04	0,55	0,08	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
V	0,02	0,08	0,03	0,10	0,33	0,03	0,06	0,05	0,004	0,02
SO_3	—	2,33	1,64	4,94	—	0,18	0,46	3,50	0,10	0,27
$\text{C}_{\text{орг}}$	3,74	4,22	1,12	6,98	9,11	1,03	1,65	1,25	0,13	0,07
$\text{C}_{\text{у,м,м а}}$	95,72	99,92	99,85	99,30	93,65	101,07	100,90	102,45	100,67	100,49
F : P_2O_5	—	0,10	0,09	0,09	—	0,12	0,10	0,10	0,09	0,10

Наименования рудников: Конда, образцы из шахты, 1 — нижний маркирующий фосфоритовый слой (Фиш-скэл); 2 — оттуда же, главный слой; 3 — Гэй, образец с поверхности; 4 — Каньон Мэби, образец из туннеля; 5, 6, 7 — Центральные Фермеры, образцы из туннеля; 8 — Андерсон, образец взят ниже уровня воды; 9 — Майден Рок; 10 — Каньон Крик.

Химические анализы фосфоритов в формации Фосфория, %, по Гульбрандсену (Gulbrandsen, 1966)

Компоненты	Номера анализов									
	8	15	17	21	23	31	49	56	62	63
SiO ₂	4,9	13,0	5,4	11,29	13,1	2,5	4,3	14,8	12,26	11,9
Al ₂ O ₃	0,72	1,7	1,0	1,66	2,4	0,32	0,70	2,2	1,75	1,7
Fe ₂ O ₃ *	0,77	1,0	0,79	1,05	1,3	0,27	0,36	1,1	1,09	1,1
MgO	0,02	0,10	0,04	0,19	0,43	0,08	0,11	1,0	0,36	0,3
CaO	51,3	42,2	48,6	44,62	42,7	52,5	49,5	40,9	43,77	44,0
Na ₂ O	0,21	0,38	0,64	0,45	1,1	0,86	0,22	0,90	0,68	0,6
K ₂ O	0,14	0,51	0,37	0,45	0,70	0,09	0,18	0,69	0,46	0,5
H ₂ O ⁺	0,90	4,4**	1,6	1,96	2,3	1,9	2,1	2,1	2,2	2,2
H ₂ O ⁻	0,2	0,6	0,5	0,51	0,5	0,4	0,8	0,7	0,6	0,6
TiO ₂	0,05	0,12	0,09	0,12	0,19	0,02	0,11	0,20	0,15	0,1
P ₂ O ₅	37,5	29,9	34,5	31,95	26,6	35,2	35,6	26,9	29,79	30,5
CO ₂	1,10	1,07	1,86	1,54	4,87	2,76	1,26	3,17	2,49	2,2
SO ₃	—	2,05	—	1,07	2,51	—	—	—	2,17	1,8
Cl	—	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
F	3,80	2,83	3,43	3,26	2,83	4,00	3,53	2,90	2,99	3,1
Орг. вещ-во ***	0,3	6,3	1,8	1,75	1,4	1,2	2,7	3,0	2,31	2,1
Нефть ****	0,12	1,45	0,05	0,28	0,15	0,05	0,10	0,14	0,12	0,2
U	0,011	0,009	0,010	0,010	0,020	0,004	0,012	0,008	0,009	0,009
eU	0,011	0,008	0,006	0,009	0,021	0,003	0,010	0,010	0,009	0,009
Ag	<0,00001	0,001	0,0001	<0,00001	0,001	0,0003	0,001	0,0003	0,001—0,0003	0,0003
As	<0,0001	0,003	0,002	0,004	0,005	0,004	0,002	0,002	0,004	0,004

* Общее железо, выраженное в форме Fe₂O₃.

** Приблизительно вследствие дистилляции нефти.

*** Органическое вещество, определенное частичным сжиганием. Потеря веса между 230 и 500 °С, %.

**** Нефть, определенная дистилляцией при t° около 500° С.

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	Номера анализов										
	8	15	17	21	23	31	49	56	62	63	
B	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	
Be	0,0001	<0,00005	<0,00005	<0,00005	0,0001	0,0001	<0,00005	<0,00005	<0,00005	<0,00005	
Cd	<0,005	0,01	<0,005	<0,005	0,01	<0,005	0,03	0,01	<0,005	<0,005	
Co	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	
Cr	0,1	0,1	0,01	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	
Cu	0,003	0,003	0,003	0,003	0,01	0,0003	0,01	0,01	0,01	0,01	
Ga	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	
La	0,03	0,03	0,1	0,03	0,03	0,1	0,01	0,01	0,01	0,03	
Mn	0,003	0,003	0,01	0,003	0,003	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	
Mo	<0,0005	0,003	0,001	0,003	0,01	<0,0005	<0,0005	0,01	0,01	0,003	
Nd	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	<0,006	0,03	0,03	0,03	
Ni	0,003	0,01	0,01	0,01	0,03	0,003	0,01	0,03	0,01	0,01	
Pb	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	0,003	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	
Sb	0,001	0,0005	0,0005	0,0006	0,0015	0,0003	0,0004	0,0007	0,0007	0,0007	
Sc	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,003	<0,0005	0,001	0,001	0,001	
Se	0,0005	0,001	0,001	0,0009	0,001	0,001	0,0005	0,001	0,0015	0,0013	
Sr	0,1	0,03	0,03	0,03	0,03	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	
V	0,03	0,01	0,003	0,01	0,03	0,001	0,1	0,1	0,03	0,03	
Y	0,1	0,1	0,1	0,1	0,03	0,1	0,01	0,03	0,03	0,1	
Yb	0,001	0,003	0,003	0,001—0,003	0,001	0,003	0,0003	0,001	0,001	0,001	
Sn	<0,008	0,01	0,01	0,01	0,03	<0,008	0,03	0,03	0,03	0,03	
Zr	0,003	0,003	0,003	0,003	0,01	0,001	0,001	0,003	0,003	0,003	

Примечание. Анализы 8, 15, 17 — фосфориты верхней фосфоритовой пачки; анализ 21 — средний состав фосфоритов верхней фосфоритовой пачки по 20 определениям; анализы 23, 31, 49, 56 — фосфориты нижней фосфоритовой пачки; анализ 62 — средний состав фосфоритов нижней фосфоритовой пачки по 40 определениям; анализ 63 — средний состав фосфоритов формации Фосфорля по 69 определениям.

в 12 образцах фосфорита из рудника Конда и из Каньона Трейл в Айдахо. Содержание CO_2 , связанной в решетке карбонатфторапатита этих образцов, варьирует от 1,0 до 1,8%, чаще равно 1,3%. Эти величины довольно низкие, но все же находятся в пределах, характерных для франколита.

В наиболее богатых фосфоритах, содержащих 34—37% P_2O_5 , компоненты CaO , CO_2 и F почти полностью связаны в фосфатную молекулу. Весовые отношения их к P_2O_5 довольно постоянны:

	$\text{CaO} : \text{P}_2\text{O}_5$	$\text{CO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$	$\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5$
Фосфориты западных штатов . . .	1,39—1,43	0,03—0,05	0,10—0,11
Франколит, по Г. И. Бушпянскому .	1,40—1,46	0,03—0,11	0,06—0,10

Оптические и рентгенометрические свойства фосфата тоже колеблются в узких пределах.

Следовательно, можно считать фосфатное вещество фосфоритов западных штатов США однотипным, представляющим один минерал фторкарбонатапатит, или франколит. Химическая формула этого франколита примерно следующая: $\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,5}\text{C}_{0,5}\text{O}_{23,5}\text{F}_2(\text{OH})_{0,5}$. Некоторые коэффициенты этой формулы непостоянны и могут изменяться: у фосфора от 5,4 до 5,6, у углерода от 0,4 до 0,6 и, может быть, в более широких пределах. Кроме того, возможны замещения P на Si и S , а также Ca на Na , но в небольших количествах. Можно предполагать и другие варианты замещений.

Таблица 6

Средний химический состав фосфоритов отдельных разрезов, %, по Томпсон (Thompson, 1953)

Компоненты	Каньон Трейл	Гора Резервуар	Каньон Бразер (низ)	Каньон Бразер (верх)	Коол-Каньон
P_2O_5	29,5	33,99	26,33	26,12	19,60
CaO	42,2	48,69	37,88	37,26	27,88
CO_2	1,96	2,39	1,7	1,85	1,03
F	3,01	3,71	3,01	3,01	2,37
П.п.п.	2,34	1,26	4,68	4,59	4,7
Орг. вещ-во	2,51	1,14	6,24	5,84	8,09
$e\text{U}$	0,0085	0,0162	0,0127	0,0205	0,031
Число анализов	26	31	30	24	12
$\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5$	0,102	0,109	0,114	0,115	0,121

Средний химический состав фосфоритов по отдельным разрезам (табл. 6) вычислен по данным М. Э. Томпсон (Thompson, 1953, 1954) на основании анализов отдельных образцов. Более новые данные Гульбрандзена по Коол-Каньону показывают значительно меньше содержания урана — 0,005% для всей нижней фосфоритовой пачки, но более высокие для отдельных фосфоритовых слоев (см. табл. 2 и 6). По-видимому, М. Э. Томпсон для подробных анализов отбирала образцы с повышенным содержанием урана и пользовалась радиометрическими определениями.

Средний химический состав фосфоритовых пластов нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне показывает содержание P_2O_5 от 21 до 29% (см. табл. 2).

Характерной чертой фосфоритов формации Фосфория, по сравнению с фосфоритами других крупных фосфоритоносных бассейнов, является вы-

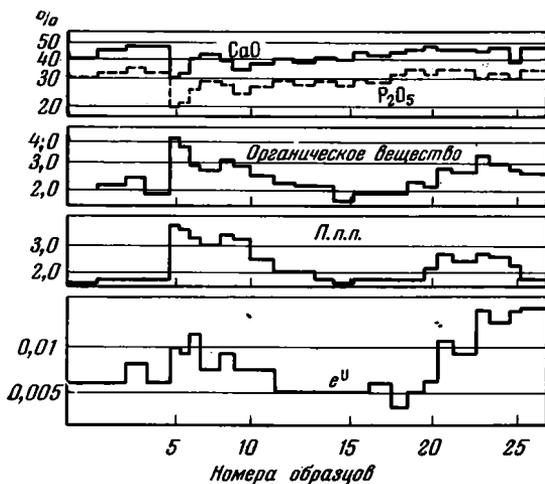
сокое содержание органического вещества, урана, ванадия и многих других малых элементов.

При изучении химического состава фосфоритов необходимо учитывать их выветривание. Оно выражается в разрыхлении пород, в их осветлении благодаря окислению органического вещества, в окислении пирита и выщелачивании карбонатов. Окислы железа, образовавшиеся при окислении сульфидов, находятся в виде пленок и жилок.

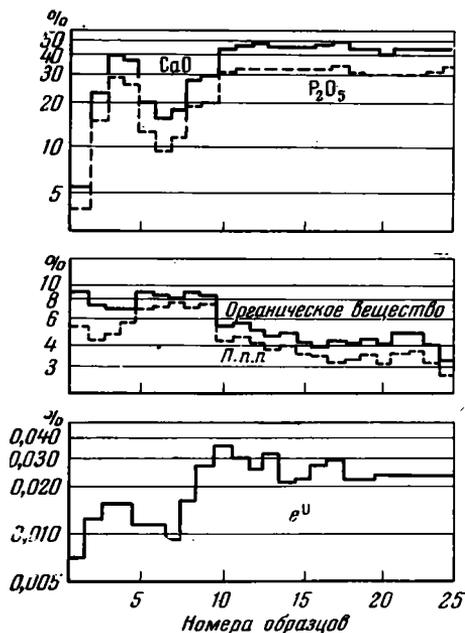
В зоне выветривания фосфориты формации Фосфория обогащены фосфатом на 3—5 и редко на 10% P_2O_5 . Фосфатные зерна, заключенные ранее в карбонатный цемент, после выщелачивания карбоната при выветривании становятся свободными в виде зерен песка. В результате сильного выветривания происходит растворение фосфата и частичное переотложение его на глубине в виде жилок, натеков, псевдоморфоз и неправильных масс.

Уран в формации Фосфория

Распределение урана в формации Фосфория изучалось многими геологами (Thompson, 1953, 1954; McKelvey a. Carswell, 1956; Altschuler a. oth., 1958; Sheldon, 1959, 1963; Cressman a. Swanson, 1964; Davidson a. Atkins, 1953; Gulbrandsen, 1960, 1966).



Фиг. 7. Вариации содержания урана и других компонентов в образцах фосфорита из Каньона Трейл, по Томпсон (Thompson, 1953)



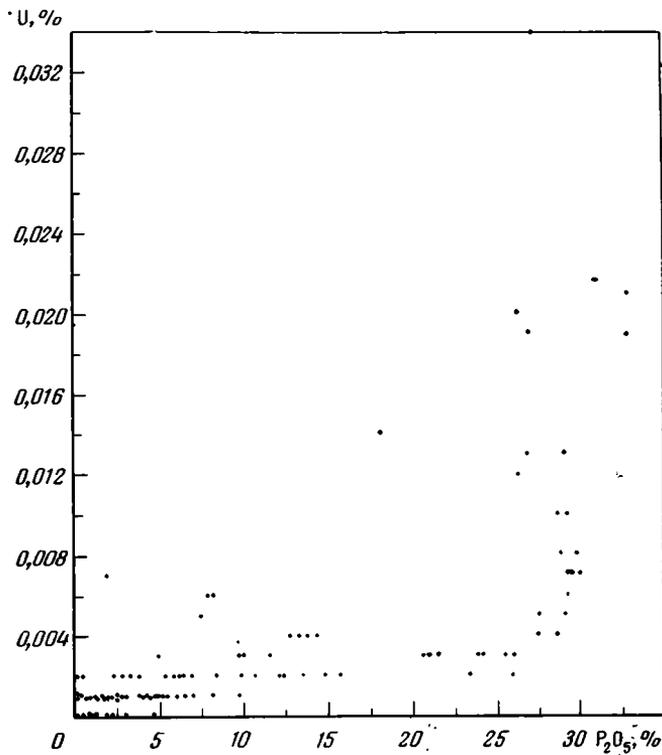
Фиг. 8. Вариации содержания урана и других компонентов в образцах фосфорита из Каньона Бразер, по Томпсон (Thompson, 1953)

Повышенные содержания урана обнаружены в большинстве образцов фосфорита и в некоторых образцах темного аргиллита. На западе Вайоминга Шелдон выделяет в формации Фосфория два ураноносных горизонта. Оба они залегают среди нижней фосфоритовой пачки и представлены темно-серыми и черными доломитистыми аргиллитами и доломитовыми мергелями. Нижний ураноносный горизонт имеет мощность 0,6—2 м. Его протяженность около 70 км. Содержание урана в нем варьирует от 0,005 до 0,006%, редко до 0,012%; P_2O_5 — 1—7%.

Мощность верхнего ураноносного горизонта равна 1—4 м. Протяженность его тоже около 70 км. Содержание урана в нем варьирует от 0,005 до 0,028 %, обычно равно 0,006—0,010 %; P_2O_5 — 6—11 %.

Диаграммы зависимостей между содержаниями урана и других компонентов (P_2O_5 , CaO, органическое вещество, потеря при прокаливании, количество и размеры фосфатных зерен) составлены М. Э. Томпсон. На ее диаграммах виден большой разброс точек и отсутствие какой-либо четкой

Фиг. 9. Диаграмма зависимости содержаний U и P_2O_5 в слоях разреза Коол-Каньона, по данным Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960)

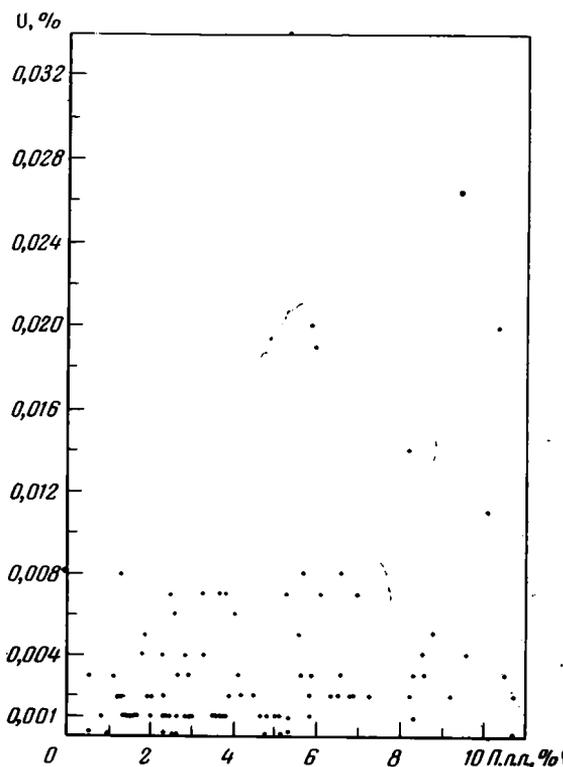


закономерности. В фосфатсодержащих породах ($P_2O_5 < 10\%$) ни в одном случае содержание урана не превышает 0,01 %. Связи урана с органическим веществом фосфоритов в различных разрезах проявляются по-разному. В разрезе каньона Трейл рост урана следует за ростом органического вещества (фиг. 7), а в каньоне Бразер местами наблюдается обратное явление — чем больше органического вещества, тем меньше урана (фиг. 8). Аналогичная связь с ураном наблюдается у значения «потери при прокаливании», отражающего в основном содержание органического вещества.

Чаще всего рост урана в фосфоритах следует за ростом P_2O_5 (фиг. 9), фосфатсодержащие породы формации Фосфория, в том числе и черные сланцы, всегда бедны ураном.

Диаграмма зависимости между содержанием урана (химическое определение) и величиной потери при прокаливании, состоящей из суммы органического вещества и кристаллизационной воды минералов, показывает большой разброс точек (фиг. 10). Повышенные содержания урана тяготеют к интервалам содержаний потери при прокаливании от 3 до 10,5 %, с максимумом в интервале 4—7 %.

Аналогичная диаграмма зависимости содержаний урана и V_2O_5 для разреза Коол-Каньона показана на фиг. 11. На ней виден большой разброс точек с тенденцией одновременного повышения или понижения обоих этих компонентов.



Фиг. 10. Диаграмма зависимости содержаний урана и потери при прокаливании в слоях Коол-Каньона, по данным Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960)

> 7,8 — породы, содержащие более 20% карбонатов. Р. Шелдон сам признает несовершенство и спорность такого деления. Породы или слои, у которых расхождение между радиометрическим и химическим определением урана превышало 0,002%, а также имеющие промежуточную окраску между светлой и черной, были исключены Р. Шелдоном из рассмотрения. Для составления диаграмм было использовано 146 образцов. На одной из них (фиг. 13), составленной в координатах $P_2O_5 - U$, показано распределение фосфоритов с $Eh > 0$ и с $Eh < 0$, т. е. — светлых и черных. Из этой диаграммы видно, что содержания урана выше 0,01% приурочены только к фосфоритам с $Eh < 0$ и $P_2O_5 > 10\%$, при большом разбросе точек. Распределение P_2O_5 по отношению к величине рН не обнаруживает какой-либо закономерности. Ураноносные углистые аргиллиты формации Фосфория отлагались, по мнению Р. Шелдона, в кислой восстановительной среде, сравнительно глубоководной. Уран находится в них, вероятно, в форме тонкорассеянной UO_2 . В щелочной восстановительной среде отлагались черные углистые фосфориты и карбонатные породы; уран в них присутствует в апатите частью в форме U^{+4} , замещающий кальций, частью в виде уранил иона, адсорбированного на поверхности кристаллов апатита. В щелочной окислительной среде отлагались только скудные количества урана, тоже, вероятно, входящего в решетку апатита в виде U^{+4} и U^{+6} .

Непосредственным источником урана в формации Фосфория Шелдон считает воды океана. Основанием для этого предположения служит широкое распространение ураноносных фосфоритов и сравнимые величины

Количественное распространение урана и фосфора в формации Фосфория, показанное на карте, составленной В. Э. Мак-Келви и Л. Д. Карсуэлом (1955), удивительно сходно между собой (фиг. 12) — с увеличением мощности фосфоритных слоев растет и концентрация урана, достигая наибольшей величины в юго-западном Айдахо (см. фиг. 19).

Запасы урана в западном Вайоминге и части восточного Айдахо до глубины 1500 м равны около 1 150 000 т (Sheldon, 1963).

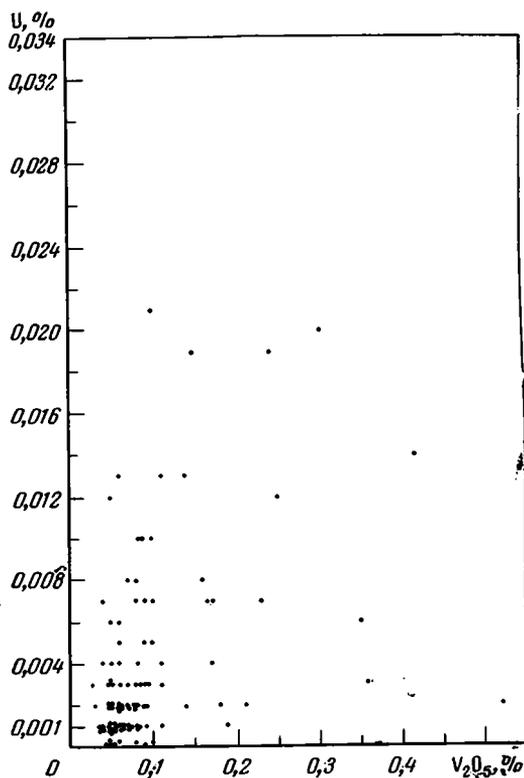
Р. Шелдон пытался найти зависимость между накоплением урана и значениями рН и Eh вод бассейна. Эти значения он определял, исходя из данных В. К. Крумбайна и Р. М. Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952): а) $Eh > 0$, среда окислительная, — породы либо содержащие донные окаменелости, либо светлые по окраске; б) $Eh < 0$, среда восстановительная, — породы черные, с аутигенным пиритом и без донных окаменелостей; в) $pH < 7,8$ — породы, содержащие менее 20% карбонатов; г) $pH >$

содержания урана в современных и древних фосфоритах морского происхождения. Так, фосфориты со дна моря вблизи Калифорнии содержат 0,012% урана (Altshuler a. oth., 1958, рис. 56). Содержание урана в водах океана равно $3,3 \times 10^{-6}$ г/л. У поверхности оно меньше, чем на глубине, следуя за изменением других биогенных элементов — фосфора, азота и кремния. Исходя из этого содержания и объема океана, равного $137 \cdot 10^7$ км³, получим количество урана в океане, равное $4,6 \cdot 10^9$ т, что составит $\frac{1}{7}$ часть запасов этого металла в формации Фосфория.

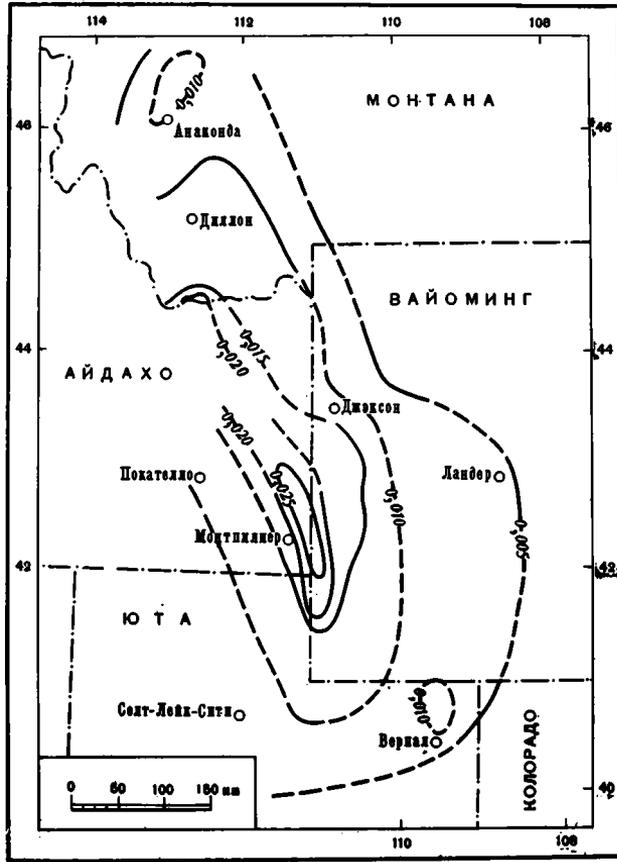
Уран в фосфоритах формации Фосфория находится в решетке минерала карбонатфторapatита и в адсорбированной форме на поверхности фосфатных частиц. Этот вывод основан на том, что содержание урана возрастает с ростом фосфора, что уран не удалось выделить ни одним из методов обогащения и что количество урана, переходящего в раствор при кислотной обработке, пропорционально количеству растворенного фосфата. Предполагается, что четырехвалентный уран замещает кальций в решетке апатита. Прямое извлечение U (IV) растворителями показало, что его содержание равно в апатите 90%, в фосфоритовых желваках со дна моря вблизи Калифорнии 55—74% и в двух образцах фосфорита из формации Фосфория 18 и 24% от общего содержания урана. Остальной уран, надо полагать, — шестивалентный, адсорбированный на поверхности кристалликов фосфата. Чем эти кристаллики меньше по размеру, тем сорбция выше. Самостоятельные минералы урана — уранованадаты — встречаются редко.

Исходя из предположения С. Б. Хендрикса и В. А. Хилла, что избыточное количество фтора против теоретического состава фторapatита присутствует в морских фосфоритах вследствие ничтожных размеров кристалликов фосфата в них, Р. Шелдон составил диаграмму зависимости между избыточным фтором и содержанием урана в фосфоритах формации Фосфории. Эта диаграмма показала в общих чертах прямую зависимость содержания урана от избыточного фтора, однако при большом разбросе точек. Величина избыточного фтора колебалась в пределах 0,0—0,7%. Измерения ширины дифракционных линий на дебаеграммах четырех образцов фосфорита показали, что ширина этих линий примерно следует росту содержания урана. Как известно, чем шире линии, тем меньше размеры кристалликов.

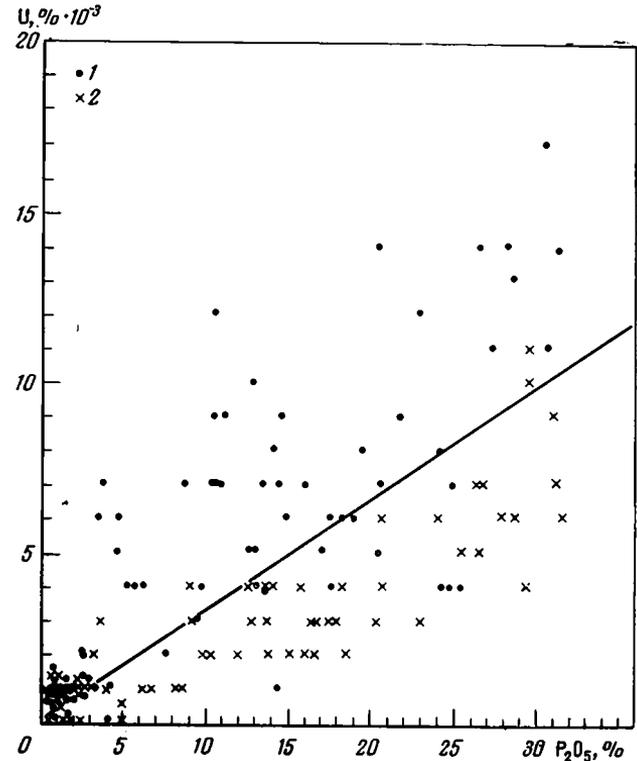
Наши исследования показывают, что избыток фтора в осадочных фосфоритах зависит, по крайней мере, от трех причин: 1) от степени замещения фосфора углеродом и фтора гидроокислом в решетке апатита, 2) от



Фиг. 11. Диаграмма зависимости содержания урана и V₂O₅ в слоях Коол-Каньона, по данным Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960)



Фиг. 12. Карта средних максимальных содержаний урана (eU , %) в породах формации Фосфория и ее стратиграфических эквивалентов, по В. Э. Мак-Келви и Л. Д. Карсуэллу (1955), изолинии через 0,005% eU



Фиг. 13. Диаграмма зависимости содержаний P_2O_5 и U в породах, по Шелдону (Sheldon, 1959)
1 — темные породы с Eh образования < 0 ; 2 — светлые породы с Eh образования > 0

замещения фосфата кремнеземом и карбонатами с выделением освобождающегося фтора в виде флюорита, 3) от химического осаждения флюорита из морской воды при ее осолонении. При таком разнообразии причин избытка фтора в фосфоритах трудно получить однозначную зависимость его содержания по отношению к урану. Кроме того, необходимо учесть трудности точного определения фтора.

Малые элементы в фосфоритах

Определения малых элементов производились различными методами. К. Д. Джекоб и др. (Jacob a. oth., 1933) пользовались мокрым анализом. Из табл. 7 видно, что фосфориты отличаются повышенными кларками Cu, Zn, As, J. Кроме того, в фосфоритах из Бруш-Крик указывается (Kinney, 1955): Co 0,002%, Li 0,001%, Pb 0,001%, Sr, Ni, V, Cr 0,1—0,01%, Y, La, Ga, Zr, Mo, B 0,01—0,001%.

Таблица 7
Содержание малых элементов в фосфоритах из различных штатов
и рудников, %
(номера обр. те же, что в табл. 3)

Компо- ненты	Монтана		Айдахо		Вайоминг	Юта	Литосфера, по А. П. Ви- ноградову, 1962
	Гаррисон		Конда		Кокевилл	Бруш-Крик	
	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6	Обр. 7	
BaO	—	—	—	0,07	—	0,1—0,01	0,065
CuO	0,003	—	—	0,011	0,001	0,001	0,005
ZnO	0,025	—	—	0,001	0,0005	0,001	0,008
As ₂ O ₃	0,0140	0,0024	—	0,0026	0,0012	—	0,0002
J	0,00008	0,00008	0,00026	0,00019	0,00008	—	0,00004

Значительное число определений V и Cr приводит Эми (см. табл. 4).

Р. А. Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960, 1966) пользовался спектральными и весовыми, или мокрыми, анализами. В 60 образцах фосфорита из Айдахо, Вайоминга, Монтаны и Юты он указывает следующие средние содержания элементов, %: Ba 0,01; Cr 0,1; Cu 0,01; Co 0,001; Ni 0,1; Mn 0,03; Mo 0,003; U 0,009; La 0,03; Y 0,03; Nd 0,03; Sr 0,1; V 0,03; Zn 0,03.

Из разреза нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне Гульбрандсен отобрал конечные типы пород — фосфориты, карбонатные породы и кварц-силикатные породы, по 15 образцов каждого типа. Средний состав их приведен в табл. 8. Кроме того, были выполнены спектральные анализы пород из каждого слоя вышеуказанного разреза (см. табл. 2). Результаты тех и других определений оказались не совсем сходными. Например, содержание Sr, Ba и Sn в табл. 8 указано в пределах 0,1—0,01% или менее, а в послыльных образцах пород эти элементы не найдены; Pb, например, найден в послыльных анализах, но отсутствует в табл. 8. Содержание редких земель приведено в табл. 5. Таким образом, надежными являются только мокрые анализы, а из спектральных данных можно делать лишь приблизительные выводы. Рассмотрим распространение малых элементов.

Из табл. 3—7 видно, что для формации Фосфория характерно повышенное содержание урана, а также V, Cr и Se.

Ванадий содержится в отдельных слоях разреза Коол-Каньона в количестве от 0,04 до 0,27%, в пересчете на V₂O₅ (см. табл. 2 и фиг. 6). Максимальная его концентрация определена в фосфатно-доломитово-кремни-

Средний химический состав конечных типов пород нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне, %

Компоненты	Фосфориты	Карбонатные породы	Кварц-силикатные породы	Метод анализа
P ₂ O ₅	29,5	2,6	2,6	Весовой
CaO	43,9	28,9	7,0	»
MgO	0,5	9,9	1,7	»
CO ₂	3,0	30,3	3,4	»
SiO ₂	10,0	17,7	58,1	»
Al ₂ O ₃	1,5	2,5	9,6	»
Fe ₂ O ₃	1,0	1,1	3,4	»
Na ₂ O	1,0	0,8	0,7	»
K ₂ O	0,6	0,9	3,4	»
TiO ₂	0,1	0,1	0,4	»
V ₂ O ₅	0,1	0,1	0,1	»
F	3,1	0,3	0,4	»
SO ₃	2,9	1,0	2,3	»
Se	0,001	—	0,013	»
H ₂ O ⁻	0,8	0,6	1,0	»
Орг. вещество *	4,4	2,9	6,1	»
П.п.п.	8,3	33,8	10,4	»
Cu	0,001	0,001	0,001	Спектральный
Ag	0,001	0,001	0,001	»
Be	Не обн. и следы	Не обн. и следы	Не обн. и следы	»
Sr	0,1—0,01	0,1—0,01 и не обн.	0,1—0,01	»
Ba	0,1—0,01 и не обн.	0,1—0,01 и не обн.	0,1—0,01 и не обн.	»
Zn	0,1—0,01 и не обн.	0,1—0,01 и не обн.	0,1—0,01 и не обн.	»
B	0,01—0,001	0,01—0,001	0,1—0,01	»
Zr	0,1—0,001	0,1—0,001	0,1—0,01	»
Sn	Не обн. и 0,1—0,01	Не обн. и 0,1—0,01	Не обн. и 0,1—0,01	»
Cr	0,1—0,01	0,1—0,01	0,1—0,01	»
Mo	0,01—0,001	0,01—0,001	0,01—0,001	»
Mn	0,01—0,001	0,01—0,001	0,1—0,001	»
Ni	0,1—0,001	0,1—0,001	0,1—0,01	»

* Органическое вещество определено как потеря при прокаливании без CO₂ и H₂O⁻.

При м е ч а н и е, Элементы Sb, As, Bi, Cd, Co, Ga, Au, Li, Hg, Pt, Ta, Sn и W спектральными анализами не обнаружены.

стой породе с содержанием P₂O₅ 9,36% и органического вещества 6,14%. Близкое к этому содержание V₂O₅, равное 0,24%, найдено в известково-доломитовом мергеле с такой же примесью органического вещества. В фосфоритах из Коол-Каньона содержание V₂O₅ варьирует от 0,06 до 0,17%. Наиболее богат ванадием (0,42—0,48% V₂O₅) фосфорит из рудника Конда (см. табл. 3).

Зависимости между содержаниями ванадия и фосфора, и ванадия и потери при прокаливании (в основном органическое вещество) весьма непостоянны (фиг. 14). В Коол-Каньоне между ванадием и фосфором нет определенной зависимости, но повышенные содержания ванадия явно тяготеют к породам с повышенным содержанием органического вещества.

За пределами Коол-Каньона наблюдается довольно ясная приуроченность ванадия к богатым фосфоритам, а связь его с органическим веществом менее определенная. Наиболее высокое содержание ванадия, равное 0,33%, найдено в одном образце фосфорита среднего качества из Центрального Фермерского рудника. В этом образце оказалось 9,11% $C_{орг.}$ Кларк концентрации ванадия почти во всех образцах фосфоритов и черных аргиллитов формации Фосфория превышает 3,0, часто достигает 10 и редко 30.

Промышленные содержания ванадия изучались в районе, расположенном немного на юго-восток от г. Афтон, и в гряде Сублетт на западе Вайоминга (Love, 1961). Они приурочены к слою черных аргиллитов и алевролитов мощностью 1—1,5 м. Этот слой залегает в 1,5—3 м ниже верхнего фосфоритового пласта нижней фосфоритовой пачки. В районе Афтона на площади 25,9 км² разведан запас ванадиевой руды в количестве 45 млн. т до глубины 150 м ниже уровня рек. Средняя мощность рудного пласта равна 1 м, среднее содержание V_2O_5 равно 0,9%. В рудном пласте содержится (%): Se 0,042, MoO_3 0,02—0,05, Cd до 0,02, U до 0,01—0,02. Эти и другие малые элементы отложились, по мнению Лове, одновременно с породами нижней фосфоритовой пачки в условиях, которые разгаданы еще неполно.

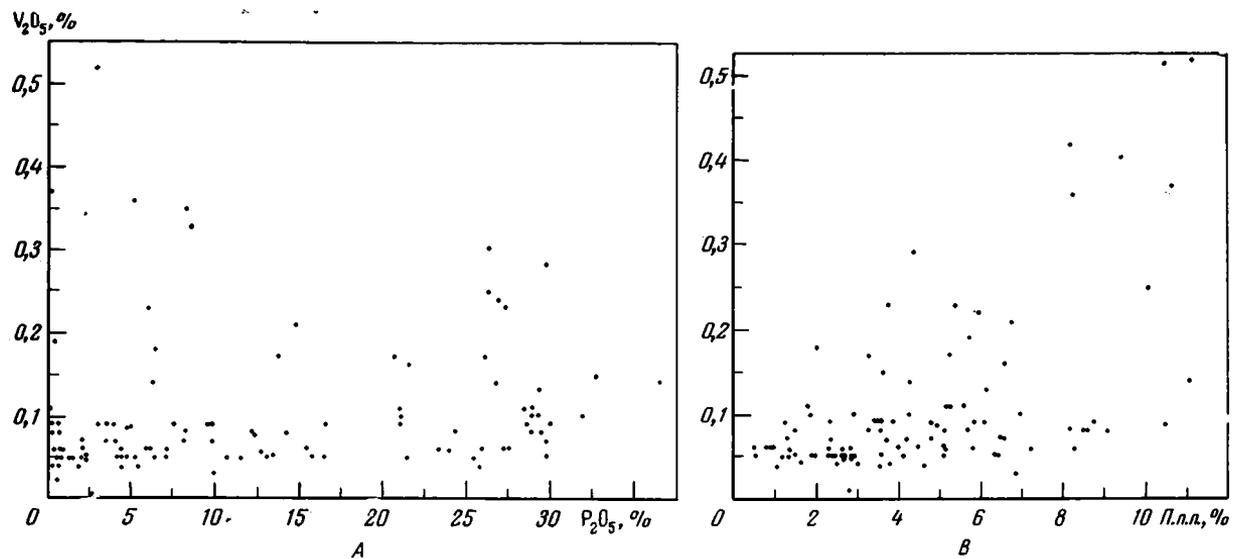
Хром в ряде образцов фосфорита содержится в количестве 0,02%, т. е. в два раза выше кларка, но чаще превышает кларк в 4—5 раз (фиг. 15). Наблюдается тяготение хрома к богатым фосфоритам с высоким содержанием органического вещества. Наиболее высокая концентрация хрома, равная 0,55%, найдена в фосфорите с содержанием $C_{орг.}$ 6,98% (каньон Меби), по Эми (Emigh, 1958).

Молибден определялся спектральным и мокрым путем. По спектральным анализам содержание молибдена в фосфоритах, карбонатных и кварц-силикатных породах Коол-Каньона примерно одинаковое и варьирует от 0,01 до 0,001% (табл. 8), но в других фосфоритах более пестрое (см. табл. 5). Фосфорит из Монтаны содержит MoO_3 18 мг/кг, из Айдахо — 49 мг/кг, из Вайоминга — 208 мг/кг (Robinson, 1948).

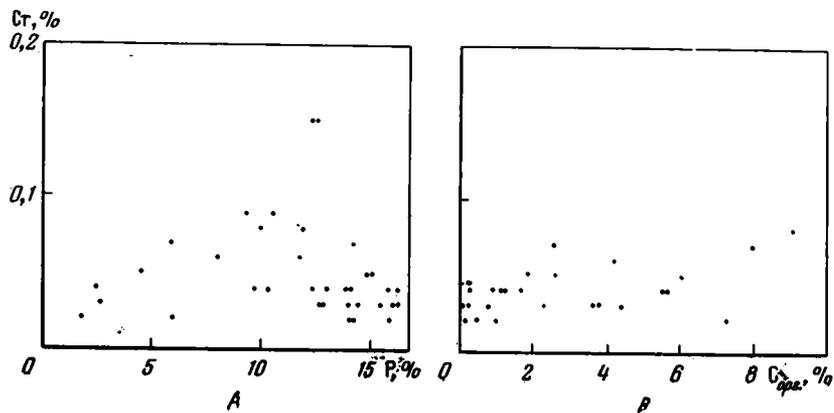
Необходимо отметить способность молибдена концентрироваться растениями. В почвах содержание Мо обычно равно 1—5, редко до 10 мг/кг, а в растениях — 15—50, редко 100—200 мг/кг. Следовательно, растения концентрируют молибден больше чем в 10 раз по сравнению с его содержанием в почве. Особенно высокой способностью в этом отношении отличаются бобовые. Содержание молибдена в почве больше 1,5 мг/кг считается вредным для животных, которые питаются произрастающей на ней травой.

Фосфориты Египта, Туниса и Флориды также отличаются высоким содержанием молибдена — до 98 мг/кг. Возможно, что повышенные содержания молибдена в фосфоритах объясняются концентрацией его организмами.

Мышьяк определен в 42 образцах фосфоритов среднего и высокого качества (Tremaine а. Jacob, 1941). Содержание его варьирует в широких пределах — от 5 до 58 мг/кг, в среднем около 17 мг/кг. Среднее содержание мышьяка равно (мг/кг): в фосфоритах Монтаны 47,6; Айдахо 12,6; Юты 17,8; Вайоминга 12,1. В одном образце фосфорита с рудника Гаррисон определено AsO_5 0,014% (см. табл. 6). При измельчении фосфоритов мышьяк и органическое вещество концентрируются в тонкой фракции. Так, в фосфорите из Вайоминга определено As 11,7 мг/кг, $C_{орг.}$ 3,47%, а в тонкой фракции этого же образца фосфорита 19,8 мг/кг и 8,25% соответственно. Аналогичный результат получен при измельчении фосфорита из Айдахо — в образце фосфорита определено As 17,7 мг/кг и $C_{орг.}$ 2,34%, а в его тонкой фракции 32,8 мг/кг и 3,03% соответственно. Вероятно, мышьяк накапливается в фосфоритах благодаря влиянию органического вещества. Среднее содержание As в фосфоритах мира (по анализам 205 образ-



Фиг. 14. Диаграммы зависимости: А — между V_2O_5 и P_2O_5 ; В — между V_2O_5 и потерей при прокаливании (в основном, органическое вещество) в Коол-Каньоне, по данным Гульбрандзена (Gulbrandsen, 1960)



Фиг. 15. Диаграммы зависимости: А — между Cr и P; В — между Cr и $C_{орг}$, по данным Эми (Emigh, 1958)

цов) равно 20,9 мг/кг, в фторapatитах — 13,8 мг/кг, в силикатных породах — 30 мг/кг, в глауконитовых породах — 65—325 мг/кг. Много As в сульфидах Pb, Zn, Cu, Fe. Глауконитово-песчанистые фосфориты отличаются повышенным содержанием мышьяка, вероятно, благодаря присутствию в них глауконита. Фосфориты Русской платформы, по анализам тех же американских химиков, содержат As 19,43 мг/кг, наиболее высоким содержанием As отличаются глауконитово-песчанистые фосфориты.

Селен в фосфоритах определялся путем его дистилляции с гидробромистой кислотой (Levis, Reder, Hill, 1935). Светлые богатые фосфориты из рудников Пэрис (Париж) и Гаррисон содержат Se 1 мг/кг и менее. В черных фосфоритах из разных рудников содержание Se варьирует от 6 до 55 мг/кг, часто 30—50 мг/кг. Даже бедный черный фосфорит из Дэвилс-Слайд в Юте (P_2O_5 11,9%) содержит Se 38 мг/кг. Наиболее высокое содержание Se найдено в фосфоритах из Вайоминга, 35—55 мг/кг. В них определено P_2O_5 27—30%. В черном фосфорите из Вайоминга определено Se 48 мг/кг, Сорг. 2,96%; в его тонкой фракции — Se 64 мг/кг, Сорг. 8,29%. В ней селен концентрируется вместе с органическим веществом. Одновременно определялся пирит. Количество его в каждой размерной фракции оказалось < 1%. Прямой связи между содержанием пирита и селена не найдено, может быть потому, что таких определений очень мало, всего три. В фосфоритах формации Фосфория определено селена 0,0009—0,0015%, в среднем 0,0013% (Gulbrandsen, 1966). Содержание селена > 0,02% в фосфоритах считается промышленным. Селен, присутствующий в десятых долях процента, обнаруживается в поле по острому чесночному запаху пыли — при ударе молотком или от свежескопанной земли.

Фосфориты Русской платформы (из Эстонии, с рек Волги и Вятки, из Саратова и Актыбинска) по анализам тех же американских химиков содержат ничтожные количества Se < 1,5 мг/кг. Низким содержанием селена характеризуются и фосфориты Марокко — в пределах от 1 до 5 мг/кг. В фосфоритах Алжира определено Se 55 мг/кг. В кварц-силикатных породах содержание селена варьирует от 0,010 до 0,015%, в некоторых сульфидах из осадочных пород достигает 18% (Coleman, Delevaux, 1957).

Поведение мышьяка и селена в фосфоритах имеет общие черты. Оба эти элемента накапливались вместе с органическим веществом.

Иод в фосфоритах концентрируется в 3—9 раз против кларка (см. табл. 7).

Бор в светлых и черных фосфоритах содержится примерно в одинаковых количествах от 22 до 70 мг/кг B_2O_3 , обычно 40—60 мг/кг (Levis, Hill, 1938). Близкие содержания бора определены в фосфоритах Тенесси, Ю. Каролины, Флориды, Северной Африки и с островов. Почти весь бор в фосфоритах кислотнорастворимый. Апатиты гидротермального или магматического происхождения содержат бора 10—20 мг/кг, т. е. значительно меньше, чем фосфориты.

Сумма редких земель в фосфоритах из Монтаны равна 1550 мг/кг, из Вайоминга 980 мг/кг (Robinson, 1948). Групповой состав редких земель в фосфоритах западных штатов изучен детально только в одном образце (табл. 9). Этот образец был взят из каньона Хобак на западе Вайоминга (Schofield, Haskin, 1964).

Как видно из табл. 9, в фосфорите из формации Фосфория содержание суммы редких земель равно 536 мг/кг. К этой сумме необходимо еще добавить сумму элементов, которые не были определены (Ce, Gd, Dy, Er, Lu), — около 200 мг/кг. Учитывая кларк редких земель, равный 220 мг/кг (по А. П. Виноградову), получим степень их концентрации против кларка в 3—4 раза. Такая же степень концентрации редких земель установлена Е. И. Семеновым и др. (1962) и в фосфоритах Русской платформы. Количественные соотношения редких земель в обоих анализах на табл. 9 при-

мерно одинаковые. Следовательно, редкие земли в фосфоритах являются аксессуарными элементами. Новые более точные определения суммы редких земель в концентратах фосфоритов из Айдахо дали менее высокие их содержания — TR_2O_3 0,04% в среднем (Altschuler a. oth., 1967).

Таблица 9

Сравнительное содержание редких земель в фосфоритах западных штатов США и Русской платформы, мг/кг, по Шюфилду и Гаскину (Schofield a. Haskin, 1964)

Элементы	Формация Фосфория	Русская платформа	Элементы	Формация Фосфория	Русская платформа
Y	196	126	Tb	3,5	4,8
La	160	76,5	Dy	—	21,0
Ce	—	175	Ho	3,9	4,2
Pr	34	37,4	Er	—	12,6
Nd	96	141	Tu	2,09	1,4
Sm	24	29,4	Yb	11	14,1
Eu	5,8	4,1	Lu	—	2,1
Gd	—	33,0	С у м м а	536	—

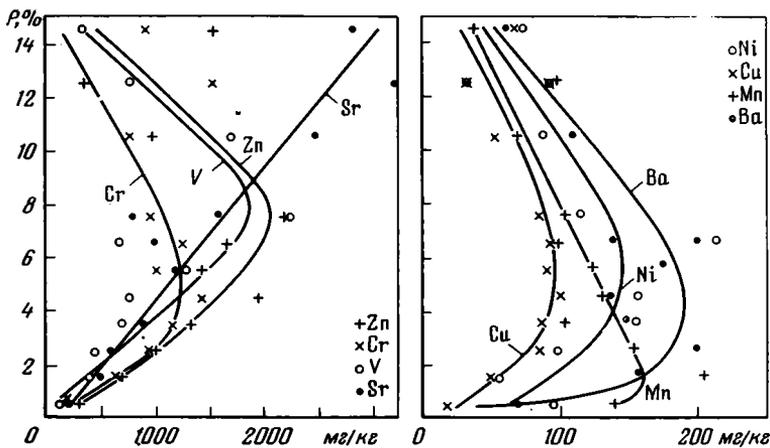
В одном слое черных аргиллитов формации Фосфория (каньон Драй-Крик на западе Вайоминга) определены следующие содержания малых элементов, %:

Pb	Mn	Cu	Zn	Ni	V	Mo	Ag	Cr	Se
0,020	0,018	0,015	0,230	0,050	0,250	0,015	0,007	0,200	0,028

Эти данные получены методом спектрального полуколичественного анализа и представляют среднее из ряда образцов (Davidson, Lakin, 1962). В одном образце содержание цинка оказалось равным 1%. В черных аргиллитах карбона и ордовика западных штатов США, по данным этих же авторов, содержание малых элементов часто тоже повышенное.

Нижняя фосфоритовая пачка на горе Сноудрифт подверглась тщательному изучению на содержание малых элементов. Всего проанализировано 93 образца свежих пород и 112 образцов пород выветрелых (Lotspeich, Markward, 1963). По этим данным нами составлено две диаграммы распределения малых элементов в зависимости от содержания фосфора (фиг. 16). Для их составления были вычислены средние содержания химических элементов в невыветрелых образцах по интервалам содержания P: 1—2%, 2—3% и т. д. Полученные данные нанесены отдельными знаками, согласно которым проведены кривые распределения. На полученных диаграммах видно три типа распределения малых элементов. Для первого типа характерны максимальные их содержания в фосфоритах низкого качества (P = 5—8%). По этому типу распределяются элементы Cr, V, Zn, Ni, Cu. Для второго типа распределения характерны максимальные содержания малых элементов в фосфатсодержащих породах (P = 1—3%). Это относится к марганцу и барию. По третьему типу распределяется стронций. Его содержание растет с ростом фосфора.

К сожалению, в изученных образцах не определялось органическое вещество. О его количестве можно судить только по косвенным данным. Так, фосфориты низкого качества обычно богаты органическим веществом. Следовательно, высокая концентрация малых элементов в бедных фосфоритах, вероятно, обязана органическому веществу. Это косвенно подтверждается и высокими концентрациями малых элементов в глинистых фосфоритах нижней фосфоритовой пачки, обычно богатых органическим



Фиг. 16. Кривые распределения малых элементов в фосфоритах и сопутствующих им породах. Нижняя фосфоритовая пачка формации Фосфория в районе горы Сноудрифт, по данным Лотспейка и Маркворда (Lotspeich, Markward, 1963)

веществом. По мере роста содержания фосфора органическое вещество и малые элементы как бы вытесняются фосфатом или разубоживаются им.

Элементы Mn и Ba являются антагонистами фосфора и сколько-нибудь четкой связи с органическим веществом не обнаруживают.

Стронций, вероятно, входит в фосфатную решетку с кальцием, чем и объясняется его прямая связь с фосфором, как и кальция.

Особенности химического состава формации Фосфория

Наиболее характерной чертой формации Фосфория, отличающей ее от других крупных фосфоритоносных формаций, является относительно высокое содержание органического вещества, урана, ванадия и ряда других малых элементов. В то же время в составе формации Фосфория в целом нет прямой зависимости между фосфором, органическим веществом и малыми элементами. Такая зависимость прослеживается только в некоторых пластах или в некоторых разрезах по усредненным цифрам. Повышенное содержание урана, как правило, приурочено к фосфоритам с повышенным содержанием органического вещества. Элементы V, Cr, Zn, Ni и Cu тяготеют к фосфоритам низкого качества, а Mn и Ba — к фосфатсодержащим породам. Связь этих элементов с органическим веществом подчеркивается в большей мере, чем для урана, который связан также и с фосфором. Между фосфором и стронцием имеется прямая зависимость. Вероятно, в такой же зависимости от фосфора находятся и редкие земли.

Для формации Фосфория характерно низкое содержание Fe и Mn.

ЦИКЛЫ СЕДИМЕНТАЦИИ

Полный цикл осадков формации Фосфория на юго-востоке Айдахо и в соседних районах образован слоями следующих пород (снизу вверх): 1) красноцветы, 2) зеленовато-серые аргиллиты, 3) соленосные породы, 4) светлые карбонатные породы и песчаники, 5) кремни, 6) фосфориты и 7) карбонатные аргиллиты (McKelvey a. oth., 1959). Далее вверх цикл повторяется в обратном порядке слои: 7-6-5-4-3-2-1.

На фиг. 17 изображено два цикла седиментации формации Фосфория. Полный цикл слоев не был найден, но его отдельные фазы встречаются в разных частях области Фосфория. По направлению от юго-востока Айдахо, т. е. от локотипа формации Фосфория, к востоку и северо-востоку происходит такая же фаціальная смена пород, как и в цикле седиментации — слои: 7-6-5-4-3-2-1. Главной причиной смены слоев цикла авторы считают изменение глубины бассейна, — трансгрессии и регрессии.

Необходимо отметить, что соленосные породы в области Фосфория отсутствуют. Слои 1, 2 и 3 не встречаются в кровле формации Фосфория, а распространены восточнее и соответствуют по возрасту всей этой формации. Слои биокластических фосфоритов, явно мелководные, не нашли отражения в приведенных циклах.

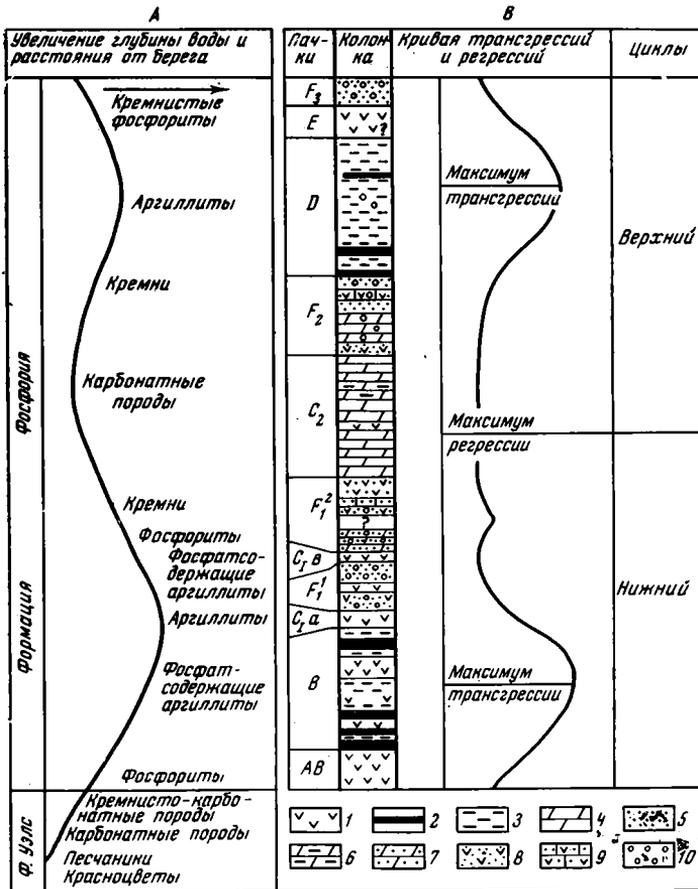
Кроме того, второй максимум трансгрессии показан на диаграмме несколько меньше, чем первый, несмотря на то, что фосфориты, отвечающие второму максимуму, распространены шире, чем фосфориты, отвечающие первому.

Несколько по-иному изображает циклическое строение формации Фосфория Р. П. Шелдон (Sheldon, 1963). В качестве примеров он приводит ряд ее разрезов из Западного Вайоминга. Строение одного из них (№ 47 на фиг. 30 и 31), находящегося у Хангри-Крик в 20 км на запад-северо-запад от г. Джэксона, следующее (фиг. 17). Буквой *F* обозначены языки песчаников формаций Франсон или Шедхорн.

	Мощность, м
<i>F</i> ₃ Песчаник светло-серый тонкозернистый, кварцевый с рассеянными фосфатными зернами	1,6
<i>E</i> Кремнистая пачка, плохо обнажена	3,6
<i>D</i> Аргиллиты темно-серые и буровато-черные, с тремя прослоями фосфоритов. Фосфориты грубозернистые с желваками фосфорита диаметром 1—2 см. Нижний фосфоритовый слой содержит примесь среднезернистого кварцевого песка, биокластического фосфорита, глауконита и флюорита. В аргиллитах изредка встречаются желваки и зерна фосфорита	11,6
<i>F</i> ₂ . Песчаники светло-бурые тонкозернистые, кварцевые внизу доломитистые, вверху известковистые, косослойные, слабо фосфатные, с глауконитом и прослоями доломита и песчанистого известняка	5,7
<i>C</i> ₂ . Доломиты желтовато-серые толстослойные или массивные, внизу иверху с примесью тонкого кварцевого песка (язык Франсон формации Парк-Сити)	10,4

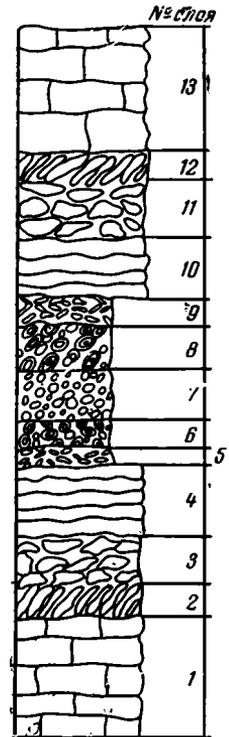
F_1^2 . Песчаники светло-бурые, тонкозернистые, кварцевые, косослоистые, кремнистые, в середине и внизу пласта доломитистые. Нижняя половина пласта содержит примесь биокластического фосфорита	6,5
C_{1e} . Кремень светло-серый, местами переполнен спиккулами губок, содержит желваки кристаллического кальцита	0,9
F_1 Песчаники светло-серые, кварцевые, внизу средне-, сверху тонкозернистые, с глауконитом и биокластическим фосфоритом, в середине с прослоем темно-серого тонкослоистого кремня	4,2
C_{1a} Кремнистая порода	3
B Аргиллиты черные с прослоями черных фосфоритов и кремнистых пород	10
AB Нижняя кремнистая пачка	3,3
Общая мощность формации Фосфория	56

На основании этого и других аналогичных разрезов Р. П. Шелдон изобразил кривые трансгрессии и регрессии моря Фосфория. На приведенной кривой, взятой из работы Р. П. Шелдона (см. фиг. 17), видно два максимума трансгрессии и два максимума регрессии. Они отражают два



Фиг. 17 Циклы накопления осадков формации Фосфория: А — по Мак-Келви (McKelvey a. oth., 1959); В — по Р. П. Шелдону (Sheldon, 1963)

1 — кремнистые породы; 2 — фосфориты; 3 — аргиллиты; 4 — доломиты; 5 — песчаники; 6 — доломитовые мергели; 7 — песчанистые доломиты; 8 — песчанистые кремнистые породы; 9 — известняки песчанистые и кремнистые; 10 — фосфатные зерна (пеллеты) в других породах. $F_1 - F_3$ — нижний, средний и верхний языки песчаников формации Шедхорн (см. разрез № 47 на фиг. 30 и 31)



Фиг. 18. Идеализированный цикл химических осадков формации Фосфория на северо-западе Вайоминга, по Шелдону (Sheldon, 1957)

цикла седиментации — нижний и верхний. Каждый из них начинается трансгрессией и завершается регрессией моря.

В действительности циклы накопления осадков формации Фосфория, вероятно, были более сложными. В частности, грубозернистые и биокластические фосфориты в слоях D , F_2 , F_1 указывают на движение воды, скорее всего в результате обмеления бассейна.

Для нижней фосфоритовой пачки на северо-западе Вайоминга Р. П. Шелдон (Sheldon, 1957) изобразил особенно яркий цикл седиментации (фиг. 18). В основании цикла залегают карбонатные породы светлые, массивные, обычно с остатками брахиопод, мшанок и других окаменелостей, с глауконитом и прослоями песчаника (слой 1). Выше идут кремни, столбчатые, желваковые, заключенные в карбонатной массе, и пластовые (слои 2—4). Все эти типы кремней ассоциируются с песчаниками. Затем следуют фосфориты, сначала светлые органогенные или биокластические песчаные, сложенные чешуей и зубами рыб и раковинами фосфатных брахиопод, потом темно-серые оолитовые и зернистые, плохо сортированные, слоистые, сопровождающиеся пиритовым алевролитом и реже песчаником, и, наконец, черные пеллетовые, хорошо сортированные, тоже с пиритовым алевролитом (слои 5—7). Далее, как в зеркале, происходит повторение набора слоев — фосфориты пеллетовые, оолитовозернистые, органогенные, кремни пластовые, желваковые и столбчатые (слои 8—12). Завершается цикл карбонатными породами (слой 13).

Шелдон сам отмечает, что такие совершенные циклы им не наблюдались и являются идеализированными. Кремнистые и карбонатные фазы (слои) цикла обычно переслаиваются между собой, а органогенный фосфорит во многих местах содержит прослой кремня. Обычно одна или несколько фаз отсутствуют, особенно фазы между нижними карбонатными породами и нижним органогенным фосфоритом. Нередко среди фосфоритов проходят слои карбонатных пород. Но эти породы черные, бедны окаменелостями, чем существенно отличаются от светлых пород начала и конца цикла. Песчаники часто встречаются среди карбонатных и кремнистых пород, а аргиллиты — среди фосфоритов и пластовых кремней.

Фосфоритовая часть цикла Р. П. Шелдона напоминает строение нижней фосфоритовой пачки в Коол-Каньоне, если из нее исключить карбонатные и силикатные породы.

Средняя часть цикла нижней фосфоритовой пачки на юго-востоке Айдахо обычно представлена черным доломитовым мергелем (Фолл-Крик, Коол-Каньон, гряда Хобак) или аргиллитом с примесью доломита (Биг-Крик).

На окраинах области Фосфория цикличность этой пачки плохо выражена или отсутствует. В гряде Хобак верхняя фосфоритовая пачка по своему циклическому строению похожа на нижнюю, но большей частью цикличность в ней не наблюдается или не описана. Фосфоритовый слой бывает иногда один и приурочен чаще к нижней, редко к средней части пачки. Как и в нижней фосфоритовой пачке, здесь также главным является фосфоритовый слой, образовавшийся в начале цикла.

ЗАПАСЫ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФОСФОРИТОВ

В разрезе палеозоя западных штатов США самый нижний фосфоритовый слой приурочен к верхней части формации Известняк Медисон Миссисипской системы (нижний карбон). Мощность этого слоя равна 0,3—0,5 см, цвет его черный, сложение крупнозернистое.

Тоже небольшой слой фосфорита, но в виде сланца, залегает выше, в основании формации Известняк Бразер (нижний карбон) на севере центральной части Юты.

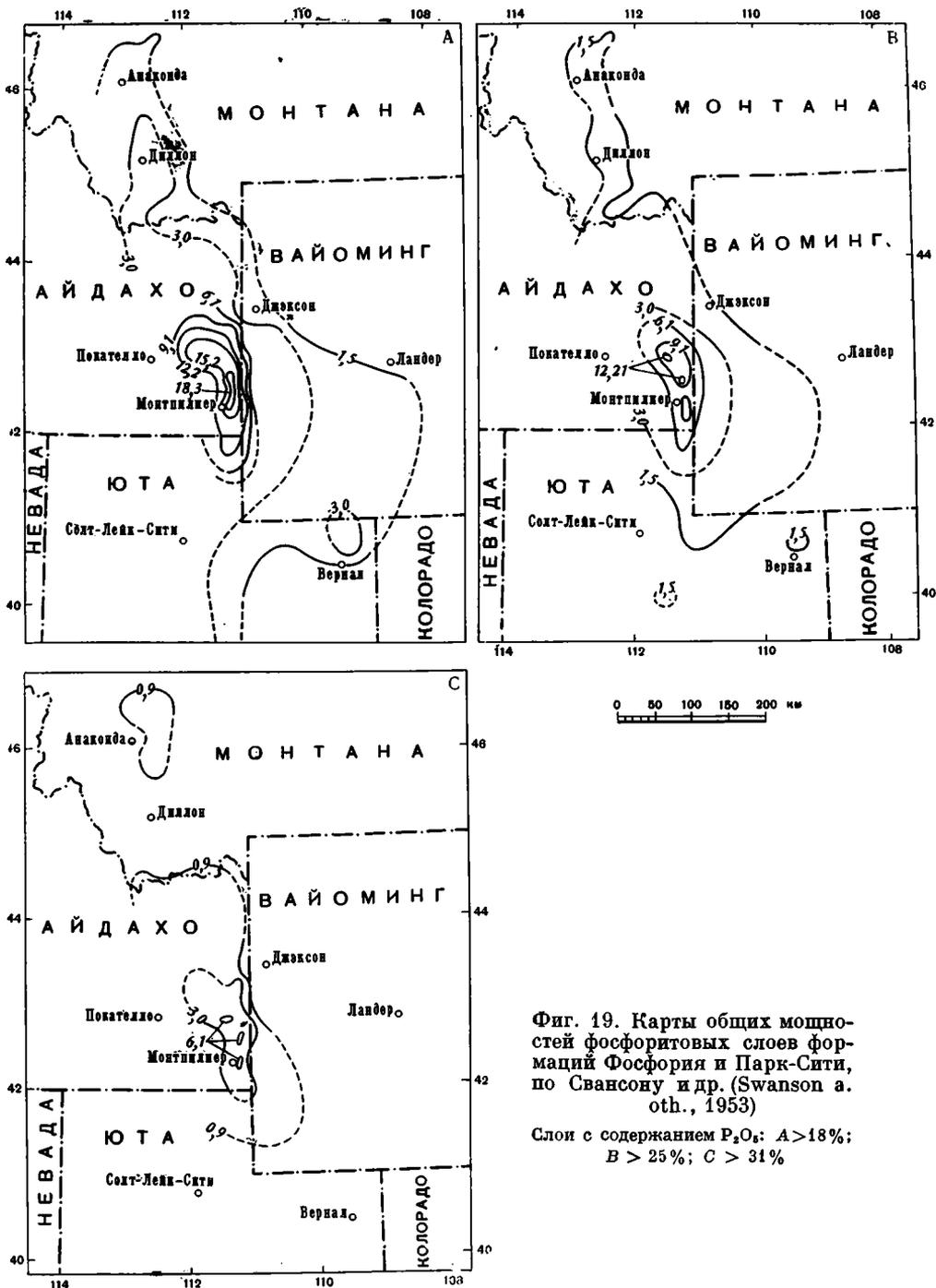
Прослой кремнистого фосфорита указывается в кровле нижней пачки формации Уэлс, в нижней части Пенсильванской системы (верхний карбон).

Изредка желваки или гальки фосфорита встречаются в основании аргиллитов формации Динвуди нижнего триаса.

Главная масса фосфоритов сосредоточена в формации Фосфория и частью в формациях Парк-Сити и Шедхорн пермской системы (корреляция их см. в табл. 1). Фосфоритоносная площадь этих формаций составляет область Фосфория. В пределах этой области в пермское время существовало море, или морской бассейн Фосфория, в котором происходило отложение фосфоритов.

Размещение фосфоритов в области Фосфория изображено на трех картах (фиг. 19). Изолинии показывают суммарную мощность всех фосфоритовых слоев обеих фосфоритовых пачек. По содержанию P_2O_5 фосфоритовые слои разделены на три группы: 1) $> 18\%$; 2) $> 25\%$ и 3) $> 31\%$. Первая группа самая большая, распространение ее очень широкое (фиг. 19, А). Мощность фосфоритовых слоев этой группы на юго-востоке Айдахо достигает 22 м. Длина бассейна с фосфоритовыми слоями мощностью $> 1,5$ м превышает 700 км, а ширина, вероятно, больше 300 км. Распространение остальных двух групп фосфоритовых слоев менее широкое (фиг. 19, В и 19, С). Площадь распространения фосфоритовых слоев с содержанием $P_2O_5 > 25\%$ и общей мощностью > 3 м имеет длину около 230 км и ширину около 130 км. Сравнивая между собой карты на фиг. 19, нетрудно заметить две тенденции накопления фосфоритов: 1) возрастание мощностей фосфоритовых слоев, как бедных, так и богатых, идет в одном направлении — к юго-востоку Айдахо; в этом же направлении улучшается и качество фосфоритов. Вблизи г. Монтпилиер, где фосфоритовые слои наиболее мощные, они и наиболее богатые.

Главный максимум накопления фосфоритов находится на юго-востоке Айдахо. Он обусловлен развитием нижней фосфоритовой пачки (см. фиг. 4 и 5). На картах (см. фиг. 19) видно еще два небольших максимума. Один из них находится на севере области Фосфория вблизи городов Анаконда и Диллон, другой на юге, у г. Вернал. Северный максимум обусловлен развитием верхней, а южный — нижней фосфоритовой пачки. У восточной

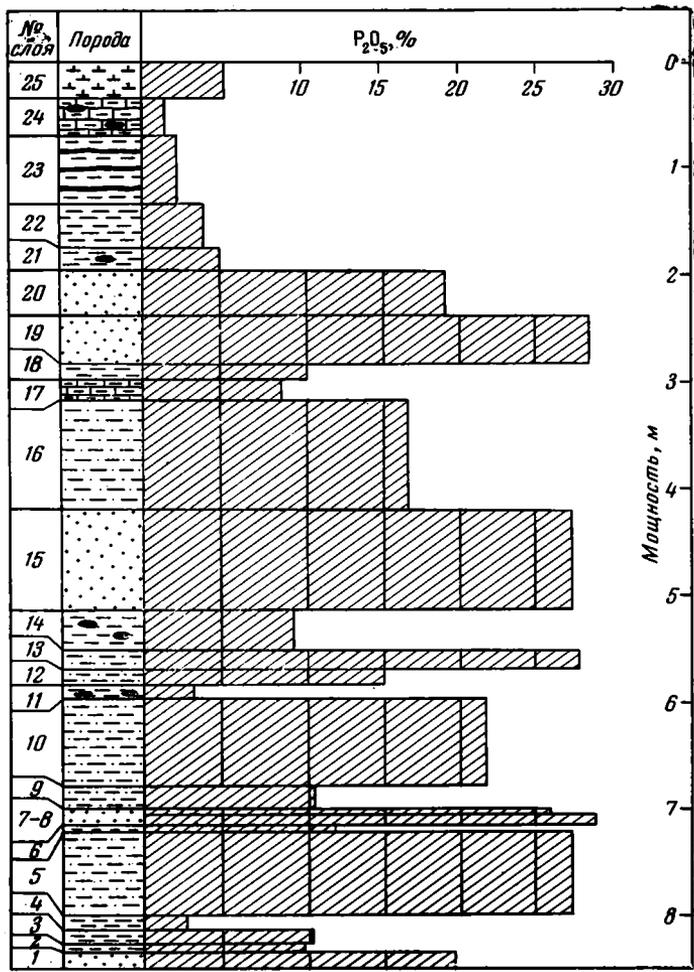


Фиг. 19. Карты общих мощностей фосфоритовых слоев формаций Фосфория и Парк-Сити, по Свансону и др. (Swanson a. oth., 1953)

Слой с содержанием P_2O_5 : A > 18%;
B > 25%; C > 31%

границы области Фосфория вблизи г. Ландер фосфориты верхней фосфоритовой пачки преобладают над нижней.

На севере области Фосфория в Монтане нижняя фосфоритовая пачка содержит бедные фосфоритовые слои. Верхняя фосфоритовая пачка в этом районе имеет один максимум накопления фосфата у Ворм-Спринг-Крик. Фосфорит здесь темно-серый тонкослоистый мелкопеллетовый. Мощность пласта равна 2 м, содержание P_2O_5 27%, U 0,01%.



Фиг. 20. Геологическая колонка и диаграмма содержания P₂O₅ в слоях части формации Парк-Сити вблизи г. Вернал, по Кинни (Kinney, 1955)

Запасы P₂O₅ в области формации Фосфория подсчитаны в размере $1,7 \cdot 10^{12}$ т, или 1700 млрд. т (McKelvey, Swanson а. Sheldon, 1953). Эти цифры получены путем умножения 500 футопроцентов P₂O₅ на площади 135 000 кв. миль.

Конечно, исходные данные для подсчета запасов фосфора, отложившегося в бассейне Фосфория, нуждаются в существенном уточнении. Нам представляется, что возможен и такой подсчет: площадь бассейна длиной 700 км и шириной 300 км приблизительно равна 200 000 км². На этой площади (в среднем для области Фосфория) отложился пласт фосфорита мощностью 5 м, со средним содержанием P₂O₅ 20% и объемным весом породы 3,0 г/см³, т. е. на каждом квадратном метре отложилось 3 т P₂O₅. Площадь бассейна равна 200 млрд. м², а общее количество отложившегося P₂O₅ равно 600 млрд. т. Эта величина в три раза меньше величины, приведенной указанными авторами, но, возможно, что и она завышена.

Для сравнения можно указать, что в бассейне Каратау первоначально отложилось P₂O₅ около 250 млрд. т (Бушинский, 1966а). Следовательно, по количеству фосфора формация Фосфория представляет самый крупный фосфоритоносный бассейн мира.

По вертикали разреза формации Фосфория фосфоритовые слои группируются в две пачки — нижнюю и верхнюю (см. фиг. 3—5). Между собой они имеют некоторые общие черты. Нижняя пачка сравнительно большая, ее мощность равна 20—60 м. Она развита преимущественно на юго-востоке Айдахо. Полный ее разрез изучен в каньоне Трейл (см. разрез № 7 на фиг. 5). Здесь она начинается нижним маркирующим фосфоритовым слоем мощностью 0,1—0,3 м. В этом слое много обломков раковин брахиопод и члеников криноидей, более или менее окатанных и фосфатизованных. Характерно также обилие фосфатных оолитов и крупных фосфатных зерен. Выше, отделяясь небольшим слоем аргиллита, залегают один-два промышленных пласта пеллетового фосфорита мощностью до 6 м каждый и с содержанием P_2O_5 до 33%. Далее вверх начинают преобладать глинистые сланцы (аргиллиты и алевролиты), доломитовые и кальцитовые мергели с содержанием P_2O_5 3—5%, редко до 10—12%. Фосфат в этих породах находится так же в форме пеллетов, либо рассеянных, либо собранных в небольшие линзы и прослойки. Затем снова возрастает количество фосфоритов и цикл завершается пластом оолитового фосфорита (см. фиг. 6, слой 97) с крупными фосфатными пеллетами и слоем аргиллита с прослоями фосфорита.

Верхняя фосфоритовая пачка наиболее полно развита в юго-западной Монтане (Cressman, Swanson, 1964). Мощность ее здесь варьирует от 5 до 30 м. Она сложена аргиллитами с прослоями доломитовых мергелей, кремнистых пород и фосфоритов. Фосфатные пеллеты рассеяны во всех слоях пачки, но промышленные слои фосфорита расположены то в нижней, то в средней, то в верхней ее частях. Мощность слоев фосфорита с содержанием P_2O_5 выше 30% редко достигает 1—2 м.

Южная граница распространения фосфоритов не установлена. На юге области Фосфория в ущелье Бруш-Крик вблизи г. Вернал имеется изолированный максимум накопления фосфоритов. Фосфоритовая пачка здесь имеет следующее строение (фиг. 20).

№ слоя	Мощность, м	
1.	Фосфориты серые пеллетовые, с оолитами и желваками фосфорита	0,15
2—4.	Аргиллиты зеленовато-серые, с мелкими фосфатными оолитами и прослоем доломита	0,33
5—10.	Фосфориты зеленовато-серые мелкооолитовые, в слое 8 с крупными фосфатными зернами	1,97
11—14.	Аргиллиты зеленовато-серые, с кремнями. В середине пласта проходит два прослоя мелкооолитового фосфорита	0,82
15.	Фосфорит светло-зеленый, от тонко- до среднезернистого	0,64
16.	Фосфорит зеленовато-серый, рыхлый, с мелкими пеллециподами и гастроподами	1,04
17—18.	Известняки глинистые и аргиллиты с фосфатными оолитами и остатками гастропод и остракод	0,33
19—20.	Фосфориты светло-зеленые, внизу крупно-, сверху мелкооолитовые, с обилием гастропод и остракод	0,86
21—25.	Аргиллиты зеленовато-серые известковистые, внизу кремнистые (слой 21), в середине (слой 23) с линзочками серого кремня, сверху с прослоем кремнистого доломита. Встречаются мелкие оолиты и остатки гастропод	2,00
	Мощность всей пачки	8,50

Эта пачка залегают в основании формации Парк-Сити и является языком нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория (см. фиг. 4, разрез 16). В этом разрезе интересно отметить присутствие большого количества органических остатков — мелких пеллеципод, гастропод и остракод как в фосфоритах, так и в сопровождающих их слоях. Все эти органические остатки фосфатизованы. Фосфатные оолиты в приведенном разрезе, по-видимому, представляют собой зерна без коцентров. Кинни (Kinney, 1955) сам оговаривается, что настоящие фосфатные оолиты в районе г. Вернал весьма редки. Фосфориты сопровождаются прослоями доломитового и реже известкового мергеля.

Послойный химический состав части нижней фосфоритовой пачки в ущелье
Бруш-Крик вблизи г. Вернал, %
По Кинни (Kinney, 1955)

№ слоя	Мощность, м	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	V ₂ O ₅	П. п. п.	Нерастворимый остаток	Вскипание от HCl
25	0,30	5,5	7,9	2,82	0,014	17,1	43,6	Слабое
24	0,40	1,5	2,1	2,67	0,008	25,3	38,7	Среднее
23	0,66	2,5	4,4	3,40	0,004	17,3	49,8	Сильное
22	0,43	4,1	6,8	2,45	0,014	12,7	56,6	Слабое
21	0,21	5,4	1,8	1,94	0,005	27,0	24,2	»
20	0,40	19,1	2,5	1,28	0,011	15,5	14,6	Сильное
19	0,46	28,3	1,8	1,14	0,008	9,4	14,1	»
18	0,15	10,6	3,9	1,47	0,013	23,0	20,8	Слабое
17	0,18	8,6	2,9	2,16	0,008	26,6	16,9	Среднее
16	1,04	16,9	4,5	2,05	0,021	8,0	34,4	Сильное
15	0,94	27,2	2,3	1,17	0,009	7,7	12,5	Среднее
14	0,40	9,4	3,5	3,33	0,009	7,1	54,5	Слабое
13	0,15	27,7	3,2	1,46	0,009	6,1	13,5	Сильное
12	0,15	15,1	7,0	3,14	0,014	7,8	37,6	Не опр.
11	0,12	3,1	2,2	2,96	0,007	24,7	35,4	Слабое
10	0,81	22,0	2,1	2,05	0,014	7,0	23,5	»
9	0,24	10,3	8,6	3,11	0,025	6,6	54,2	Не опр.
8	0,01	25,9	2,4	6,91	0,008	7,2	15,2	»
7	0,09	28,5	2,2	2,09	0,008	5,6	13,8	Среднее
6	0,01	12,0	10,9	3,51	0,035	6,4	51,1	Не опр.
5	0,81	27,3	2,0	1,53	0,011	5,9	18,0	Среднее
4	0,15	2,8	2,8	1,74	0,011	37,4	11,1	»
3	0,12	10,6	14,1	4,94	0,032	10,2	41,7	Не опр.
2	0,06	10,2	14,8	5,41	0,066	12,7	38,8	»
1	0,15	20,0	1,9	2,38	0,018	2,4	41,9	»

Примечание. Полный анализ фосфорита из слоя 5 приведен в табл. 3, обр. 7.

Химический состав приведенного разреза (табл. 10) показывает присутствие в нем фосфоритовых слоев среднего качества. В нижних слоях фосфорита содержится много железа — до 6,91% Fe₂O₃. Ванадий тяготеет к тонким слойкам бедного фосфорита или фосфатсодержащего аргиллита. Нерастворимого остатка много почти во всех слоях разреза. Богатых фосфоритов или чистых карбонатных пород нет. По величине потери при прокаливании и по вскипанию от HCl можно судить о присутствии кальцита или доломита. Доломит в разрезе, по-видимому, преобладает над кальцитом.

Как видно, изменение мощности и качества фосфоритовых пластов от максимума фосфатонакопления в сторону выклинивания происходит неравномерно.

Запасы фосфоритов и урана подсчитаны в Монтане (Swanson, 1960), Вайоминге и частью в Юте (Sheldon, 1963). При этом учитывались фосфоритовые пласты мощностью > 1 м, содержащие P₂O₅ > 18%, > 24% и > 31%. В Монтане запасы подсчитаны до глубины 33 м ниже уровня речных долин, в Вайоминге и Юте до уровня речных долин и отдельно от этого уровня до глубины 300 м и от 300 до 1500 м. В Вайоминге подсчет запасов произведен в пределах горных гряд Винд-Ривер, Грос-Вентре, Тетон, Хобак и Вайоминг, а в Юте — в Карибу, Снейк-Ривер и Биг-Хорн. Общие запасы фосфоритов для этих трех штатов представлены в табл. 11.

Общий запас фосфоритов с содержанием $P_2O_5 > 18\%$ в трех штатах равен округленно 28 млрд. т.

Запасы урана равны 420 000 т в фосфоритах Монтаны, содержащих $P_2O_5 > 24\%$ и $U > 0,0066\%$. В фосфоритах Вайоминга и части Юты, содержащих $P_2O_5 > 24\%$ и $U > 0,005\%$, определен запас урана, равный округленно 4600 т.

Т а б л и ц а 11

Запасы фосфоритов, млн. т

Штат	Пачка фосфоритов	Сорт фосфоритов по содержанию P_2O_5 , %			P_2O_5 среднее
		> 31	> 24	> 18	
Монтана	Верхняя	300	2600	15 400	20,2
	Нижняя	150	3505	7 256	20,0
	Сумма	450	6150	22 656	20,1
Вайоминг Юта	Нижняя	213	1288	4 370	—
	Нижняя	68	328	1 096	—
	Всего	731	7766	28 122	—

Фосфориты высокого качества, содержащие $P_2O_5 > 31\%$, распространены в Монтане, в гряде Грос-Вентре Вайоминга и в гряде Карибу Юты. Размещение урана несколько иное. Наибольшие его запасы определены в Монтане, меньше в горных грядах Вайоминга, Хобак, Грос-Вентре и Карибу.

Государственного стандарта на товарный фосфорит в США не существует. По содержанию P_2O_5 Лоуэлл (Lowell, 1952) вслед за Гарднером выделяет три сорта фосфоритов: высокосортный $> 32\%$; среднесортный — $23-32\%$ и низкосортный — $13,8-23\%$. Фосфориты с содержанием $P_2O_5 > 31,5\%$ идут на приготовление суперфосфата, из фосфоритов с содержанием $P_2O_5 > 24\%$ получают в электропечах элементарный фосфор (з-д у г. Покателло). Из этого фосфора получают фосфорную кислоту. Далее этой кислотой обрабатывают сырой фосфорит и получают воднорастворимый монокальцийфосфат, содержащий P_2O_5 $53-55\%$. Завод вырабатывает около 200 тыс. т этого продукта в год.

Разведка фосфорита производится главным образом канавами (траншеями). Бурение почти не применяется вследствие очень низкого выхода зерна ($30-60\%$). Добыча фосфоритов производится открытым способом. Цена тонны фосфорита с содержанием $P_2O_5 > 24\%$ была в 1963 г. 4,6 доллара.

Обогащение высокосортных фосфоритов путем обжига для удаления органического вещества применяется на руднике Конда. На этом же руднике фосфориты обогащают путем дробления до 1 мм помола на истирателе и затем отмывки глинистых частиц. В результате содержание P_2O_5 в концентрате повышается на 3%. Далее этот концентрат обжигают.

Из фосфоритов рудника Конда (Айдахо) извлекают ванадий методом кислотной переработки. Кроме того, в электропечах получают феррофосфор с содержанием V, Cr, Ni до 1% в сумме.

ПРОДОЛЖЕНИЕ ФОРМАЦИИ ФОСФОРΙΑ И ЕЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЭКВИВАЛЕНТОВ В КАНАДУ И НА АЛЯСКУ

Севернее области Фосфория пермские отложения прослеживаются по простиранию Скалистых гор в Канаду и на Аляску. О строении и распространении их здесь имеются только отрывочные сведения.

В Скалистых горах Канады в провинции Альберта известны маломощные слои фосфоритов (Telfer, 1933). Они залегают среди формации Скалистых гор, которая относится к верхнему карбону и перми (Price, 1962). Мощность ее около 500 м. Она сложена светлыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. Цемент песчаников кальцитовый, доломитовый и кремнистый. Встречаются тонкие прослои глинистых алевролитов. В этих прослоях, а местами и в песчаниках, содержатся повышенные концентрации фосфата. Фосфоритовый пласт приурочен к верхней части формации и ассоциируется с черными алевролитами, алевролитистыми доломитами и черными кремнями. Мощность его 0,3 м, содержание P_2O_5 16—20%, сумма $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ составляет 2,0%. Фосфориты черные, желваковые и оолитовые, с примесью обломков раковин и костей. Изредка встречается флюорит.

Верхнюю часть группы (формации) Скалистых гор Норрис (Norris, 1965) разделяет на две формации: Ишбел и Фантаску. Формация Ишбел сложена темными аргиллитами и алевролитами и соответствует нижней фосфоритовой пачке формации Фосфория. Вышележащая формация Фантаску представлена кремнистыми породами и соответствует пачке межрудных кремней.

Фосфоритовые песчаники, желваковые и оолитовые фосфориты известны также в пограничных слоях триаса и юры (Roeder, 1967).

На северной Аляске фосфориты найдены в 1948 г. (Patton, Matzko, 1959). Они приурочены к двум стратиграфическим горизонтам — к группе Лисбурн Миссисипской системы и к формации Шублик триаса. Залегающая между этими горизонтами формация Сиксикпук сложена красными и зелеными сланцами, алевролитами и кремнистыми породами. Предположительно она относится к пермской системе. Фосфориты распространены у северо-восточного и южного подножий хребта Брукса в пределах 68—70° с. ш. и 144—160° з. д.

Район сложен породами всех систем — от девонской до меловой. Девонские и более древние отложения представлены конгломератами, кварцитами, сланцами и известняками. Вышележащие породы на востоке и на западе района несколько различны.

У северо-восточного подножия хребта Брукса Миссисипская система делится на две части — нижнюю — сланцы Кайяк и верхнюю — группа Лисбурн. Нижнюю часть системы, помимо черных сланцев, слагают конгломераты, кварциты и известняки.

Группа Лисбурн в основном сложена бурыми и серыми биокластическими известняками. Среди них встречаются прослой серых кристаллических доломитов и темно-серых мергелей. В известняках часто встречаются черные кремни и обломки раковин брахиопод, гастропод, трилобитов и остатки кораллов, мшанок и криноидей. Мощность группы Лисбурн равна 600—700 м. В верхней ее части залегает фосфоритоносная пачка черных аргиллитов около 20 м мощностью. Она покрывается пачкой черных кремнистых пород и аргиллитов с обилием гониатитов и брахиопод. Мощность этой пачки 50—150 м.

Формация Сиксикпук пермской (?) системы сложена пестрыми аргиллитами и алевролитами, частью кремнистыми, известковистыми и железистыми. Преобладают ярко-желтые породы, реже встречаются зеленые, серые и темно-красные. Мощность формации около 100 м.

Формация Шублик триасовой системы сложена преимущественно черными углистыми аргиллитами, кремнями и известняками. Мощность ее около 300 м.

Юрская система представлена зеленовато-серыми граувакками, темно-серыми и пестрыми аргиллитами и алевролитами. Мощность ее до 500 м.

Фосфоритоносная пачка группы Лисбурн обнажается в бассейне рек Верхний Куруктагак и Тиглюкпук в средней части хр. Брукса. Она сложена темно-серыми и черными аргиллитами и фосфоритами. Те и другие породы содержат прослой темно-серых известняков с обильной фауной. Встречаются конкреции кремня. Мощность пачки равна 10—15 м, мощность верхнего фосфоритового слоя с содержанием P_2O_5 13—23% равна 3—5 м. В этом слое содержание U равно 0,007—0,010%, V_2O_5 0,5%. Аргиллиты содержат P_2O_5 3—5%; U 0,001—0,006%; V_2O_5 0,1%.

Фосфориты темно-серые и черные, при выветривании становятся светло-серыми или бурыми и обычно покрыты характерным синевато-белым налетом. Окраска пеллетов черная, вследствие обилия органического вещества. Структура фосфоритов обычно пеллетовая. Размеры пеллетов 0,1—2 мм, редко до 10 мм. Форма большинства пеллетов эллиптическая, длинная ось эллипсоидов параллельна плоскости напластования. Встречаются обломки пеллетов. В шлифах все фосфатные пеллеты без ядер, некоторые имеют фосфатную оболочку из чередующихся светлых и темных слоев. Встречаются жилки кальцита, лилового и бесцветного флюорита.

Рентгеновский анализ пеллетов показал их принадлежность к фторкарбонатапатиту. Все образцы фосфорита содержат примесь кальцита, доломита, флюорита, кварца. Кальцит присутствует как вторичный крупнокристаллический минерал или в виде мелких зерен, выполняющих поры или замещающих фосфатные пеллеты. Флюорит в жилках ассоциируется с органическим веществом. Зерна кварца мелкие округлые и полуокатанные, рассеяны в фосфатных пеллетах и между ними.

Спектральные анализы фосфоритов показывают повышенные содержания (0,01—0,1%) в них V, Cr, Ni, Cu, Mo, Y, Zn, Ba, Sr, B, редко La, Co. В количестве 0,01—0,001% присутствуют Pb, Sn, Ag, Ga, Mn, Zr, Yb, Sc.

Как видно, фосфориты группы Лисбурн очень сходны с фосфоритами формации Фосфория.

В триасовой формации Шублик среди черных известняков, аргиллитов и песчаников встречаются фосфоритовые желваки с содержанием P_2O_5 10—15% и U 0,001—0,004%.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАСЕЙНА ФОСФОРΙΑ

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Е. В. Орлова (1951, стр. 172), пожалуй, первая проанализировала общие черты обстановок двух крупнейших фосфоритоносных бассейнов мира — пермского бассейна Скалистых гор и сенон-палеогенового бассейна Северной Африки. Она заметила, что одновременно с фосфоритами, но в соседних с ними районах, отлагались красноцветные гипсоносные и гипсо-соленосные толщи. Этот факт послужил ей основанием для вывода о том, что суша, ограничивавшая эти два бассейна, была равнинная и характеризовалась жарким засушливым климатом.

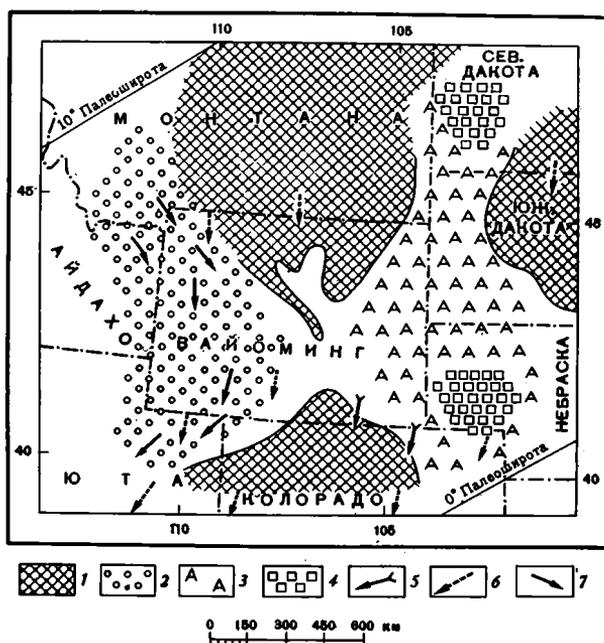
По Н. С. Шатскому (1955), желваковые фосфориты образовались в теплых морях, температура воды которых у поверхности была, по-видимому, больше $+15^{\circ}\text{C}$. Зернистые фосфориты (Северная Африка, Таджикистан) образовались в бассейнах жаркой экваториальной зоны с температурой у поверхности обычно превышающей $+25^{\circ}$. Источник фосфора для фосфоритов этих двух типов был экзогенный. Фосфориты отлагались в полосах сильных морских течений, при крайне замедленной, порой отрицательной, седиментации. Геосинклинальные фосфориты Скалистых гор и Каратау отлагались, по его мнению, в иных условиях. Источник фосфора и кремнезема для них также был иной — эндогенный, из недр Земли. Вероятно, поэтому Н. С. Шатский и не выказал никаких соображений относительно климатических условий образования этих фосфоритов.

Составив палеоклиматические карты мира и нанеся на них месторождения фосфоритов, Н. М. Страхов (1960) установил, что пластовые фосфориты Скалистых гор, Северной Африки и Каратау отлагались в слабо минерализованных водоемах аридных зон. Он усматривал две причины этого явления. Первая причина состоит, по его мнению, в том, что в аридных зонах морские воды несколько более минерализованы и несомненно насыщены и даже слегка пересыщены растворенными фосфатами вследствие постоянного удаления воды испарением. Второй причиной является свойственное аридному климату необычайное постоянство и сила пассатных ветров, вызывающие достаточно устойчивые (постоянные) и сильные глубинные течения. Такими течениями, как полагает Н. М. Страхов (1962), принимающий гипотезу А. В. Казакова, растворенные фосфаты выносятся из глубин морей на шельфы континентов, где и осаждаются.

Р. П. Шелдон (Sheldon, 1964) составил карту распространения пермских фосфоритов, гипсо-ангидритовых и соленосных отложений США, с указанием направлений ветров и морских течений (фиг. 21). Ветры дули с севера на юг, что установлено на основании косой слоистости золотых песчаников. Предполагаемые морские течения шли тоже в южном направлении, несколько изгибаясь вдоль берега.

Следует заметить, что во время отложения нижней фосфоритовой пачки терригенный материал распространялся от устья палеореки Шедхорн (се-

веро-запад Вайоминга) к юго-западу нормально — сначала отлагались пески, далее алевролиты и затем глины. Распределение этих осадков происходило вкрест направления предполагаемого течения, изображенного Шелдоном, т. е. течение на эти осадки не влияло. Скорее всего, что такого течения не было.



Фиг. 21. Палеогеографическая карта пермских бассейнов на северо-западе США; по Шелдону (Sheldon, 1964)

1 — суша; 2 — фосфориты открытого океана; 3 — гипсы и ангидриты; 4 — галит; 5 — направление ветра, установленное на основании косой слоистости эоловых песчаников; 6 — направление ветра, предполагаемое; 7 — направление океанического течения, предполагаемое. Линии палеоширот проведены по палеомагнитным данным

Рассматривая климатические условия образования фосфоритов других областей мира, главным образом по палеомагнитным данным, Шелдон пришел к выводу, что фосфориты отлагались в теплых морях, в пределах между параллелями 40° ю. и с. ш.

Соленость моря Фосфория в юго-западной Монтане, по мнению Крессмана и Свансона (Cressman, Swanson, 1964), менялась. Во время отложения нижних и межрудных доломитов она была выше нормальной морской ($> 3,4\%$), а осаждение фосфоритов, глин и кремнистых пород происходило при пониженной солености.

По мнению Ч. Кэмпбелла (Campbell, 1962), климат в бассейне Биг-Хорн на севере Вайоминга был полуаридный.

Для выяснения климатических условий существования моря Фосфория и отложения фосфоритов необходимо прежде всего использовать литологические данные об осадках этого бассейна и окружающих его районов. Присутствие гипса, ангидрида и галита в пермских осадках ближайших районов к востоку от области Фосфория указывает на сухой и жаркий климат. Красноцветы формации Гуз-Эгг, которые фациально переходят в сероцветную формацию Фосфория, подтверждают только что сделанный вывод. Доломиты формации Фосфория, вероятно, относятся к пятнистому или диагенетическому типу доломитов. Такие доломиты отлагались в самой начальной стадии осолонения морской воды.

На востоке бассейна Фосфория в районе полного выклинивания фосфоритов появляются включения гипса. Вероятно, соленость здесь была более высокая.

На севере бассейна, где впадала палеорека Шедхорн и отлагались пески и спонголиты, море было опресненное.

В районе максимального фосфатонакопления на юго-востоке Айдахо соленость моря Фосфория, вероятно, была близка к нормальной. Во время

отложения богатых фосфоритов, аргиллитов и кремнистых пород происходило отклонение солености моря в сторону опреснения, а при накоплении доломитов — в сторону осолонения. Очевидно, влияние сухого климата временами сказывалось и здесь.

Однако удовлетворительного объяснения связи образования богатых фосфоритов с условиями сухого климата пока не найдено. Вероятно, существенное значение имеет слабый приток засорявшего фосфориты терригенного материала с ближайшей суши, где было мало дождей. Следует принять во внимание также сильное прогревание воды мелкого моря палящим солнцем пустыни. В условиях повышенной температуры отмершее органическое вещество разлагалось и освобождало свой фосфор относительно быстро. Та часть фосфора, которая освобождалась в морской воде, снова поступала в биогенный круговорот, а другая его часть, освобождавшаяся в илу на дне моря, пересыщала иловый раствор. Далее, из этого раствора происходило непосредственное осаждение фосфата и фосфатизация кальцитовых скелетов организмов и копрогенного материала.

Возможно также, что бассейн Фосфория представлял и гидрологическую ловушку для фосфора. Такой ловушкой является Черное море. Его поверхностные бедные фосфором воды через пролив Босфор стекают в Мраморное море, а из глубин этого моря противотечение приносит воды более соленые и относительно богатые фосфором. В противоположность Черному Средиземное море очень бедно фосфатами. В него через Гибралтарский пролив вливаются малофосфатные поверхностные воды Атлантического океана, а в этот океан глубинное противотечение уносит воды с повышенным содержанием фосфатов. Таким образом, опресняющееся Черное море обогащается растворенными фосфатами, а осолоняющееся Средиземное море обедняется ими.

Следовательно, чередование этапов опреснения и осолонения бассейна в течение геологического времени могло приводить к чередованию накопления фосфоритовых и бесфосфоритовых слоев. Связь образования фосфоритовых пачек с этапами опреснения отмечалась американскими геологами (Cressman and Swanson, 1964), но без объяснения причин.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Интенсивная складчатость Скалистых гор позволила многим авторам относить их к геосинклинали. По М. Кэю (1955), западная часть бассейна Фосфория была расположена в миогеосинклинали, а восточная — на платформе. По его терминологии миогеосинклиналь — это относительно быстро прогибающаяся длинная и узкая структура без проявлений вулканизма. Однако даже западная часть бассейна Фосфория не отличалась быстрым прогибанием, мощность пермских отложений в ней едва достигает 400 м.

На тектонической карте перми, составленной А. Ирдли (1954), бассейн Фосфория относится к области, покрытой маломощными осадками. Эта область обнимает значительную часть Северо-Американской платформы.

Советские геологи А. В. Казаков (1939) и Е. В. Орлова (1951) приписывали бассейну Фосфория геосинклинальный режим. Сложные формы складок и разрывные нарушения слоев формации Фосфория, изображенные на фиг. 22 и широко распространенные в других районах области, как бы подтверждали эту точку зрения.

На карте области Фосфория, составленной Свансоном и др. (Swanson a. oth., 1953), граница между миогеосинклинальной зоной и платформой проведена по фаціальным признакам (см. фиг. 5). К миогеосинклинальной зоне или фации эти авторы отнесли районы, в которых преобладают кремнистые, глинистые и фосфатные породы. Платформенная фация, по их мнению, простиралась в районах с преобладанием карбонатных пород и песчаников, с небольшим количеством фосфоритов. С этими же идеями со-

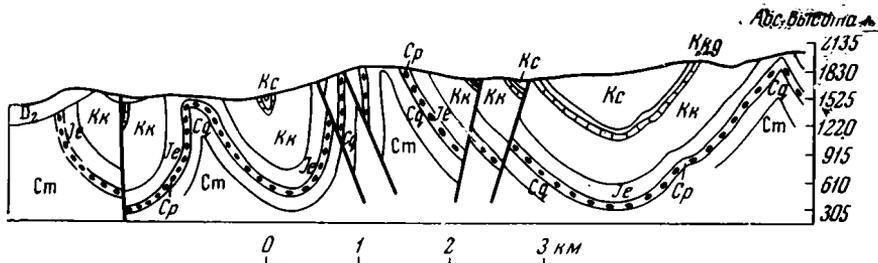
глашается и Шелдон (Sheldon, 1963). Мощность пермских отложений на платформе варьирует от 30 до 120 м.

Н. С. Шатский (1955) определил бассейн Фосфория как «миogeосинклиналь», как внешний прогиб геосинклинальной области. По его мнению, фосфориты образовались в начальную и зрелую стадии геосинклинального развития.

Северная часть бассейна Фосфория в пределах юго-запада Монтаны в течение большей части палеозойского времени представляла, по мнению Крессмана и Свансона (Cressman, Swanson, 1964), полустабильный шельф платформы. Этот шельф был отделен от геосинклинали Скалистых гор центрального Айдахо периодическим поднимавшимся шарниром (флексурой), перемещавшимся между горами Тендрай и грядой Лемхи. На былое существование этого шарнира или поднятий на северо-западе области Фосфория указывает уменьшение мощностей пермских отложений к северо-западу и эпизодический принос оттуда песчаного терригенного материала. Этот материал заметно поступал во время отложения кремнистых и доломитовых пород, но в моменты, когда отлагались фосфоритовые пачки, его принос ослабевал или отсутствовал. Восточнее г. Бьют простиралась собственно платформа.

Крессман (Cressman, 1964) в согласии с Кэем (1955) относит район горы Сноудрифт (максимального накопления фосфоритов) к геосинклинали. Он делит геосинклинальную фазу на два этапа: 1) от кембрия до триаса (включая ранний триас) и 2) от триаса и позднее. В течение первого этапа этот район представлял восточный фланг Кордильерской геосинклинали. Терригенный материал поступал сюда с платформы, расположенной на востоке. Начиная с позднего триаса или ранней юры источником большей части терригенного материала были поднятия, находившиеся на западе в геосинклинальной зоне. Следовательно, район горы Сноудрифт в течение второго этапа представлял экзогеосинклиналь.

На тектонической карте США, составленной Ю. А. Косыгиным (1956), показано, что область, где находится формация Фосфория, представляет платформу, переработанную мезозойскими движениями.



Фиг. 22. Геологический профиль через месторождение Дуглас в Монтане, по Парде (Pardee, 1936)

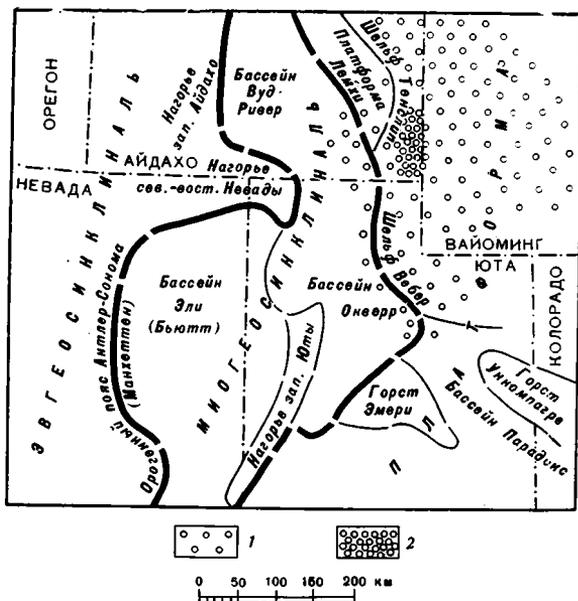
Kc — формация Колорадо (C₂); Kkg — известняки с гастроподами (C₁); Kk — формация Кутеная (C₁); Je — формация Эллис (J₃); Cp — формация Фосфория; Cq — формация Квадрант; Cm — известняки Медисон (Миссисипий); D₂ — известняк Джеферсон

О тектоническом положении бассейна Фосфория можно также судить по палеотектонической карте Большого Бассейна (Bissell, 1962). На ней показан ряд тектонических структур, простирающихся и в бассейн Фосфория (фиг. 23). Район максимального фосфатонакопления на юго-востоке Айдахо и прилегающий к нему с запада прогиб Сублетт называются шельфом Тенслин. К югу он переходит в шельф Вебер. Западнее шельфа Тенслин располагается платформа или плоское поднятие Лемхи. Песчаные доломиты пермского возраста в горной гряде того же названия указывают на существование платформы Лемхи и в пермское время.

К западу от платформы Лемхи и шельфа Вебер находятся пермские миогеосинклинальные бассейны Вуд-Ривер, Окверр и Эли. Пермские отложения в этих бассейнах представлены известняками, доломитами, мергелями и песчаниками общей мощностью 2000—3000 м. Количество терригенного материала в пермских отложениях резко возрастает в западных частях бассейнов, прилегающих к орогенному поясу Антлер-Сонома и нагорьям северо-восточной Невады и Западного Айдахо.

Фиг. 23. Палеотектоническая карта Большого Бассейна и юго-западной части бассейна Фосфория в течение карбона и перми, по Бисселу (Bissel, 1962)

1 — бассейн Фосфория; 2 — район максимального накопления фосфоритов

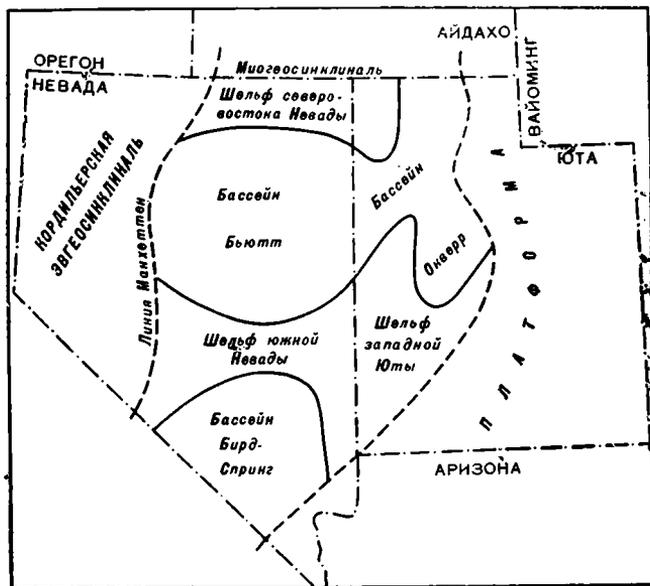


Следовательно, краевой прогиб платформы, или миогеосинклиналь, располагался в пермское время на месте бассейнов Вуд-Ривер, Окверр и Эли. Бассейн Фосфория находился западнее платформенного поднятия Лемхи в пределах Северо-Американской платформы.

Сходную с предыдущей тектоническую схему Невады и Юты в пермское время изобразил Стивенс (Stevens, 1965). По его схеме, максимум пермского фосфатонакопления располагался также на Северо-Американской платформе (фиг. 24). К западу от этого максимума простиралась миогеосинклиналь Большого Бассейна и далее орогенная линия Манхеттен, представляющая восточный край Кордильерской геосинклинали.

Согласно фациальной карте Робертса и др. (Roberts a. oth., 1965), район максимального накопления фосфоритов располагался на Юта-Вайомингском шельфе Северо-Американской платформы. К западу от него простиралась полоса карбонатных фаций миогеосинклинали, а еще западнее — полоса кремнистых и карбонатных фаций, переходных к вулканогенно-кремнистым фациям Кордильерской эвгеосинклинали. Ширина полосы карбонатных фаций равна 200—500 км, переходных — около 60 км.

По нашим представлениям, тектоническое положение бассейна Фосфория должно определяться на основании истории геологического развития области. В течение верхнего протерозоя и всего палеозоя в ее пределах отлагались песчано-глинистые и карбонатные породы. Среди них нет мощных слоев конгломератов — свидетелей резких поднятий и опусканий. Нет и вулканогенных пород, что указывает на отсутствие вулканизма. Мощность палеозойских отложений на северо-западе бассейна Фосфория в Монтане равна 1000—2000 м, на западе — 1500—2000 м, в его центральной части, где известны максимальные мощности фосфоритовых слоев, — 2000—



Фиг. 24. Тектоническая схема Невады и Юты в пермское время, по Стивенсу (Stevens, 1965)

3000 м, к юго-западу в хребте Медвежьей реки возрастает до 4000 м, на юге области в горах Юинта 1000—2000 м. Таким образом, весьма вялый тектонический режим, малые мощности осадочных толщ и отсутствие вулканизма в области Фосфория в течение верхнего претерозоя и палеозоя указывают на ее платформенный режим в это время.

Мощность пермских отложений в области Фосфория варьирует от 20 до 200 м и только на западе в гряде Сублетт достигает 400 м. В районе максимального фосфатонакопления мощности пермских отложений изменяются от 90 до 250 м. Эти мощности тоже говорят о платформенном режиме области Фосфория в течение пермского периода.

Прогиб в районе гряды Сублетт вряд ли можно считать краевым внешним прогибом Кордильерской геосинклинали. Скорее это синеклиза в теле платформы, расположенная вблизи ее края. Между этой синеклизой и Кордильерской геосинклиналью на северо-западе области в пермское время существовали поднятия, к западу от которых протягиваются языки терригенных и кремнистых пород в формациях Парк-Сити и Фосфория. Между этими поднятиями, вероятно, были проливы, связывающие море Фосфория с морем Кордильерской геосинклинали.

Активизация тектонических движений области Фосфория началась с мезозоя. На это указывает возросшая мощность мезозойских отложений, достигающая 7—8 тыс. м, значительно превышающая мощность палеозойских толщ. Довольно резкие тектонические движения, сопровождающиеся образованием мощных толщ конгломератов и песчаников, происходили в конце юрского периода и в меловом периоде. Интенсивное горообразование происходило в эоцене (грубые конгломераты формации Уосач) и закончилось, по-видимому, в конце плиоцена.

В верхнем мелу на северо-западе области Фосфория изливались потоки андезитовой лавы.

Таким образом, фосфориты области Фосфория отлагались в платформенную стадию ее развития. Во время геосинклинальной стадии в течение мезозоя и кайнозоя отложения фосфоритов в этой области не происходило.

Органические остатки в фации Фосфория, если не считать фосфатных зерен, не очень многочисленны, но нельзя сказать, что они совсем редки. Чаще всего они встречаются в кроющем известняке (слой 22 в разрезе локотипа фации Фосфория, на стр. 18), но их немало также в аргиллитах и фосфоритах. В слоях мергелей содержатся целые ассоциации моллюсков, но в бедных фосфоритах встречаются только раковины *Orbiculoidea* и *Lingula*. На юге бассейна Фосфория у г. Вернал в фосфоритах содержится много мелких раковин гастропод и пелеципод.

В нижней фосфоритовой пачке встречаются брахиоподы, пелециподы, гастроподы, головоногие, остракоды и конодонты, а также чешуя, зубы и кости рыб, раковины фораминифер и спикулы губок. Перечислим некоторые из этих остатков.

Брахиоподы: *Orbiculoidea* (несколько видов), *Chonetes ostiolatus* Girty, «*Productus*» (*Moirwoodia*) *geniculatus* Girty, *Waagenoconcha montpelierensis* (Girty), *Leiorinchoidea weeksi* (Girty), *Wellerella osagensis* (Swallow), *Rhynchopora taylori* Girty, *Ambocoelia* (or *Gruriturus*) *arquata* (Girty) и др.

Пелециподы: *Grammysia*, *Edmondia*, *Cardiomorpha*, *Nucula*, *Yoldia*, *Leda*, *Schizodus*, *Aviculopecten*, *Streblochondria*, *Pleurophorus* и *Plagioglipta canna* (White).

Гастроподы встречаются в большом количестве в различных слоях, но преимущественно в кроющем известняке. Из них преобладает род *Omphalotrochus* (*Babylonites*, по Иехельсону), менее обильны *Pleurotomaria*, *Euphemites*, *Naticopsis*, *Soleniscus* и *Microdoma*.

Головоногие моллюски составляют существенный элемент фауны. Из них определены *Vidrioceras*, *Stacheoceras bransonorum* Miller and Cline, *S. Sexlobatum* Miller and Cline, *Pseudogastrioceras simulator* (Girty) и др.

Кроме того, определено несколько видов остракод и около 100 видов конодонтов. Встречаются остатки рыб в виде чешуи, зубов и костей. Из них интересен зубной аппарат акулы *Helicoprion*.

В верхней фосфоритовой пачке тоже встречаются остатки донных брахиопод и моллюсков: *Nustedia phosphoriensis* Branson, *Punctospirifer Kentuckyensis* (Shumard), *Pustula nevadensis* (Meek) и другие брахиоподы; из моллюсков упоминаются еще *Nucula*, *Leda*, *Bellerophon*, *Strophostylus* и *Pleurotomaria*. Из пелеципод обычной формой и здесь является *Plagioglipta canna* (White). Рыбы представлены *Helodus*, *Ianassa*, *Hamatus*, *Helicoprion*.

В слоях пачки межрудных кремней обычными формами являются брахиоподы *Orbiculoidea utacnensis* (Meek) и *Lingula*.

В линзочках известняка встречаются другие брахиоподы, членики криппидей и обрывки мшанок. Некоторые кремнистые слои представляют почти настоящие спонголиты. Спикулы губок встречаются почти в каждом шлифе кремнистых пород. Найдены также радиолярии.

В надрудных кремнистых породах содержится большое количество различных мшанок, брахиопод, встречаются также иглы и пластинки морских ежей.

Таким образом, все пачки фации Фосфория содержат большое количество остатков донных морских организмов. Эти остатки свидетельствуют о нормальном или несколько пониженном содержании кислорода в придонных слоях воды при осаждении фосфатов. Из перечисленных организмов род *Orbiculoidea*, по-видимому, прекрасно развивается и при малом содержании кислорода в воде.

В пачках (членах) фации Парк-Сити, вмещающих фацию Фосфория или вклинивающихся в нее в виде языков нижнего доломита, межрудных и покрывающих пород (члены Грандор, Франсон и Эрвэй), остатки фауны несколько обильнее.

Из нижних доломитов указываются брахиоподы: *Dictioclostus ivesi*

(Newberry), *Marginifera*, *Chonetes*, *Hustedia* и *Spirifer*; фузулиниды: *Schwagerina laxissima* Dunbar and Skinner, *Pseudoschwagerina montaniensis* Dunbar and Skinner; пелециподы: *Edmondia*, *Schizodus*, *Deltopecten*, *Allorisma*, *Pburphorus* и *Plagioglypta*.

В пачке межрудных карбонатных пород встречены следующие роды брахиопод: *Spiriferina*, *Neospirifer*, *Punctospirifer*, *Dictioclostus*, *Linoproductus*, *Pustula*, *Waagenoconcha*, *Aulosteges*, *Leiorhynchoides*, *Dielasma*, *Rhynchopora* и *Hustedia*. Пелециподы встречаются реже, главные из них *Edmondia*, *Nucula*, *Yoldia*, *Leda*, *Schizodus*, *Allorisma*, *Myolina*, *Aviculopecten*, *Streblochondria* и *Pleurophorus*. Местами в изобилии встречаются спиккулы губок, остатки морских ежей и мшанок. Сравнительно редки скафоподы, фораминиферы и конодонты. Найдены остатки крупных рыб из родов *Helodus*, *Cladodus*, *Ianassa*, *Campodus*, *Ctenocanthus*, *Dolophodus*, *Hatmatus* и *Ancistriodus*. Не найдено остатков фузулинид, кораллов и остракод.

Верхняя пачка карбонатных пород (член Эрвэй) содержит остатки брахиопод и моллюсков примерно в одинаковых количествах. Обычны брахиоподы: *Plicatoderbia*, *Pustula*, *Avonia*, *Aulosteges*, *Punctospirifer*, *Dielasma*, *Hustedia*, а также пелециподы: *Oxytoma*, *Yoldia*, *Solenomya*, *Leda*, *Pseudomonotis*, *Myolina*, *Parallelodon*, *Edmondia*, *Schizodus*, *Pinna*, *Aviculopecten*, *Deltopecten*, *Mytilus* и *Pleurophorus*. Встречаются также скафоподы, гастроподы и цефалоподы.

Во всех пачках найдена *Orbiculoidea utacheusis* (Meek).

Как видно из приведенных списков, и карбонатные породы, ассоциирующиеся с формацией Фосфория, содержат много донной фауны.

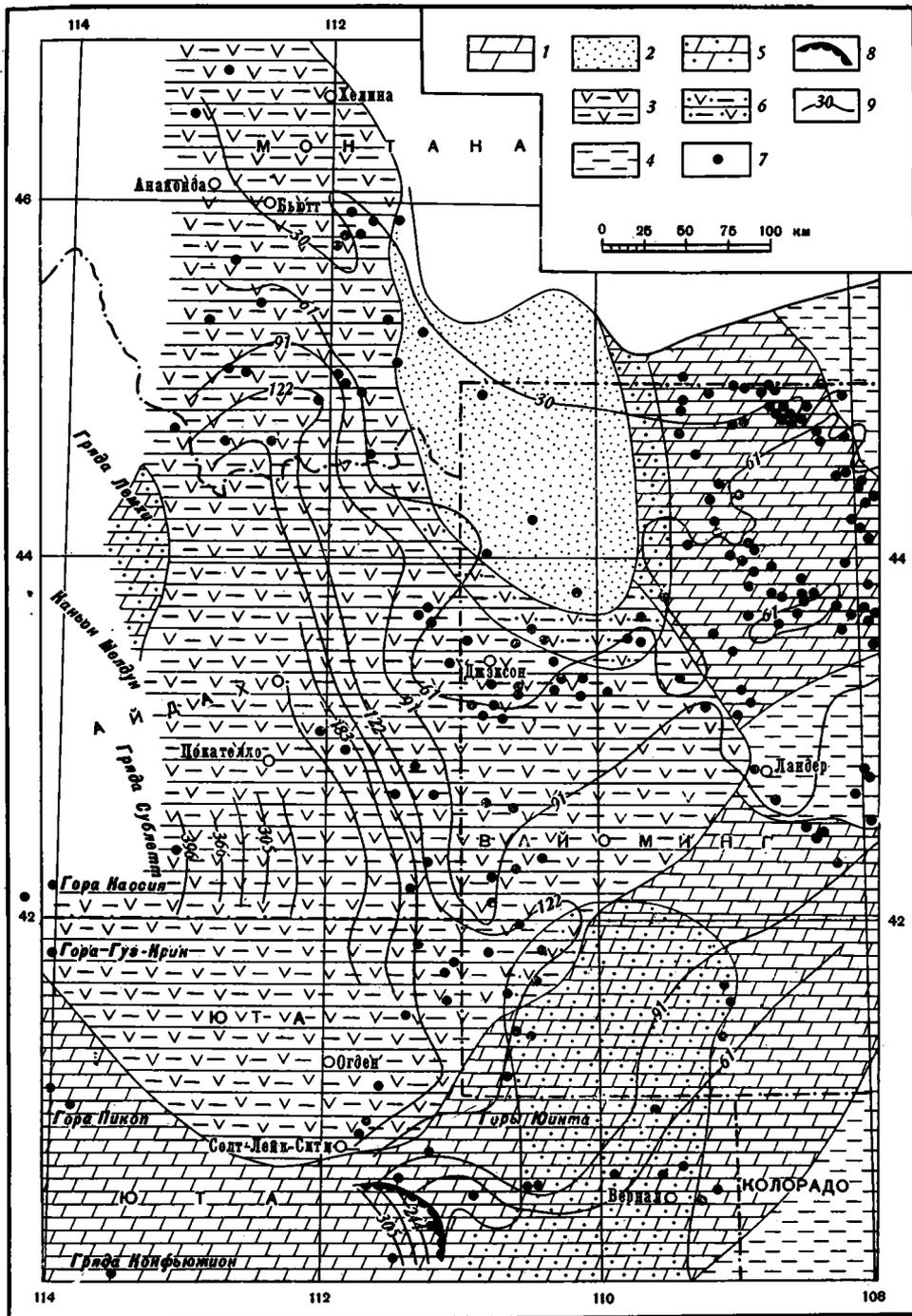
Богатая коллекция фауны, собранной в формациях Фосфория и Парк-Сити, находится в обработке, но уже и сейчас можно отметить ее характерные экологические черты. Организмы с известковым скелетом были развиты сравнительно слабо, а рифовые кораллы и рифовые известковые водоросли полностью отсутствуют. Отсюда можно предполагать, что воды бассейна Фосфория были недосыщены карбонатом кальция.

ФАЦИАЛЬНЫЕ ПЕРЕХОДЫ ПАЧЕК

Распространение преобладающих типов пород формации Фосфория и одновозрастных с нею латеральных формаций показано на карте (фиг. 25). Наибольшую площадь на ней занимают черные аргиллиты, кремнистые породы, фосфориты и мергели. Это породы собственно формации Фосфория. Они отражают фацию отложений, богатых органическим веществом и фосфором. С ними ассоциируются сравнительно маломощные пачки нижних и межрудных доломитов.

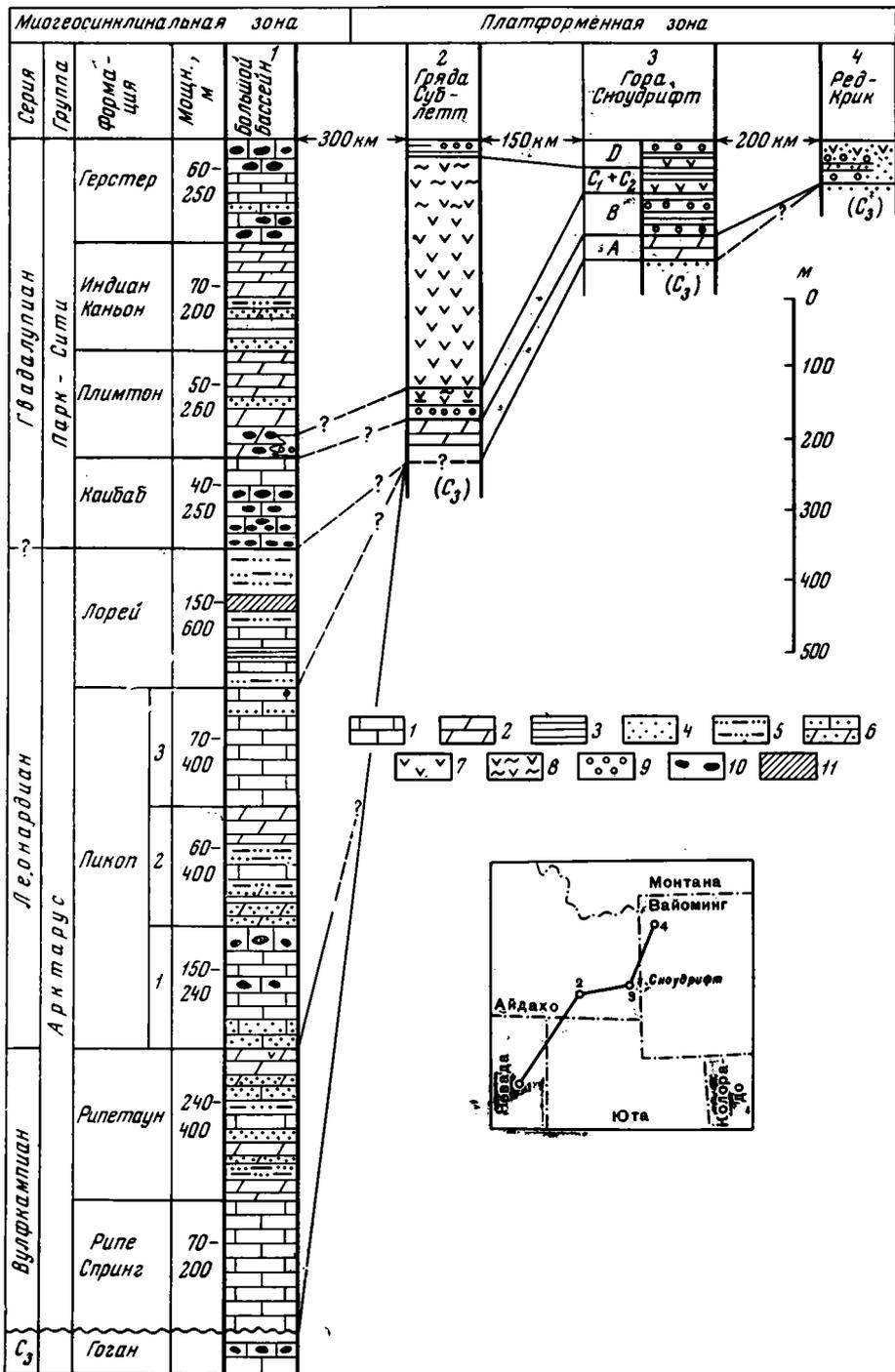
Значительную часть площади покрывают светлые карбонатные породы формации Парк-Сити. Среди них преобладают доломиты, обычно кремнистые, встречаются известняки и мергели. Это мелководная фация преимущественно карбонатных осадков. Количество органического вещества и фосфора в породах формации Парк-Сити сравнительно небольшое. В эту формацию вклиниваются черные аргиллиты, кремни и фосфориты формации Фосфория, светлые кварцевые песчаники формации Шедхорн и зеленые или красные аргиллиты формации Гуз-Эгг. Доломиты с прослоями песчаников выходят на северо-западе бассейна Фосфория в гряде Лемхи и севернее ее вдоль восточного края платформы того же названия.

Площадь, занятая кварцевыми песчаниками формации Шедхорн, небольшая. Но она несомненно простиралась и севернее на белое поле карты, где песчаники размыты во время триасовой и юрской трансгрессий. Песчаники формации Шедхорн представляют прибрежные и близдельтовые морские отложения. Песок приносился древней рекой, которую мы назовем Палеошедхорн. Отдельные межпластовые языки песчаников проникают гораздо южнее (см. фиг. 4 и 5).



Фиг. 25. Карта изопачит и преобладающих типов пород формации Фосфория и ее стратиграфических эквивалентов, по Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959), с изменениями

1 — светлые доломиты формации Парк-Сити с прослоями кремнистых пород, мергелей и фосфоритов; 2 — светлые кварцевые песчаники формации Шедхорн с прослоями кремнистых пород, доломитов и фосфоритов; 3 — черные аргиллиты, кремнистые породы, фосфориты, доломиты и мергели формации Фосфория; 4 — светлые и красные аргиллиты формации Гуз-Эгг; 5 — песчаные, преимущественно светлые доломиты формации Парк-Сити; 6 — песчаные, преимущественно темные аргиллиты, кремнистые породы и фосфориты формации Фосфория; 7 — опорные разрезы; 8 — линия Чарльстонского надвига; 9 — изопачиты, м



Фиг. 26. Сопоставление разрезов пермских отложений по фациальному профилю от миегеосинклинальной зоны через район максимального фосфатонакопления (гора Сноудрифт) к устью р. Палеошедхорн (Ред-Крик)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — аргиллиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты и песчанисты, аргиллиты; 6 — известняки и доломиты песчаистые; 7 — кремнистые породы; 8 — кремнисто-глинистые породы; 9 — фосфориты; 10 — кремни желваковые и пластовые; 11 — ангидрит

Светло-серые, зеленовато-серые и красные аргиллиты формации Гуз-Эгг распространены на востоке бассейна Фосфория. Более или менее мощными языками они вклиниваются в толщу формации Парк-Сити.

Для того чтобы яснее представить фациальное положение показанных на фиг. 24 типов пород, придется начать рассмотрение их с наиболее полного разреза пермских отложений. Такие разрезы находятся у юго-западной границы бассейна Фосфория и непосредственно за ее пределами в так называемом Большом Бассейне (см. фиг. 23). Один из сводных разрезов известен в районах Элко и Вайт-Пайн, расположен немного западнее горы Пикоп и гряды Конфьюжион в пределах Северной Невады. Богатая фауна фораминифер позволила выделить в этом разрезе ряд формаций и даже зон (Bissell, 1962, 1964). В основании разреза залегают серые известняки формации Гоган верхнего карбона (фиг. 26). В известняках встречаются мшанки, известковые водоросли, желваки кремня и прослой алевролитов. О перерыве в накоплении осадков между формацией Гоган и пермскими отложениями можно судить по отсутствию двух стратиграфических подразделений верхнего карбона — Миссурий и Виргилий.

Пермские отложения залегают на размытой поверхности формации Гоган. Они представлены следующими формациями.

	Мощность, м
Формация Известняк Рипе-Спринг — известняки серые массивные	70—200
Формация Рипетаун — чередующиеся слои доломитов, известняков, алевролитов и песчаников	240—400
Формация Пикоп — известняки, доломиты, алевролиты, аргиллиты и песчаники. Окраска пород серая, буровато-серая. В средней части формации встречаются красные мергели с гипсом	300—1000
Формация Лорей — чередующиеся слои сланцев, алевролитов, аргиллитов, известняков и доломитов. Цвет их красный, бурый, серый и белый. Встречаются прослой гипса	150—600

Перечисленные четыре формации примерно отвечают нижнему отделу пермской системы и объединяются в группу Арктурус. Нижние две формации этой группы отвечают серии Вульфкамц, а верхние две — серии Леонард. По схеме К. О. Донбара и др. серия Леонард древнее формации Фосфория, а по схеме Макки и Ориеля отвечает нижней ее части, т. е. нижней фосфоритовой пачке и прилегающим к ней слоям.

Известняки и доломиты нижнего отдела пермской системы обычно серые микрокристаллические (микриты), биокластические, скелетные (ракушниковые) и рифоидные. В значительной части это мелководные морские образования. Соленость морского бассейна была преимущественно пормальноморская. Временами восточная часть Большого Бассейна осолонялась, что приводило к осаждению гипса. Выклинивание нижнего отдела пермской системы происходит к северо-востоку — к гряде Конфьюжион.

Верхний отдел пермской системы представлен формацией Парк-Сити. Хуз и Рипенинг (Hose a. Repening, 1959) возвели ее в ранг группы. Биссел выделяет в ней четыре формации: Кайбаб, Плимтон, Индиан Каньон и Герстер.

	Мощность, м
Формация Кайбаб — известняки серые массивные афанитовые и грубокристаллические, местами рифогенные и криноидные, вверху переходящие в доломиты. В известняках часто встречаются кремни, как желваковые, так и пластообразные (ленч-мит, или мясо для завтрака). На севере гор Магди в основании формации встречен красный песчаник с гипсом	40—150
Формация Плимтон — доломиты серые, местами известковистые, с обилием желваков кремня, буреющих при выветривании. Встречаются прослойки песчаника	40—250
Формация Индиан Каньон — серые и розовато-серые доломиты с прослоями песчанистого доломита и известкового и доломитистого кварцевого песчаника, а также доломитистого известняка и афанитового доломита эвапоритного типа. Эта формация развита на севере гряды Канфьюжион, где ее мощность достигает 200 м. К югу она вы-	

клинивается, замещающаяся формацией Плимтон. Терригенный материал, по-видимому, поступал с севера и северо-востока	150—200
Формация Герстер — известняки серые и буровато-серые биокластические и скелетные (брахиоподово-мшанковые), массивные, тонкослоистые, песчанистые, с обилием желваковых и пластообразных кремней и остатков брахиопод, мшанок и криноидей. Встречаются прослой кварцево-песчанистого доломита	600—1300

Эти четыре формации группы Парк-Сити прослежены Бисселом в шести опорных разрезах Большого Бассейна. Однако сопоставление их с пачками формации Фосфория не произведено. В разрезах Индиан-Крик и Бруш-Крик на северо-востоке Невады Биссел указывает пачку черных тонкослоистых кремнистых и кремнисто-доломитовых пород мощностью 60 м. Эта пачка залегает в основании формации Плимтон и содержит кремнистый фосфорит. Биссел параллелизует эту пачку с нижней фосфоритовой пачкой формации Фосфория. Выклинивание отложений верхнего отдела пермской системы происходит к югу — к гряде Шошони (Центральная часть Невады).

На северо-востоке Большого Бассейна пермские отложения изучены в горной гряде Конфьюжон (Носе а. Реренинг, 1959). Мощность их достигает 700 м. Они объединяются в группу Парк-Сити. Эта группа состоит из трех формаций: Кайбаб, Плимтон и Герстер (см. табл. 1).

Формация Кайбаб (нижняя) сложена преимущественно светло-серыми биокластическими известняками. В них часты обломки раковин брахиопод, иглокожих и мшанок. Верхняя часть формации мощностью около 20 м представлена желтовато-серыми доломитами с желваками кремней. В шлифах доломитов нередко встречается желтовато-бурый фосфат. Мощность формации около 150 м.

Формация Плимтон сложена преимущественно доломитами. Она разделяется на пять литологических зон.

Первая (нижняя) зона — темно-серая кремнистая порода с линзочками желтовато-серого доломита. Мощность 7—8 м.

Вторая зона — доломит желтовато-серый с желваками кремня. Мощность 35—38 м.

Третья зона — пластовые кремни и доломиты. Цвет кремней светло-серый, доломитов — желтовато-серый. В этой зоне изредка встречаются ленты пеллетового фосфорита и тонкие слои мергелистого доломита, содержащие до 20% фосфата. Цвет фосфат-содержащего доломита темный зеленовато-серый.

Четвертая зона. В ней преобладает желтовато-серый доломит с обилием кремнистого материала. Кремнистое вещество находится в форме желваков, пластообразных конкреций и рассеянного кремнезема, придающего доломиту фарфоровидный облик. В средней части зоны встречаются линзы доломитового конгломерата, иногда с косою слоистостью.

Пятая зона сложена чередующимися слоями доломитов, кремнистых пород, песчаников и алевролитов. Цвет этих пород светло-серый. Вблизи основания этой зоны встречается гипс, который по простиранию замещается карбонатной брекчией. Мощность 100 м.

Органические остатки в формации Плимтон сравнительно редки.

Третья зона формации Плимтон, вероятно, отвечает нижней фосфоритовой пачке формации Фосфория. По схеме Макки и Ориеля эта зона соответствует пачкам межрудных кремней и доломитов.

Верхняя формация — Герстер — имеет мощность около 330 м и представлена в основном кремнистыми биокластическими известняками. Встречается примесь кварцевого алевролита и фосфата, выполняющего ячейки мшанок и иглы морских ежей.

Известняки и доломиты, отвечающие по возрасту формации Фосфория и содержащие тонкие слои кремней и фосфоритов, выходят на поверхность в ряде мест на юго-западе бассейна (горы Пикоп, Ист-Гумбольд, Хогуп, Лич, Гуз-Крик и др.). К северу отсюда карбонатные слои постепенно сменяются кремнисто-глинистыми слоями с прослойками фосфоритов.

В горах Гуз-Крик количество карбонатных и некарбонатных пород примерно одинаковое. Еще севернее в горах Кассия уже преобладают кремни, песчаники и аргиллиты, кроме нижней части толщи, отвечающей нижним доломитам.

Через 300 км от гряды Конфьюжон к северу и северо-востоку в горах Сублетт отложения нижнего отдела пермской системы выклиниваются. Выше идет пачка нижних доломитов. На ней залегает нижняя фосфоритовая пачка (см. фиг. 25). Мощность ее 50 м. Она сложена черными аргиллитами с небольшим количеством фосфоритов в нижней ее части. Верхняя половина пачки сложена кремнистыми аргиллитами. Выше залегает пачка межрудных кремней, вверху глинистых, общей мощностью 340 м. Эта пачка покрывается черными аргиллитами, которые, вероятно, относятся к верхней фосфоритовой пачке. В ней содержатся редко рассеянные фосфориты. Мощность формации Фосфория здесь равна 400 м.

Далее на восток через 150 км располагается район максимального накопления фосфоритов (см. фиг. 19). Здесь мощность формации Фосфория уменьшается до 120—90 м. Еще далее на северо-восток на протяжении 200 км количество фосфоритов в формации Фосфория уменьшается, а песчаность ее возрастает вплоть до полного замещения кварцевыми песчаниками формации Шедхорн.

Теперь рассмотрим характер выклинивания формации Фосфория и Парк-Сити от области максимального фосфатонакопления в восточном, южном, западном и северном направлениях.

В восточном направлении, как это хорошо видно на ряде профилей, составленных Шелдоном (Sheldon, 1963), кремнистые и фосфоритово-глинистые пачки формации Фосфория постепенно замещаются кремнисто-карбонатными породами, преимущественно доломитами. Это замещение местами нарушается вклиниванием языков кварцевого песчаника, идущих с севера.

Фосфоритовые слои хотя и сокращаются в мощности, но прослеживаются далеко на восток. Нижняя фосфоритовая пачка заходит немного восточнее 109° з. д., а верхняя вместе с покрывающей ее кремнистой пачкой — на 1° или на 75 км далее. При этом нижняя половина формации Фосфория сменяется преимущественно пестроцветными аргиллитами, а верхняя — кремнисто-карбонатными породами. На меридиане $108^{\circ}30'$ в районе озер Диявуди появляются признаки гипса. Далее на восток этих признаков становится как будто меньше. Восточнее 108° з. д. преобладают красноватые отложения.

Слои ангидрита в «формации Фосфория» появляются на северо-востоке области в бассейне Биг-Хорн (см. фиг. 1). Нижняя часть этой формации сложена преимущественно песчаниками и красными доломитистыми аргиллитами, а верхняя — серыми доломитами (Campbell, 1962). Слой ангидрита мощностью до 10 м пройдены буровыми скважинами в восточной части бассейна Биг-Хорн, но некоторые слои ангидритов, залегающие в низах формации, заходят и в западную его часть. Среди доломитов верхней части формации Фосфория на западе бассейна Биг-Хорн встречено два слоя доломита с зернами фосфата, а выше их — один слой доломита, содержащий зерна глауконита.

Кэмпбелл выделяет пять литологических типов доломита: пелитоморфный, обломочный (детритный), скелетный, пеллетовый и оолитовый. Все эти типы доломита содержат примесь кварцевого песка и алевролита. Скелетный доломит состоит из остатков иглокожих, мшанок, пелеципод и брахиопод. В этом доломите встречаются пеллеты аморфного фосфата.

Интересно отметить присутствие пеллетового доломита. Доломитовые пеллеты по форме и размерам (0,1—0,3 мм) очень похожи на фосфатные (табл. IV, 5). Переходы между ними не изучены, хотя фосфат встречается среди этих доломитов. Мощность слоев пеллетового доломита обычно

меньше 2 м. Эти слои переходят к востоку в скелетный доломит, к западу — в пелитоморфный.

Пеллетовые доломиты встречаются в формации Парк-Сити (или Фосфория) и на западе Вайоминга (Sheldon, 1963). Этот тип доломитов, по видимому, является копрогенным. Аналогичные доломиты копрогенного происхождения известны в современных осадках Большого Соленого озера и в сарматском ярусе на юге Украины. В обоих случаях установлена принадлежность копролитов к определенным организмам, преимущественно к мелким рачкам. «Оолитовые» доломиты тоже состоят из доломитовых пеллетов размером 0,1—0,2 мм.

В юго-восточном направлении формация Фосфория переходит в карбонатную формацию Парк-Сити. Ширина полосы этой карбонатной формации равна около 200 км. Карбонатные породы представлены преимущественно доломитами и частью биокластическими известняками. Все это мелководные образования. С юга в них вклиниваются языки карбонатно-терригенных пород. Источником терригенного материала были поднятия Ункомпагре и гряды Фронт (Передового хребта), вблизи которых указываются песчаники и конгломераты (Roberts a. oth., 1965).

Далее на юго-восток формация Парк-Сити переходит в красноцветные отложения, частью континентальные. Источником их, вероятно, была центральная часть Колорадо. Здесь в горах Вет грубые конгломераты формации Сангре де Кристо карбон-пермского возраста залегают на докембрийских породах.

Полоса карбонатных пород формации Парк-Сити окаймляет формацию Фосфория с юга и юго-запада. Нижняя фосфоритовая пачка вклинивается в эти породы с севера. В горах Юинта мощность ее 6—12 м (Kinney, 1955; Hansen, 1965). Она залегают на косослоистых песчаниках формации Вебер. Фосфориты светло- и темно-зеленые, мягкие пеллетовые. Встречаются угловатые обломки фосфорита. В фосфоритовых слоях рассеяны фосфатизированные раковины пелеципод, гастропод и остракод. От удара или при растворении в HCl фосфориты издают резкий запах. Цемент фосфоритов фосфатный, частью карбонатный. Фосфориты высокого качества обычно более темные. Они распространены на востоке гор Юинта, где мощность фосфоритовой пачки равна 6—9 м (Morris, Lovering, 1961).

Известняки и доломиты в горах Юинта светло-серые, кремнистые, с прослоями мергелей, аргиллитов и песчаников. Мощность их 50 м. В середине толщи проходит слой красных алевролитов мощностью 5 м.

Южнее в горах Тинтик центральной части Юты пермская система представлена довольно полно (Morris, Lovering, 1961). Она начинается известняками и доломитами формации Окверр мощностью 4000 м. В горах Окверр и в гряде Уосач среди этой формации залегают слои и линзы бурых кварцевых песчаников. К пермской системе относится только верхняя часть этой формации, представленная известняками и доломитами с прослоями песчаников.

Выше залегают песчаники формации Даймонд-Крик. Они пестрые и желтовато-серые, среднезернистые, косослоистые, сверху с прослоями доломитов. Эта формация имеет мощность 100—200 м и параллелизуется с песчаниками Коконино южной Юты (см. табл. 1).

Формация Парк-Сити согласно залегают на описанных песчаниках. Она представлена кремнистыми доломитами, среди которых залегают аргиллиты нижней фосфоритовой пачки. Мощность формации равна 50 м, пачки аргиллитов 100 м. В пачке нижних доломитов встречаются желваковые и пластовые кремни. В средней ее части залегают небольшие прослойки аргиллита, иногда сопровождающиеся прослойками бедного фосфорита.

Нижняя фосфоритовая пачка сложена черными более или менее кремнистыми аргиллитами. Внизу их толщи залегают пласт кварцевого песчаника мощностью 4 м. Фосфориты буровато-черные.

Вышележащая пачка доломитов, по-видимому, отвечает пачке межрудных доломитов формации Фосфория.

Южнее гор Тинтик выходов перми не известно, характер выклинивания формации Парк-Сити неясен.

На юго-востоке Юты пермская система представлена красными песчаниками формации Катлер (Cutler), местами аркозовыми. Мощность их варьирует от 100 до 300 м. В толщу этих песчаников вклинивается с юга язык аргиллитов и алевролитов Орган-Рок (Baker a. Williams, 1940; Baker a. oth., 1949; Witkind, 1964; Lewis a. Campbell, 1965). Терригенный материал поступал с востока.

Еще южнее в горах Гвадалупы (Новая Мексика и западный Техас) верхняя пермь представлена толщей солей, ангидритов, доломитов, аргиллитов и песчаников.

Значительно западнее отсюда на юго-востоке Невады пермь представлена толщей доломитов, переходящих кверху в известняки с фораминиферами.

Возвратимся опять к формации Фосфория.

В юго-западном направлении она переходит в карбонатные породы формации Парк-Сити, о чем уже говорилось ранее.

Фациальные изменения западного края формации Фосфория не изучены. Возможно, что ее ограничением является платформа Лемхи (Bissell, 1964). Но данных об осадочных толщах этой платформы мне неизвестно. Северная ее часть (хребет Лемхи) в течение почти всего ордовика, силура и девона представляла сушу и только в верхнем девоне, в карбоне и в перми (?) была покрыта морем. На ней отлагались преимущественно карбонатные осадки формаций Джеферсон и Бразер (Churkin, 1962).

На северо-западе бассейна Фосфория в разрезе каньона Молдун и в расположенной немного западнее от него долине Вуд-ривер пермские отложения не указываются (Shannon, 1961). Севернее отсюда в гряде Лост-ривер и в хребте Лемхи отложения верхней перми представлены песчанистыми известняками и песчаниками без фосфоритов.

Западнее северной части платформы Лемхи предполагается прогиб, vyplненный осадками палеозоя. На западе этого прогиба выделяется формация Вуд-ривер верхнего карбона и перми. Она представляет мощный клин терригенных пород — конгломератов, аргиллитов, кремнистых пород и граувакков. К востоку мощность толщи этих пород становится меньше и они сменяются тонкими терригенными и карбонатными породами формации Бразер. Единственным возможным источником терригенного материала были поднятия Кордильерской геосинклинали (Churkin, 1962). Возраст верхней части формации Бразер неясен, так что пока нельзя уверенно сопоставлять ее с формацией Фосфория.

Далее на север формация Фосфория в виде широкой полосы протягивается на 240 км от южной границы Монтаны через города Диллон и Бьютт до рудника Релейя (см. фиг. 1 и 24). Мощность ее на юге этой полосы около 200 м, к северу и северо-востоку отсюда постепенно уменьшается до выклинивания.

Состав и строение формации Фосфория в пределах Монтаны детально изучены Крессманом и Свансоном (Cressman, Swanson, 1964). Эта формация отлагалась в желобе, южный край которого опускался значительно быстрее, чем северный. Пачка нижних доломитов развита довольно полно, — мощность ее достигает 160 м. С запада, но главным образом с востока в нее вклиниваются слои кварцевых песчаников. Верхняя часть этой пачки в осевой части желоба сложена серыми доломитистыми аргиллитами. Пачки нижних фосфоритов и межрудных кремней к северу утоняются и в районе Диллона замещаются тонким слоем аргиллита и песчаника. Далее к северу фосфоритовые слои верхней фосфоритовой пачки соединяются вместе, образуя один фосфоритовый слой среднего качества

мощностью 3—4 м. Слои аргиллитов при этом выклиниваются. К востоку тоже происходит выклинивание аргиллитовых слоев, а слои фосфоритов становятся песчанистыми и залегают среди песчаников. Пачка межрудных доломитов распространена широко, замещаясь на севере и на востоке полосы песчаниками. Еще более широкое распространение имеет пачка надрудных кремней. В ней встречаются прослойки спонголита с хорошо сохранившимися спикулами губок (табл. IV, 2 и 3). В прослоях кремнистого аргиллита видны многочисленные ходы илюедов, выполненные тонкозернистым песчаником (табл. IV, 1).

Изложенные данные показывают довольно сложное, но вполне закономерное распределение различных типов отложений и соответствующих им фаций. Бассейн Фосфория представлял собой обширный залив или море, частично ограниченное равниной суши и невысокими островами. Оно располагалось на окраине Северо-Американской платформы и было открыто на юго-запад, где соединялось с миогеосинклинальным морем Большого Бассейна. В этом бассейне отлагались пелитоморфные и биокластические мелководные известняки и доломиты. На западе этот бассейн ограничивался орогенным поясом Манхеттен, с которого поступал грубообломочный материал грауваккового состава.

Переход формации Фосфория от области максимального фосфатонакопления на запад изучен плохо. На фиг. 3, 25 и 26 видно, что от горы Сноудрифт до гряды Сублетт мощность формации Фосфория возрастает от 100 до 400 м. При этом нижняя фосфоритовая пачка частично, а межрудные доломиты полностью замещаются черными глинистыми и кремнистоглинистыми породами. Далее на запад находится платформенное поднятие Лемхи (см. фиг. 23). Можно лишь предполагать, что к этому поднятию формация Фосфория выклинивается или переходит в маломощную пачку песчанистых известняков и доломитов. Западнее платформы Лемхи простирался миогеосинклинальный бассейн Вуд-Ривер. На востоке этого бассейна отлагались карбонатные породы, а на западе — граувакки, материал которых поступал с Кордильерской орогенной зоны.

Следовательно, бассейн Фосфория был отделен от Кордильерской геосинклинали платформенным выступом Лемхи и мелководным миогеосинклинальным бассейном Вуд-Ривер, который продолжался к югу в Большой Бассейн, тоже мелководный. В таких условиях исключалась возможность сколько-нибудь существенного притока глубинных морских вод из Кордильерской геосинклинали в бассейн Фосфория. Приносившийся из этой геосинклинали терригенный и вулканогенный материал, твердый и растворенный, в основном осаждался вблизи орогенного пояса Манхеттен и едва ли достигал бассейна Фосфория. Нет достоверных данных и о притоке в этот бассейн вулканогенного материала эоловым путем.

Проявления пермского вулканизма известны на северо-западе Айдахо и в штатах Орегон, Невада и Калифорния, а также в Британской Колумбии и на Аляске (Wheeler, 1940). Наиболее близки к области Фосфория вулканиты Касто и Семь Чертей (Seven Devils) в Айдахо и вулканическая серия Кайпато хребта Гумбольдта в Неваде. Вулканиты Семь Чертей представлены андезитовыми лавами и зелеными песчаниками пирокластического происхождения. Среди этих вулканитов залегают прослойки известковистых туфов, содержащих фауну формации Фосфория. Наиболее восточный выход вулканитов в Айдахо известен в районе Касто на р. Зелмон. В Неваде в средней части вулканической серии Кайпато найдена пермская акула *Helicoprion nevadensis* Wheeler.

На блокдиаграмме пермских отложений Кордильерской области Биссел (Bissell, 1959, фиг. 5) изобразил фациальный переход вулканогенно-кремнистых осадков горы Тобин к востоку в кремнистые и карбонатно-кремнистые осадки районов Элко и Монтелло и гряды Сублетт, а далее на восток в кремнистые фосфориты формации Фосфория. В заключении своей

статьи он указывает два основных источника кремнезема — вулканогенный и речной (продукт выветривания и эрозии пород суши). В Кордильерской геосинклинали, где кремнистые породы переслаиваются с граувакками и вулканогенными породами, вероятно, преобладает вулканогенный кремнезем. В области Фосфория, где кремнистые породы ассоциируются с кварцевыми песчаниками, фосфоритами и аргиллитами, источник кремнезема, скорее всего, был речной, но Биссел его не рассматривает. Характер перехода вулканогенно-кремнистых формаций в формацию Фосфория не изучен.

Главным источником терригенного материала, поступавшего в бассейн Фосфория, была северная суша. Она представляла обширную гумидную равнину, на что указывает кварцевый состав песчаников и хорошая сортировка их зерен по размерам. Часть терригенного материала была заимствована за счет размывания кварцевых песков или песчаников формации Квадрант верхнего карбона. Терригенный материал приносился р. Палеошедхорн. Южный край северной суши, вероятно, находился в аридной зоне.

Меньшее количество терригенного материала поступало в бассейн Фосфория с востока, юго-востока и северо-запада. С восточной суши приносились песчано-глинистые частицы, слагающие теперь красноцветные пачки. В форме языков формаций Сатанко и Гуз-Эгг они вклиниваются в карбонатную формацию Парк-Сити. Красный цвет пород, слагающих эти языки, сменяется к западу серым или зеленовато-серым цветом. Эта смена произошла, вероятно, в результате восстановления красной окиси железа в зеленые закисно-окисные железистые минералы. Такое восстановление могло происходить в условиях восстановительной среды морского ила, содержащего разлагающееся органическое вещество.

Присутствие линз песчаников и песчаных известняков на юге бассейна Фосфория в юго-западном Вайоминге и в горах Юинта указывает на принос терригенного материала и с юго-востока. Песчаники здесь красные, бурые и светло-серые, мелкозернистые (Kinney, 1955; Sheldon, 1963).

Поступление терригенного материала в бассейн Фосфория шло и с северо-запада, с платформенного выступа Лемхи. Этот материал особенно интенсивно поступал во время отложения пачки нижних и межрудных доломитов и кремнистых пород.

Бассейн Фосфория сообщался с морем Большого Бассейна через юго-западный пролив. Большой Бассейн тоже был мелководный, на что указывает широкое развитие биокластических известняков. Как он сообщался с открытым морем (океаном), пока неясно. Связь открытого моря с бассейном Фосфория через западные или северо-западные проливы тоже неясна.

Интересно рассмотреть формацию Фосфория по направлению от главного источника сноса (от устья р. Палеошедхорн) в сторону района максимального накопления фосфоритов. Прежде всего обращает на себя внимание ее асимметрия. Восточная площадь сравнительно узкая, мощность осадков на ней небольшая. На западной площади отложились довольно мощные осадки, занимающие широкую полосу. Эта асимметрия объясняется, вероятно, тем, что восточная площадь бассейна Фосфория была очень мелководной, медленно прогибающейся, поэтому тонкий глинистый и кремнистый материал на ней не задерживался. Главная часть тонкого материала отложилась в более глубокой западной части бассейна. Фосфориты заняли промежуточное положение между глинистой и алеврито-песчаной фациями. Рассмотрим условия их образования более детально.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ИДЕЙ

По вопросу о происхождении фосфоритов западных штатов США высказано немало различных гипотез. Ранние высказывания излагаются здесь по Мансфилду (Mansfield, 1927), Конди и др. (Condit a. oth., 1928).

В 1910 г. Гэл и Ричардс, а также Блэквелдер рассматривали фосфориты как первичные морские осадки. Первые два автора полагали, что накопление фосфора происходило под действием органических и физико-химических агентов.

Близкую точку зрения в 1911 г. высказал Брегер. По его мнению, источником фосфора и нефти был микроорганогенный ил на дне мелкого моря, а осаждение фосфора происходило с участием бактерий; зерна образовались путём фосфатизации фораминифер или бактериальных колоний, перекачавшихся по дну.

В статье 1915 г. Блэквелдер привлекает гипотезу массовой гибели организмов, остатки которых, разлагаясь на дне с участием бактерий, давали аммиачные растворы, приводившие к осаждению фосфатов в форме зерен и цемента.

Парди в 1917 г., указывая на развитие оледенений в пермское время, сделал заключение, что во время отложения фосфоритов преобладала низкая температура. Так как в холодной воде удерживается много растворенной CO_2 , то создавалась неблагоприятная обстановка для роста коралловых рифов, отложения ракушки и для химического осаждения карбоната кальция. Но отложению фосфатов, по его мнению, это не препятствовало.

Мансфилд в 1918 г. предполагал, что фосфатные зерна представляют фосфатизованные на мелководье арагонитовые оолиты. В 1927 г. он сам отказался от этой идеи и высказал новую. Согласно этой новой идее, оолиты (зерна или пеллеты. — Г. Б.) в фосфоритах западных штатов США образовались непосредственно из растворов, богатых фосфатом, или из фосфатных коллоидов при помощи биохимических или физических агентов (Mansfield, 1927, 1931), т. е. представляют микроконкреции. Основываясь на малом количестве примесей в главном фосфоритовом пласте и на тонкой слоистости фосфоритов, Мансфилд предположил далее, что фосфориты отлагались очень медленно, вдали от берега, на глубине, куда не достигали волны или течения. Море было сравнительно мелким. Примыкавшая к нему суша представляла низменность. Повышенное содержание хрома, учитывая чрезвычайно медленное осадконакопление, можно объяснить примесью космической пыли. Специфичность фауны бассейна фосфатонакопления указывает на его полуизолированный характер. Температура воды, как уже писал Парди, была низкая. Присутствие двух или трех фосфоритовых слоев указывает на колебания климата или на слабые осцилляционные колебания дна моря и соседней суши. Битуминозное вещество в фосфоритах обя-

зано тому же органическому материалу, который доставлял и фосфат. Источником фосфора могла быть массовая гибель организмов, но более вероятно медленное накопление и концентрация фосфатных остатков в условиях недостатка кислорода в застойных водах полузамкнутого бассейна. На северо-западе и юго-западе этого бассейна были широкие проливы, через которые он сообщался с океаном. В море Фосфория жили преимущественно безпозвоночные организмы — брахиоподы, моллюски и губки, в небольшом количестве рыбы. Вероятно, жило много бесскелетных животных, которые могли принимать участие в образовании фосфоритов. Трехкальцийфосфат мог быть осажден химически в коллоидной или аморфной форме или экстрагирован из раствора бактериями.

По мнению Конди, Финча и Парди (Condit a. oth., 1928), фосфориты формации Фосфория отлагались в море на небольшой глубине, в условиях подвижной воды. Линзовидная форма и быстрая изменчивость слоев фосфорита на площади позволяют думать об их кластическом накоплении вдоль берега моря. Имеются все переходы от богатых фосфатом слоев с обилием раковин к фосфатсодержащим песчаникам. Наиболее богатые и мощные фосфоритовые слои залегают в середине мощных пачек аргиллитов. В таких пачках окаменелости редки. Известняки, сопровождающие фосфориты, представляют конкреционные линзы, обычно без окаменелостей. Фосфатные оолиты и зерна отлагались непосредственно из морской воды, а не путем замещения карбонатных оолитов. Благоприятствовало осаждению фосфатов выпаривание воды в полузамкнутом бассейне.

А. В. Казаков (1939), обобщая материал по фосфоритам западных штатов США, пришел к следующим выводам: 1) изолинии мощностей верхнего главного фосфоритового слоя из верхней фосфатной формации располагаются параллельно береговой линии пермского моря; 2) от этой линии в сторону моря мощность этого слоя возрастает от 0,3 до 1,2 м и далее падает практически до нуля; 3) увеличение продуктивности (мощность. — Г. Б.) фосфоритового слоя, как правило, сопровождается повышением его качества. Согласно гипотезе А. В. Казакова, фосфориты представляют химический осадок, выпавший из морской воды. Источником фосфора были глубинные воды океана. У западного побережья пермского моря США эти воды выносились восходящими течениями на шельф, где вследствие уменьшения парциального давления CO_2 и повышения pH становились пересыщенными в отношении CaCO_3 и апатита. Это привело к последовательному осаждению сначала карбонатов, а потом фосфатов. Могло происходить и одновременное их осаждение.

Выводы А. В. Казакова о повышении качества фосфоритов с увеличением мощности фосфоритового слоя получили четкое подтверждение (см. фиг. 19). Изолинии мощностей фосфоритовых слоев располагаются по новым данным более прихотливо, чем изображал А. В. Казаков. К тому же положение береговой линии моря Фосфория теперь не так ясно, как предполагалось ранее. Генетические представления А. В. Казакова оказались необоснованными (Бушинский, 1966а, б). В частности известняки являются преимущественно органогенными, а не химическими образованиями и располагаются по отношению к фосфоритоносному району как на западе, так и на востоке и на юге, т. е. без соблюдения порядка, который следует по гипотезе А. В. Казакова.

Е. В. Орлова (1951, стр. 172) установила, что суша, ограничивавшая фосфоритоносные бассейны западных штатов США и Северной Африки, отличалась жарким засушливым климатом и сглаженным рельефом и давала мало обломочного материала. Эти бассейны имели форму проливов. Бассейн Фосфория ограничивался с востока массивом древней Американской платформы, а с запада поднятием Манхэттен. Наличие полузамкнутых усыхающих лагун по окраинам морского фосфоритового бассейна могло способствовать подъему на шельф холодных глубинных вод, обогащен-

ных фосфатом. Холодное течение шло с севера. Оно приносило кремнезем, который осаждался химическим путем. Фосфоритоносная область западных штатов США испытывала в каменноугольное и пермское время вертикальные движения, сопровождавшиеся перерывами в отложении осадков.

Лоуэлл (Lowell, 1952) изучал петрографию фосфоритов в районе Каньона Дир-Крик-Велл, расположенного немного северо-восточнее горы Сноудрифт. Он отмечает резкое преобладание пеллетитовых фосфоритов над оолитовыми — из 342 образцов фосфорита только 48 оолитовые, а в 95 образцах фосфоритовых пород (т. е. бедных фосфоритов) только один оказался оолитовым. Оолитовое строение лучше видно в светлых, чем в темных зернах. Из 63 шлифов светлых фосфоритов 38% не содержали оолитов, в 25% шлифов присутствовали оолиты в количестве до 10%, а в остальных шлифах (37%) оолиты составляли от 10 до 100%. Зерна кварца и остатки окаменелостей обычно рассеяны в фосфатных пеллетах. Высокосортные фосфориты состоят из фосфатных пеллетов как бы спрессованных, с небольшим количеством цемента. Пеллеты и оолиты росли в гелеподобном веществе ила. Форма приспособления пеллетов возникла в процессе роста как результат взаимодействия с соседними зернами. Многие слои фосфорита сложены пеллетами и желваками размером до 40 мм. Почти все желваки размером более 5 мм сложены мелкими пеллетами и желвачками и могут представлять либо фосфоритовые желваки, либо более или менее затвердевший пластовый фосфорит, впоследствии разломанный и окатанный волнами или течениями. Вместе с целыми фосфатными пеллетами и оолитами встречаются их обломки. Целые и обломанные фосфатные зерна, вероятно, отлагались одновременно. Они не подвергались сортировке или перемыванию, на что указывает широкая вариация их размеров.

Крессман (Cressman, 1955), изучавший формацию Фосфория на севере бассейна в Монтане, рассмотрел вопросы об источнике терригенного материала и о фациальных взаимоотношениях осадков. Терригенный материал поступал в северную часть бассейна Фосфория то с запада, то с севера, то с востока, неравномерно во время отложения разных пачек. На западе источником терригенного материала, вероятно, был батолит Айдахо, а на севере и востоке — песчаники карбона. Выделяются следующие типы фациальных переходов с севера на юг и с запада на восток.

Север		Юг
Песчаники_____	Кремни_____	Кремни и аргиллиты
Песчаники_____	Кремни_____	Доломиты
Фосфоритовые песчаники_____	Фосфоритовые аргиллиты	
Запад		Восток
Фосфориты желваковые и пеллетовые_____	Фосфориты пеллетовые_____	Фосфориты желваковые и оолитовые, богатые фауной
Песчаники_____	Кремни_____	Песчаники
Аргиллиты_____	Кремни_____	Песчаники
Песчаные доломиты_____	Доломиты_____	Песчаники

Большинство фосфоритов тесно переслаивается с аргиллитами, более или менее карбонатными, кремнистыми и песчанистыми. Эти породы отлагались, по мнению Крессмана, в спокойной воде, бедной кислородом, на значительной глубине. На востоке района отложение фосфоритов происходило в мелководных условиях.

Н. С. Шатский (1955) определил комплекс пермских фосфоритоносных отложений западных штатов США и Канады по их происхождению как отдаленную вулканогенно-кремнистую формацию. По его мнению, эта формация отлагалась во внешнем прогибе («миогеосинклинали») геосинклинальной области, в начальную и зрелую стадии геосинклинального развития. Она теснейшим образом связана с кремнисто-сланцевой и вулкано-

генной формациями западной геосинклинальной зоны Кордильер. Источником фосфора и кремния были недра Земли, откуда эти элементы поступали в результате вулканогенных процессов, относились течением к востоку в миогеосинклинальную область, где осаждались химическим путем.

По мнению Кинни (Kinney, 1955), фосфатные пеллеты, слагающие фосфориты района Вернал, принесены из морских отложений карбона. Однако ни сам автор, ни другие геологи не указывают фосфатных пеллетов в отложениях карбона.

Шелдон (Sheldon, 1957) придает большую роль тектоническим движениям. Вследствие этих движений море Фосфория дважды углублялось и дважды мелело, что отразилось в цикличности осадконакопления (см. фиг. 17). Признаков полного осушения морского дна не обнаружено. В мелководных условиях отлагались пески и карбонатные осадки, а в более глубоководных — фосфатные, глинистые и кремнистые образования. Море Фосфория на юго-востоке Айдахо было довольно глубоким. К востоку отсюда оно становилось более мелким и в центральном Вайоминге переходило в серию мелких временами замкнутых бассейнов. С востока шло поступление тонкого кластического материала. На севере в центральной Монтане была низменная суша, поставлявшая кварцевый песок. Общее количество приносимого грубого и тонкого материала было небольшое. На основании диаграммы Крумбайна и Гаррелса предполагается, что органогенные фосфориты, ассоциирующиеся с глауконитом и обычно известковистые, отлагались при рН около 7,8, а пеллетовые и желваковые отлагались при $pH < 7,8$. За время отложения половины цикла от светлых карбонатных пород до углистых пеллетовых фосфоритов происходило уменьшение величины рН примерно от 8,4 до 7,5, а Eh от +100 до —300 мв. Фосфор приносился восходящими придонными холодными течениями согласно гипотезе А. В. Казакова, развиваемой Мак-Келви. По направлению к востоку, вследствие потери CO_2 , в этих течениях возрастали значения рН и Eh и благодаря лучшей аэрации дна увеличивалось количество донных илоедных животных. Далее к востоку в полузамкнутых бассейнах отлагались красноцветы с гипсом и ангидритом.

По подсчетам Мак-Келви и др. (McKelvey, Swanson a. Sheldon, 1953), воды морей и озер содержат $0,32 \cdot 10^{12}$ т P_2O_5 в растворе, а в бассейне Фосфория отложилось $1,7 \cdot 10^{12}$ т P_2O_5 , т. е. в пять раз больше. Если же принять в расчет более точные данные С. В. Бруевича, определившего количество растворенного P_2O_5 в океанах, равное $0,19 \cdot 10^{12}$ т, то получим различие с количеством фосфора, отложившегося в бассейне Фосфория не пять, а девять раз. Следовательно, согласно гипотезе восходящих течений для накопления фосфора в бассейне Фосфория потребовалось бы прохождение вод океана через этот бассейн не менее девяти раз.

Мак-Келви (McKelvey, 1959) отмечает, что образование фосфоритов и нефти связано с восходящими течениями. Воды их богаты P, N, Si. По мере приближения таких вод к поверхности моря и нагревания растворенные в них фосфаты достигают насыщения. Благодаря богатству питательными веществами этих вод в районах восходящих течений возникает обилие органической жизни. Среди нее много организмов с фосфатным и кремнистым скелетом. На дно моря осаждается много органического вещества, при разложении которого образуются сульфиды и нефть.

Мак-Келви и др. (McKelvey a. oth., 1959) полагают, что область осадконакопления нижней фосфоритовой пачки, судя по вариациям типов пород в разрезе и на площади, была довольно однообразной как во времени, так и в пространстве. Тонкий состав аргиллитов, высокое содержание органического вещества во многих из них, присутствие пирита и отсутствие абразии у окаменелостей указывают на отложение фосфоритовых сланцев глубже действия волн, вдали от берега и в восстановительных условиях, господствовавших на дне или в незатвердевшем донном осадке.

Разнообразие фосфоритов от несортированных зерен в углистых аргиллитах до хорошо отсортированных оолитовых и пизолитовых фосфоритов, содержащих абрадируемые окаменелости или глауконит, свидетельствует о накоплении фосфатов на дне как ниже, так и выше действия волн, как в восстановительной, так и в окислительной обстановке, при рН как ниже 7,8, так и немного выше этой величины. Глубина моря была наибольшей на юго-востоке Айдахо, откуда уменьшалась во всех направлениях, кроме западного. На уменьшение глубины бассейна указывают грубая зернистость фосфоритов, уменьшение глинистости за счет роста карбонатности и вклинивание языков светлых карбонатных пород, кремней и песчаников. Вертикальные разрезы указывают на углубление бассейна примерно к середине века нижней фосфоритовой пачки и затем на его обмеление (см. фиг. 17). Переслаивание фосфоритов с фосфоритовыми аргиллитами и абрадируемый характер окаменелостей в фосфоритах по сравнению с целыми окаменелостями в аргиллитах указывают на то, что некоторые богатые фосфориты представляют результат переработки фосфатных аргиллитов, возможно, во времена штормов. Такую идею высказывали Крессман (Cressman, 1955) и затем Шелдон (Sheldon, 1957).

Мак-Келви с сотрудниками в этой же работе (McKelvey a. oth., 1959) высказали новое предположение, что фосфориты отлагались на глубинах примерно от 200 до 1000 м. Доказательством этого служат, по их мнению, тонкая зернистость многих фосфоритов, присутствие тонких фосфатных зерен и углистых аргиллитов, отсутствие следов ряби и косой слоистости и распространение фосфоритов в современных морях на глубине от 400 до 1000 м. В то же время имеются данные и о мелководном накоплении некоторых фосфоритовых слоев. Таков главный фосфоритовый слой в горах Сентенниал на севере бассейна. Для этого слоя характерны линзовидная форма и быстрые фациальные переходы в слабо фосфатные кварцевые пески, по-видимому, прибрежно-морские.

Присутствие *Linguladiscina* и других брахиопод говорит о накоплении фосфоритов на глубине менее 40 м. Но, учитывая, что фосфориты в мелководной зоне могли быть переотложены, условия их первичного накопления, вероятно, были не столь разнообразны, как это может показаться с первого взгляда. Источником фосфора были, согласно гипотезе А. В. Казакова (1939), восходящие глубинные течения. В них по мере роста рН достигалось насыщение сначала фосфатом, потом карбонатом кальция. Заметим, что, по А. В. Казакову, порядок насыщения растворов в восходящих водах обратный — карбонаты насыщают воду и осаждаются раньше, чем фосфаты. Обилие питательных веществ, приносимых восходящими течениями, приводило к расцвету жизни. Отмершие организмы послужили источником органического вещества, а также и фосфора для некоторых фосфоритов. Нижний фосфоритовый слой, богатый обломанными остатками костей рыб, мог образоваться, согласно Блэквелдеру, в результате массовой гибели организмов, явлению, обычному в областях восходящих течений. Однако эта массовая гибель ограничивалась областью мелководья и не могла служить поставщиком материала для образования других фосфоритов. Присутствие известковых и кремневых скелетов, замещенных фосфатом, а также взаимно сдавленных фосфатных зерен указывает на диагенетическое образование некоторой, может быть большей части фосфата. Тонкозернистые бесструктурные фосфориты и карбонаты образовались путем непосредственного химического осаждения (из вод бассейна. — Г. В.), хотя линзовидная форма глинистых известняков указывает на имевшую место миграцию и переотложение вещества в диагенезе.

На несоответствие гипотезы восходящих течений геологическим данным указал Биссел (Bissell, 1959). По его мнению, вулканизм может быть частичным источником кремния и фосфора, а возможность приноса фосфора восходящими течениями ограничена или невозможна вследствие наличия

крупных массивов суши в пределах Кордильерской геосинклинали и западнее ее.

Мак-Келви (McKelvey, 1966) вносит в гипотезу А. В. Казакова ряд поправок и дополнений. Он усматривает четыре ситуации, при которых холодные богатые питательными веществами воды океанических глубин поднимаются к поверхности: 1) в местах, где течение отходит от берега или где происходит дивергенция двух течений по отношению одного к другому; 2) в местах встречи двух течений, образующих турбулентное движение; 3) вдоль западного клина течений, идущих к полюсу, и 4) в **высоких широтах**, где сильно соленая вода тропиков имеет тенденцию к погружению. При этом фосфаты осаждаются либо биохимически, либо неорганическим путем вследствие повышения рН. Кремнезем осаждается биохимически диатомеями, силикофлягеллятами и губками. Карбонаты осаждаются либо химически, либо биохимически в теплых водах. Вблизи современных областей восходящих течений на суше встречается гуано или гуанализированные породы, например у берегов Перу. Многие морские черные битуминозные сланцы и пластовые кремнистые породы могут служить признаками нахождения фосфоритов, хотя не всегда промышленных. Исключение составляет тип кремнистых пород, переслаивающихся с вулканогенными или другими породами в мощных разрезах эвгеосинклинали. Этот тип пород обычно не ассоциируется с фосфатами.

Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960) кладет в основу гипотезы происхождения кальцита, доломита и карбонатфторапатита условия химического равновесия между этими минералами и морской водой. Второе условие — необходимость циркуляции морской воды. Оно вытекает из сопоставления запасов P_2O_5 в формации Фосфория, равных $1,7 \cdot 10^{12}$ т, с количеством растворенного P_2O_5 , содержащегося в водах океанов и морей, равным $0,32 \cdot 10^{12}$ т. Первая величина превосходит вторую почти в 5 раз. Эти цифры показывают, что океаническая циркуляция в течение долгого времени является **необходимой предпосылкой** для отложения огромного количества материала и что весь объем океанических вод, образно говоря, должен был пройти через район отложения формации Фосфория много раз.

Скелетный и раковинный материал, как отмечает Гульбрандсен, составляет незначительную часть в фосфоритах или в карбонатных породах нижней фосфоритовой пачки, хотя в некоторых разновидностях этих пород такого материала бывает много. Поэтому прямая роль организмов в образовании фосфоритов или карбонатных пород была невелика. Однако организмы могли косвенно оказывать сильное влияние путем изменения физико-химических условий среды осадконакопления.

Рассматривая опыты различных авторов по растворимости фосфатов в воде, Гульбрандсен полагает, что карбонатфторапатит является предположительно стабильным соединением в морской воде, где его растворимость немного ниже расчетной для трикальцийфосфата. Опытам А. В. Казакова по растворимости фосфатов Гульбрандсен придает важное значение и отмечает, что в этих опытах содержание СаО в жидкой фазе принято значительно ниже, чем в морской воде, и что в них отсутствовала CO_2 , необходимая для осаждения карбонатфторапатита.

Различные смеси доломита, кальцита и карбонатфторапатита в нижней фосфоритовой пачке Гульбрандсен пытается объяснить правилом равновесия фаз. Большая группа образцов, которая сложена почти целиком апатитом, указывает на то, что этот минерал был первым и единственным минералом в данных условиях и в течение того времени, пока отлагался фосфоритовый слой. Это могло бы быть первой стадией дифференциации морской воды, если бы не было особых условий поступления фосфата. Далее отлагались смеси апатита и доломита и затем доломита и кальцита.

Гульбрандсен сам признает, что такое объяснение хода осаждения фторкарбонатапатита, доломита и кальцита является в значительной мере

спекулятивным, так как для точного суждения недостает многих критериев. Все же он предполагает еще один вариант. Исходя из того, что фосфориты углистые и содержат примесь тонкого терригенного материала, можно считать, что они отлагались в сравнительно глубоководной части моря Фосфория, где циркуляция воды была слабая и ощущался недостаток кислорода. Эта часть бассейна была более соленая и с большим удельным весом вод, чем поверхностная. Такая придонная вода была, конечно, насыщена фторапатитом, если принять, что поверхностная морская вода близка к его насыщению. При таких условиях дополнительное внесение фосфата от разложения отмерших организмов должно привести к осаждению апатита.

Наиболее слабым местом генетических построений Гульбрандзена является отсутствие доказательств, что фосфат, доломит и кальцит осаждались из раствора морской воды. Если заведомо органического фосфата кальция в формации Фосфория установлено мало, то это вовсе не значит, что остальная часть этого вещества осаждалась из вод бассейна химическим путем. Образование этой остальной части вещества могло происходить и в результате диагенеза в илу на дне моря.

Н. М. Страхов (1960) признал гипотезу о вулканогенном источнике фосфора, предложенную Н. С. Шатским, несостоятельной, а его трактовку отдаленной вулканогенно-кремнистой формации произвольной. Фосфаты, как и кремнезем, должны, по мнению Н. М. Страхова, выпадать в осадок вблизи мест их высачивания из недр Земли. По мере переноса этих веществ водой в отдаленные области они неизбежно будут разбавляться, а возможность их осаждения будет уменьшаться, а не увеличиваться.

Р. Шелдон (Sheldon, 1963, 1964), так же как и Мак-Келви, считает, что источником фосфатов для образования фосфоритов формации Фосфория являются океанические глубинные воды, приносимые восходящими течениями. При этом фосфаты осаждались либо химически, либо биохимически, а кремнезем биохимически. Он рассмотрел палеогеографию современных и древних фосфоритоносных бассейнов разных стран и нашел, что фосфориты отлагались в теплых морях, в пределах географических широт от 5 до 42°. Этот его вывод подтверждает данные Н. С. Шатского (1955) и Н. М. Страхова (1960) о связи образования фосфоритов с теплым климатом.

На приведенных Р. Шелдоном палеогеографических картах ордовикского, карбонового и пермского фосфоритоносных бассейнов США, а также юрских бассейнов Перу и Мексики и мел-эоценового бассейна Северной Африки и Турции показаны предполагаемые направления ветров и морских течений. Линии широт на этих картах нанесены по палеомагнитным данным, а направления ветров и течений показаны примерно вдоль берега. На карте пермского бассейна США направление ветра подтверждается направлением косой слоистости золотых песков (см. фиг. 21). С прибрежными течениями бывают связаны и восходящие токи воды. Самое неясное в этих картах — это контуры береговой линии и глубины бассейнов. Данные о глубинах отсутствуют, а границы бассейнов показаны весьма схематично. Даже в наиболее изученном пермском бассейне США многие важные детали прохождения береговой линии неясны, а разнос кварцевого песка шел не только к югу от северной суши, но и к северу от поднятий на юге, т. е. против течения. Очевидно, что для выяснения древних морских течений предстоит большая работа в будущем.

Крессман и Свансон (Cressman, Swanson, 1964) считают, что источником фосфора и кремния для формации Фосфория была морская вода. Они излагают гипотезу А. В. Казакова и приводят противоположную точку зрения Ван-Влотена. Последний указывает, что температура, соленость и содержание кислорода ниже зоны фотосинтеза остаются довольно постоянными в восходящих массах воды. Авторы сделали расчет количества орга-

нической массы, фосфора и времени, необходимого для накопления верхней фосфоритовой пачки в Монтане. Если допустить, что ежегодно на 1 м^2 продуцируется 475 г органического углерода, то необходимо, чтобы на площади верхней фосфоритовой пачки Монтаны продуцировалось $9,64 \times 10^6 \text{ т/год}$ органического углерода. Далее, если взять отношение фосфора к углероду в составе планктона, равное 1 : 106, то получим $9,1 \times 10^4 \times 10^4 \text{ т}$ органического фосфора. Из этого количества, вероятно, осаждалось $\frac{3}{4}$, т. е. $6,8 \times 10^4$, а $\frac{1}{4}$ поступала в новый круговорот. Верхняя фосфоритовая пачка содержит $1,6 \times 10^{10} \text{ т}$ фосфора. Если это количество разделить на годовую продукцию органического фосфора, то получим 235 000 лет. Это количество времени, необходимое для экстракции фосфора планктоном и осаждения его для образования верхней фосфоритовой пачки.

По мнению Крессмана и Свансона, фосфатные пеллеты, возможно, представляют фекалии, инфильтрованные фосфатом, но возможно, что это стяжения рассеянного фосфата. Эти авторы считают более вероятным концентрацию фосфора планктонными организмами, которые увлекали его на глубину ниже зоны фотосинтеза, где вода была насыщена фосфатом. Большая часть высокосортных фосфоритов подверглась воздействию течений, сопровождавшемуся механической концентрацией. Многие фосфоритовые слои содержат мелко- и среднезернистый кварцевый песок. Следовательно, они отлагались на глубинах менее 60 м, а скорее всего на глубине менее 30 м. Перемытые пеллетовые фосфориты отлагались, вероятно, на такой глубине, где сила течений была достаточной для удаления тонких частиц, но оказывалась мала для перемещения пеллетов на значительное расстояние. Фосфатные оолиты образовались в воде, насыщенной фосфатом, неглубокой и подвижной. Исходя из отсутствия или малого количества доломита и кальцита в мелководных фосфоритах, авторы полагают, что морская вода имела нормальную или более низкую соленость и невысокую температуру.

Мак-Коннел (McConnell, 1965, 1966) обратил внимание на возможность существования в море веществ ингибиторов и стимуляторов, тормозящих или стимулирующих осаждение фосфатов кальция. Такие вещества хорошо известны химикам и биологам и широко используются в химической технологии. Свое предположение об их существовании в море, где отлагались фосфориты, Мак-Коннел сделал на основании опытов по искусственному получению зубного камня из раствора слюны. Зубной камень, по его исследованиям, представляет карбонатгидроксилпатит, или даллит. Для опытов было приготовлено две серии растворов. В первой серии раствор состоял из слюны, собранной у людей, во рту которых отлагался зубной камень. В первом опыте из этой жидкости образовался осадок даллита в течение пяти дней. Во втором опыте энзим был удален из жидкости путем кипячения, — осадка не происходило. В третьем опыте в жидкость добавлена кристаллическая ангидраза карбоника — осадок даллита снова появился. В четвертом опыте к этой жидкости добавлен ингибитор сульфаниламид — действие стимулятора было подавлено, — даллит не осаждался.

Для второй серии опытов был приготовлен искусственный раствор фосфата натрия и хлористого кальция. Затем через него пропускалась CO_2 до установления рН = 7,5. Ингибитор и энзим были те же. Из раствора без энзима даллит не осаждался, а с энзимом осаждался. При добавлении ингибитора в раствор с энзимом влияние последнего было подавлено, — даллит не осаждался.

Отсюда Мак-Коннел сделал второй вывод, что условия, необходимые для осаждения фосфоритов, вероятно, не могут быть выражены на основании только теории неорганической химии. Даже в случае пересыщения раствора фосфатами осаждение их может быть задержано ингибиторами. Большую помощь для понимания процесса осаждения и растворения фос-

фатов и образования фосфоритов может, по его мнению, оказать изучение минерализации костей и раковин.

Путем применения рентгеноструктурного анализа и электронной микроскопии найдены группы микроорганизмов, способные осаждать гидроксилapatит внутри клеток и в межклеточной жидкости. Жгутиковые водоросли *Polytomia uvella*, *Polytomella caeca*, *Chlorogonium elongatum* осаждали в своих клетках гидроксилapatит из водопроводной воды (Pautard, 1960). Пластинчатые кристаллы этого минерала осаждались также на поверхности жгутиков. Реснитчатые *Spirostomum ambigum*, *S. intermedium*, находясь в воде над почвой, полностью окостеневали в течение нескольких месяцев. В тех же условиях другой вид спиростомы *S. teres* осаждал не фосфат, а кальцит. Потард указывал также, что два вида морских планктонных рачков *Temora longicornis* и *Thysanoessa inermis* содержат 90—92% фосфата кальция, в пересчете на золу.

Бактерии полости рта *Actinomicetes israelii* и *Bacterionema matruchottii* осаждают гидроксилapatит внутри клеток, а *Veillonella* и дифтероиды способны осаждать этот минерал сначала в межклеточной жидкости, а затем и в самих клетках (Rizzo a. oth., 1963).

Физико-химическая сторона процесса осаждения фосфатов организмами пока не изучена с достаточной полнотой даже на таких легко доступных объектах, как полость рта или почва. Совсем неясна в этом процессе роль микроорганизмов моря. Поэтому мы можем только предполагать, что микроорганизмы, а также ингибиторы и стимуляторы, вероятно, играют немалую роль в регулировании осаждения и круговорота фосфора в море.

Действительно, в иле на дне моря, где отлагались фосфориты, находились различные органические вещества. Среди них могли быть как ингибиторы, так и стимуляторы для осаждения или растворения апатита и других минералов. Следы проявления этих органических веществ обнаружены нами в 1957 г. (см. Бушинский, 1966а) при изучении литологии меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. В пишущем меду находится много ходов различных илоядных животных, а также копролиты. Ходы одних организмов подверглись окремнению, других, наоборот, остались неокремненными, даже если они оказались внутри кремневой конкреции. Фосфатизация пишущего мела была интенсивнее в участках, где ходов не было, и в копролитах. Осаждение карбоната марганца происходило преимущественно в ходах определенных илоядов (судя по образцам, доставленным мне Е. С. Тихомировой из Мангышлакского месторождения марганца).

Отсюда следует, что какие-то органические вещества, выделяемые теми или иными организмами, играли роль стимуляторов или ингибиторов при осаждении или растворении карбонатов, фосфатов и кремнезема. Осаждение этих минеральных веществ, вероятно, происходило из насыщенных или пересыщенных их растворов, довольно стабильных при наличии ингибиторов или отсутствии стимуляторов. Микроорганизмы также могли играть немалую роль в осаждении фосфатов.

Все эти факторы (ингибиторы, стимуляторы и микроорганизмы) действовали в определенных палеогеографических условиях, благоприятных для накопления фосфоритов. Эти условия известны лишь в общих чертах, но для их уточнения необходимы дальнейшие исследования.

Из настоящего обзора видно, что все авторы считают формацию Фосфория и заключенные в ней фосфориты морским образованием. Однако в вопросах о природе фосфатных пеллетов и оолитов, об источниках фосфора и об условиях его концентрации и осаждения и о палеогеографии бассейна имеются большие расхождения. Попытаемся рассмотреть эти вопросы на основании приведенных данных.

В заключение рассмотрим происхождение фосфоритов на основании петрографических и палеогеографических данных.

Петрографические данные. В состав фосфоритов входят первично фосфатные органические остатки, фосфатизованные первично кальцитовые остатки организмов, фосфатные пеллеты, оолиты и цемент, а также псевдоморфозы выполнения фосфатом различных раковин, желваки, песчинки и гальки фосфорита и различные нефосфатные примеси. Из этих структурных элементов резко преобладают фосфатные пеллеты, в меньшем количестве присутствуют цемент и оолиты, а остальных компонентов обычно немного.

Первично фосфатные органические остатки — это раковины лингулид, зубы, кости и чешуя или панцири рыб. Форма этих остатков бывает угловатая и округлая. Они ассоциируются с фосфатными оолитами, или пеллетами, и с кварцевыми алевролитами или песчаниками, иногда с известняками или доломитами и приурочены к началу или к концу цикла фосфатонакопления. Эта ассоциация и окатанность органических остатков говорят о накоплении их в подвижной воде, в мелководных условиях.

Фосфатизованные первичнокальцитовые остатки организмов представлены раковинами фораминифер, брахиопод и гастропод, скелетами мшанок и криноидей. Может быть, некоторые гастроподы обладали арагонитовой раковиной. Во всяком случае фосфатизация этих органических остатков происходила в илу на дне моря. Карбонат в этих условиях, очевидно, был неустойчивым, подвергался растворению и замещался фосфатом. Растворение карбоната происходило, вероятно, под действием углекислоты, выделявшейся при разложении органических веществ, которых в илу было очень много.

Органические остатки как первично фосфатные, так и фосфатизованные, обычно встречаются совместно.

Спикулы губок встречаются в фосфоритах довольно часто. Из них преобладают однолучевые формы (табл. II, 3). Особенно много спикул губок в верхней кремнистой пачке, где они образуют настоящие спонголиты (табл. IV, 2 и 3). Фосфатизация спикул губок выражается в выполнении их каналов фосфатом. Возможно, происходило и замещение скелетно-опала на фосфат.

Фосфатные пеллеты (овули и зерна) слагают главную массу фосфорита, поэтому выяснение их природы представляет большой интерес. Брегер (см. Mansfield, 1927) считал их бактериально-химическими образованиями, возникшими на дне мелкого моря; Мансфилд (Mansfield, 1927) и Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960) — микроконкрециями; Эми (Emigh, 1958) — псевдоморфозами замещения известковых частиц; Г. И. Бушинский (1966а, б; Bushinsky, 1935, 1964, 1966, 1969), Крессман и Свансон (Cressman and Swanson, 1964) — фосфатизованными копролитами мелких морских животных.

Все фосфатные пеллеты формации Фосфория можно разделить на три генетических типа: фосфатизованные копролиты, микроконкреции и псевдоморфозы замещения известковых песчинок фосфатом. Первый из этих типов, по нашему мнению, преобладает. Форма фосфатных пеллетов удлинненно-округлая, размеры 0,1—0,3 мм в диаметре, редко больше или меньше. Некоторые из них бывают покрыты одной или несколькими концентрически-слоистыми оболочками фосфата. Мелкие фосфатные пеллеты иногда составляют ядра фосфатных оолитов с большим количеством фосфатных оболочек.

Сравнительно легко определяется генетическая природа псевдоморфоз замещения известковых песчинок фосфатом. У них обычно сохраняется внутренняя структура, видимая в шлифе, — либо сетка, характерная для

скелетов иглокожих, либо чешуйчатая структура, свойственная раковинам брахиопод, либо камеры раковин фораминифер. Такие пеллеты не несут следов пластических деформаций от сдавливания. Большое количество пеллетов с хорошо сохранившимися раковинами фораминифер встречается в верхней фосфоритовой пачке (табл. IV, 4).

Труднее определить возможные микроконкреции. По форме и размерам они могут быть сходны с двумя другими типами пеллетов. От псевдоморфоз по кальцитовым раковинам микроконкреции нередко отличаются присутствием включений терригенных и органогенных частиц. Гульбрандсен (Gulbrandsen, 1960) указывает, что у некоторых пеллетов, которые он считает микроконкрециями, наблюдаются следы сдавливания. По его мнению, это результат их роста в тесном пространстве. Наши наблюдения над крупными и мелкими конкрециями, которые залегают среди меловых и юрских пород на Русской платформе, показывают иное. Эти конкреции не несут следов пластического сдавливания от соседних конкреций или песчинок. Следовательно, еще не найдены признаки, характерные только для микроконкреций и отсутствующие у других пеллетов.

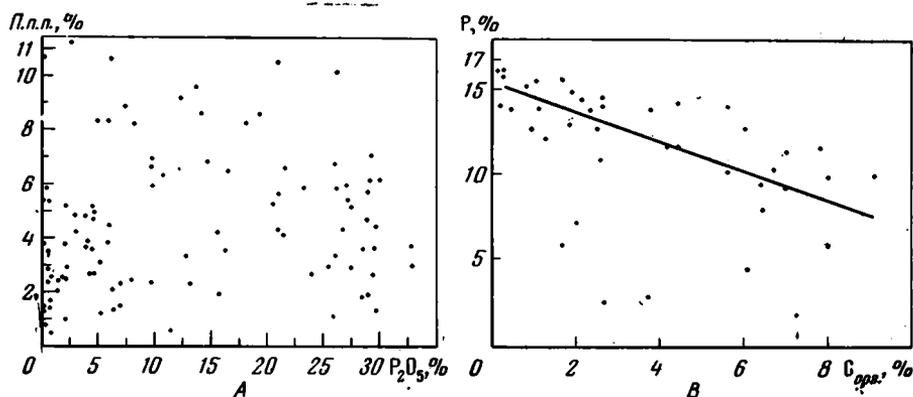
Идея о принадлежности фосфатных пеллетов к фосфатизованным копролитам была высказана Я. В. Самойловым в 1912 г. при изучении им фосфоритов Северной Африки (см. Бушинский, 1966б). Он пришел к этой идее на основании внешнего сходства фосфатных пеллетов с современными копролитами со дна Атлантического океана вблизи устья р. Конго, которые описаны Д. Мерреем.

Аналогичные пеллеты встречаются в известковых илах на дне моря вблизи Калифорнии. Они имеют эллипсоидальную форму и состоят из тесно смешанных известковых частиц, без ядра и без концентрической слоистости. Изучавшие их авторы (Dietz, Emery, Shepard, 1942) предполагают, что это копролиты морских илоядных животных. Интересно отметить, что среди этих пеллетов имеются все стадии их фосфатизации — от неизмененных карбонатных до полностью фосфатизованных, образовавшихся путем замещения фосфатом карбоната и части органического вещества, а также путем выполнения пор.

Главная масса фосфатных пеллетов формации Фосфория содержит примесь органического и кремнисто-глинистого вещества. Иногда в них присутствуют угловатые зерна терригенного кварца или неправильные выделения аутигенных минералов, замещающих фосфат: кальцита, доломита, халцедона и кварца. В некоторых слоях фосфатные пеллеты несут следы сдавливания (табл. I, 2 и 4). Вероятно, вначале, до фосфатизации, они были мягкими и легко подвергались пластическим деформациям, даже при небольшом давлении вышележащих осадков.

Сходны с фосфатными кальцитовые и доломитовые пеллеты. Кэмпбелл (Campbell, 1962) привел микрофотографии пеллетового доломита, по виду совершенно сходного с фосфоритом (табл. IV, 5). Этот доломит отвечает по возрасту формации Фосфория и распространен в бассейне Биг-Хорн на севере Вайоминга. Пеллеты, сложенные микрозернистым кальцитом или доломитом, известны в каменноугольной, пермской, юрской, меловой и третичной системах Русской платформы, в кембрийской системе Азии и во многих других отложениях. Нередко наблюдается замещение карбонатных пеллетов фосфатом и наоборот. Карбонатные пеллеты обычно считаются копрогенными, но если они фосфатные, то чаще их относят к микроконкрециям химического или даже бактериального происхождения. Из этого сравнения нетрудно видеть, что взгляд на химическое происхождение пеллетов не основан на строгих критериях, а в значительной мере зависит от предвзятой точки зрения о химическом осаждении фосфата из вод бассейна.

Приведенные данные позволяют предполагать, что большая часть пеллетов в формации Фосфория представляет фосфатизованные копролиты



Фиг. 27. Диаграмма зависимости между содержанием органического вещества и фосфора в фосфоритах и других породах формации Фосфория

А — зависимость между потерей при прокаливании (в основном органическое вещество) и P_2O_5 , по Гульбрандсену (Gulbrandsen, 1960); В — зависимость между Р и $C_{орг.}$ по Эми (Emigh, 1958)

и что их фосфатизация произошла на дне моря в илу в раннюю стадию диагенеза (Bushinsky, 1935, 1964, 1966, 1969; Бушинский, 1966а, б). Этот вывод относится и к другим пеллетовым фосфоритам, кроме теннесийских в США, в составе которых преобладают окатанные и фосфатизованные обломочки скелетных частиц криноидей и других организмов.

Фосфатные оолиты состоят из ядра и облегающих его концентрических слоев. В качестве ядер чаще бывают фосфатные пеллеты, реже зерна терригенного кварца, зубы рыб, окатанные обломки органических остатков или оолитов (табл. I, 3; табл. II, 2; табл. III, 2). Концентрические слои оолитов фосфатные, число концентров 2—3, нередко до 7—8, а иногда и более. Концентры различаются по окраске, — одни светлее, другие более темные. В светлых концентрах слабо заметно дупреломление. Судя по оптическому знаку, концентры сложены чешуйчатыми кристаллами апатита, расположенными параллельно поверхности оолита.

Встречаются пеллеты, зерна кварца и обломки органических остатков, одетые одной или двумя фосфатными оболочками. Такие образования с известной условностью тоже можно отнести к оолитам, тем более, что они находятся совместно с оолитами и по структуре родственны им.

Любопытны эксцентричные и биэксцентричные оолиты. Они найдены среди песчаных фосфоритов в районе Монтпилиер. Такие же оолиты встречаются и в основании нижнего кембрия Китая, тоже среди песчаных фосфоритов или фосфоритовых песчаников (Бушинский, 1966а).

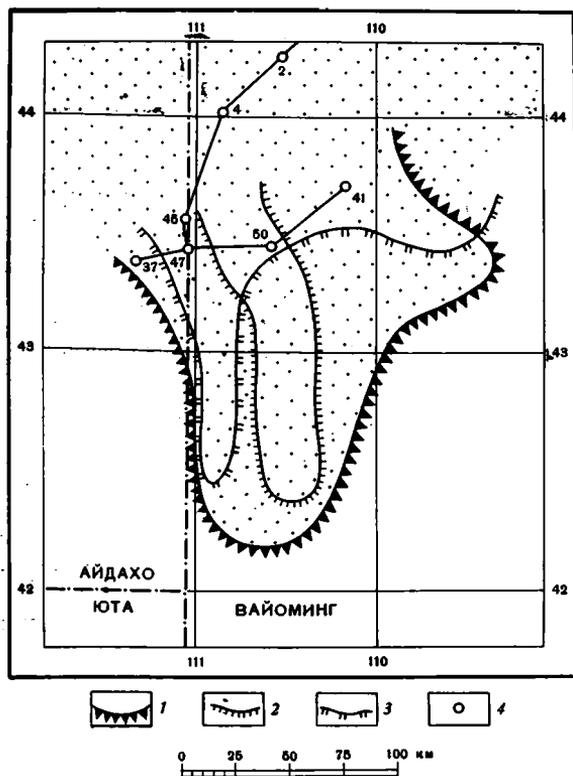
Оолиты образовались химическим или коллоидно-химическим путем в илу на дне моря.

У американских геологов принято называть округлые фосфоритовые образования диаметром более 2 мм желваками (nodules), а менее 2 мм — пеллетами или овулями (pellets, ovules). При таком понимании к фосфоритовым желвакам можно отнести округлые конкреции, плохо отличимые от них слабо окатанные гальки и округлые оолиты. В составе фосфоритовых желваков преобладает аморфный франколит в виде пеллетов и цемента, в меньшем количестве содержатся кристаллические разновидности франколита. Встречаются пеллетовые, кварцево-песчаные и афанитовые желваки фосфорита.

Распространение фосфоритовых желваков и оолитов довольно определенное. Они больше тяготеют к мелководной обстановке, где встречаются окатанные песчинки и гальки фосфорита или где отлагались кварцевые пески. В районе максимального фосфатонакопления на юго-востоке Айдахо имеется два слоя с фосфоритовыми желваками и оолитами. Оба они

приурочены к нижней фосфоритовой пачке, один — к нижней, а другой — к верхней ее части. Фосфатные пеллеты отлагались тоже в мелководной обстановке, но немного более глубокой, чем фосфатные оолиты.

Фосфатный цемент составляет значительную часть пластовых фосфоритов (см. табл. I—III). По сравнению с пеллетами окраска его немного светлее, органического вещества в нем меньше, а других примесей больше.



Фиг. 28. Языки кварцевых песчаников формации Шедхорн, вклинивающиеся с севера в формацию Фосфория, по Шелдону (Sheldon, 1963)

1 — нижний язык (F_1); 2 — средний язык (F_2); 3 — верхний язык (F_3); 4 — опорные разрезы

Кроме того, фосфатный цемент в большей степени, чем пеллеты, подвергался окремнению, кальцитизации или доломитизации. Источником фосфора для образования фосфатного цемента, вероятно, были органические остатки, разлагавшиеся на дне моря.

Соотношения между содержанием органического вещества и фосфора в породах формации Фосфория не всегда достаточно закономерны. В Кол-Каньоне эти два компонента как будто независимы один от другого (фиг. 27, А). Но в других районах намечается вполне определенная обратная зависимость между органическим углеродом и фосфором, правда с некоторыми отступлениями (см. фиг. 27, В). Очевидно, что образование богатого фосфорита сопровождалось вытеснением или замещением органического вещества фосфатом.

Палеогеографические данные. Для выяснения образования фосфоритов очень важное значение имеет характер выклинивания фосфоритонесной толщи и фосфоритовых пластов, связь их с вклинивающимися пластами соседних формаций.

В формацию Фосфория вклиниваются три языка кварцевых песчаников формации Шедхорн (фиг. 28). Эти языки залегают один над другим и направлены с севера на юг. Их однообразное направление указывает на отсутствие широтных течений в бассейне Фосфория.

Фосфориты формации Фосфория ассоциируются с кварцевыми песчаниками или с примесью кварцево-песчанистого материала. Такая же ассо-

циация известна почти во всех крупных и во многих мелких фосфоритовых бассейнах мира. Эту ассоциацию нельзя считать случайной, она представляет закономерность. Другой закономерностью является отсутствие промышленных залежей фосфоритов, связанных с аркозами, грауваками или вулканогенными породами.

Обе эти закономерности указывают на генетическую связь промышленных залежей фосфоритов с приносом терригенного материала и фосфора с гумидных равнин.

На широтном геологическом профиле видны фациальные переходы слоев (фиг. 29). Необходимо оговориться, что этот профиль довольно схематический вследствие малого количества разрезов и недостаточной их литологической изученности. Несмотря на эту схематичность, все же нетрудно заметить, что по вертикали разрезов основные фосфоритовые пласты заключены в пачках аргиллитов, тяготея к контакту этих пачек с доломитами, кремнистыми породами или песчаниками. Рассеянные фосфатные зерна, оолиты, гальки, желваки и небольшие слои фосфорита встречаются во всех типах пород приведенного профиля.

Выклинивание фосфоритовых пластов происходит с запада на восток, в разных пластах по-разному. Нижние фосфоритовые пласты нижней и верхней пачек фациально замещаются в этом направлении аргиллитами, вероятно, песчанистыми. Верхний фосфоритовый пласт нижней пачки сменяется к востоку кремнистыми породами.

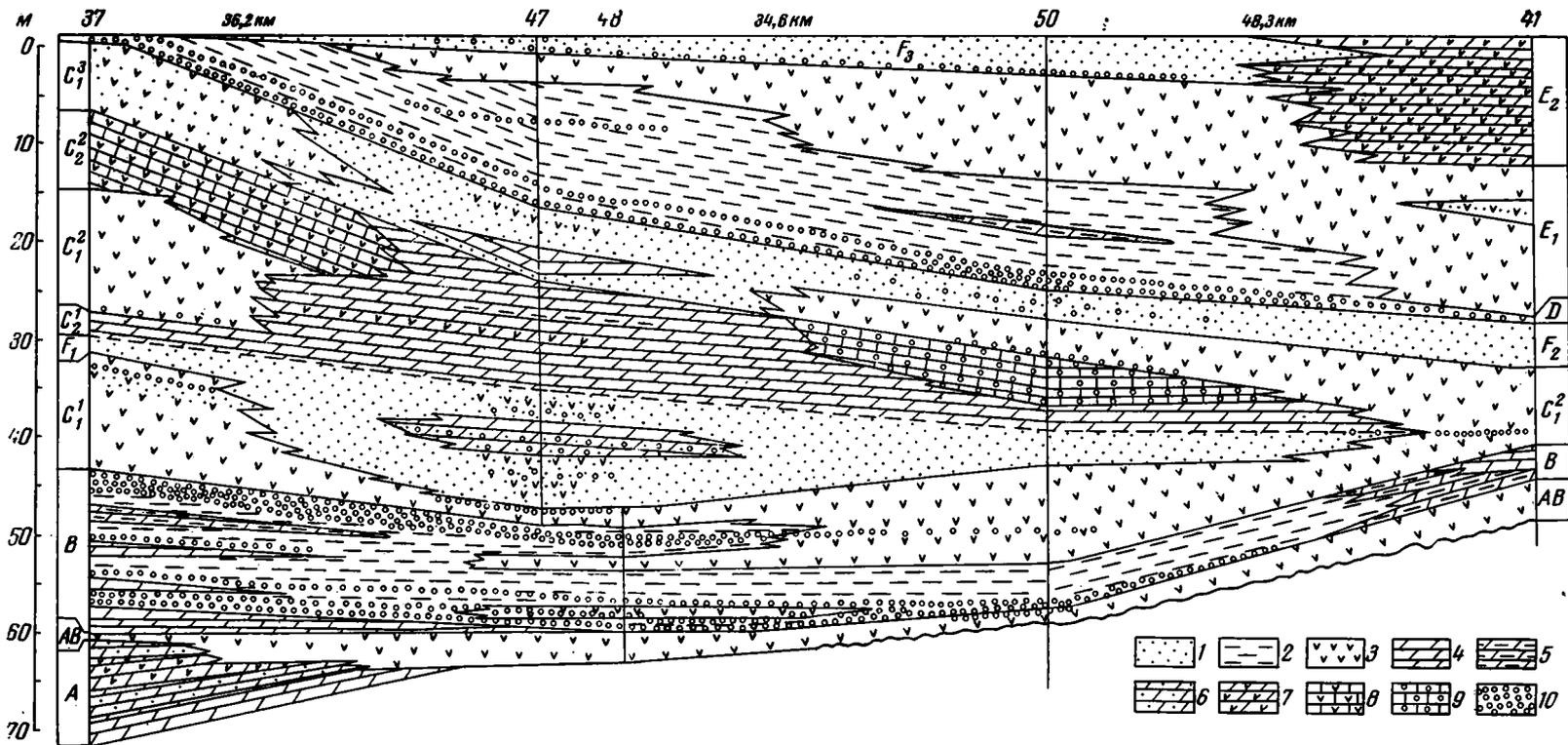
Кварцевые песчаники сменяются к западу и к востоку преимущественно кремнистыми породами, реже доломитами. Все эти породы связаны между собой непрерывными переходами.

По направлению с юга на север, т. е. от района максимального фосфатонакопления к устью р. Палеошедхорн, фосфоритовые пласты сменяются песчанистыми доломитами или кремнистыми породами (фиг. 30). Небольшие слои фосфоритов заходят и далее в толщу кварцевых песчаников формации Шедхорн. В таких местах фосфориты песчанистые, пеллетовые, оолитовые, желваковые, частью биокластические, с обломками оолитов и пеллетов.

Аргиллиты нижней фосфоритовой пачки сменяются с юга на север кремнистыми породами и песчанистыми доломитами, далее к северу — песчаником с доломитовым цементом и на севере бассейна в разрезе № 1 — чистыми кварцевыми песчаниками. Верхняя фосфоритовая пачка, состоящая на юге в разрезе № 47 почти целиком из аргиллитов, сменяется к северу кремнистыми породами и далее в разрезе № 1 — кварцевыми песчаниками с кремнистым цементом.

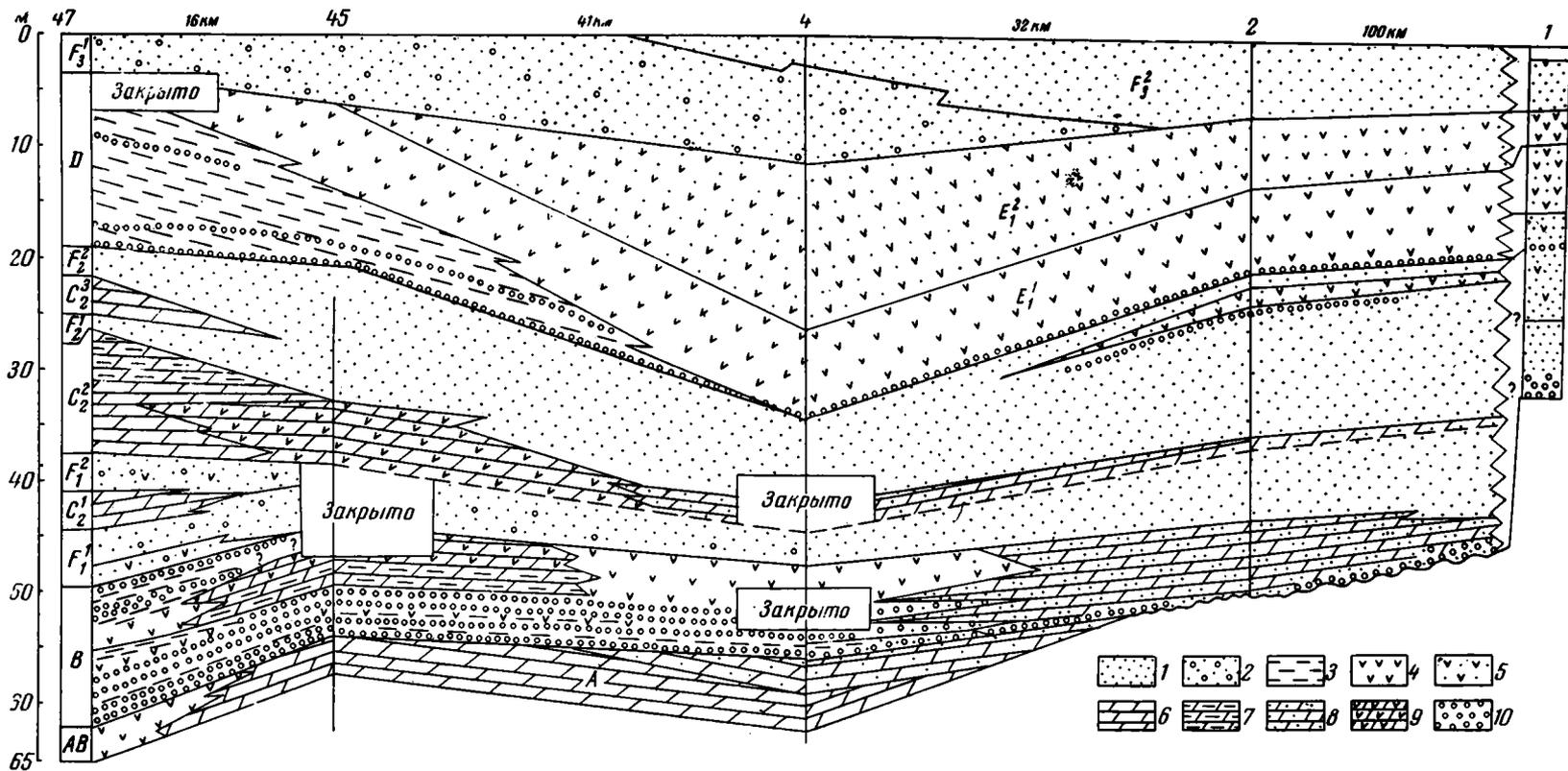
Различия между породами формаций Фосфория, Шедхорн и Парк-Сити не столь резкие, как изображено на фиг. 29 и 30. Цемент песчаников бывает кремнистый (кварцево-халцедоновый), доломитовый или кальцитовый. Кремнистые породы нередко песчанистые или доломитистые. Доломиты часто глинистые, кремнистые или песчанистые. Во всех этих породах рассеяны фосфатные пеллеты, кроме того, в песчаниках наряду с фосфатными пеллетами встречаются фосфатные оолиты и их обломки, а также фосфоритовые желваки.

Из фиг. 29 и 30 видно, что фосфориты отлагались в широком диапазоне условий — начиная от мелководья вблизи устья р. Палеошедхорн и до сравнительно спокойной морской обстановки на юго-востоке Айдахо. Далее на юг и юго-запад фосфоритовые слои выклинивались, замещаясь глинисто-кремнисто-доломитовыми породами. Этот фациальный переход хорошо виден на палеогеографической карте отложений века нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория (фиг. 31) и на фациальном профиле (см. фиг. 26). Доломиты и доломитизированные известняки, которые фациально замещают нижнюю фосфоритовую пачку, неоднородны. Среди них как на юге, так и на западе бассейна различаются биокластические и пелито-



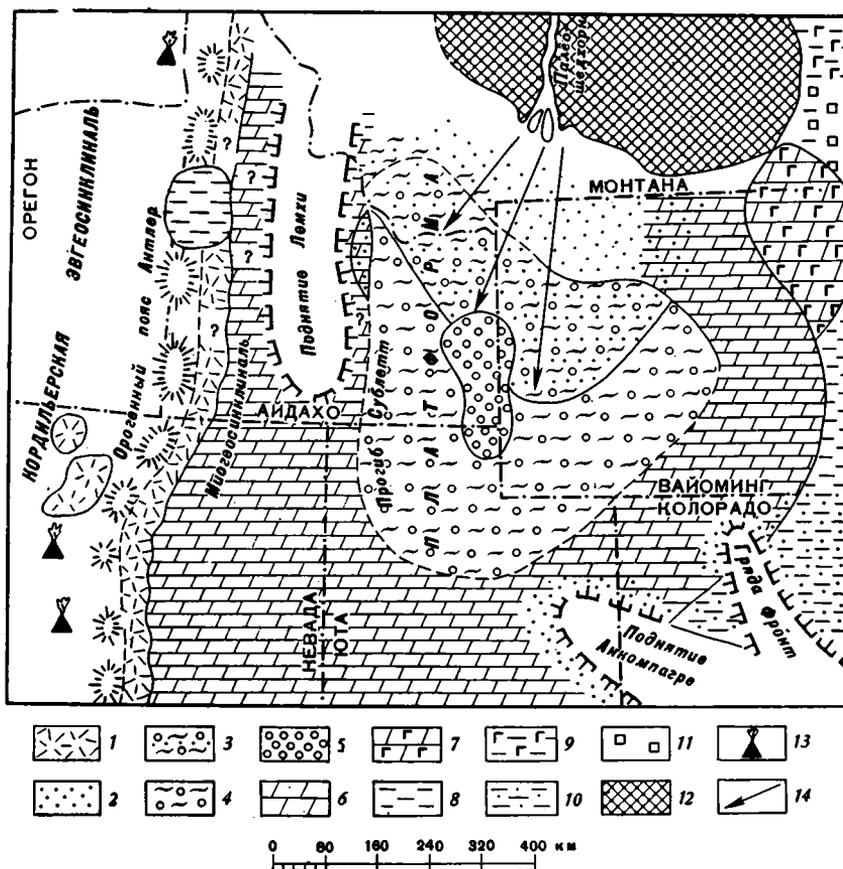
Фиг. 29. Широтный геологический профиль формации Фосфория между разрезами 37 и 41 (положение разрезов см. на фиг. 28), по данным Шелдона (Sheldon, 1963)

1 — кварцевые песчаники; 2 — серые и черные аргиллиты; 3 — кремнистые породы; 4 — доломиты; 5 — доломитовые мергели; 6 — доломиты песчаные; 7 — доломиты кремнистые; 8 — известняки кремнистые; 9 — известняки с фосфоритами; 10 — фосфориты. F_1 — F_3 — нижний, средний и верхний языки песчаников формации Шедхорн



Фиг. 30. Меридиональный геологический профиль формации Фосфория между разрезами 47 и 1 (положение разрезов см. на фиг. 28), по данным Шелдона (Sheldon, 1963)

1 — кварцевые песчаники; 2 — то же, с примесью фосфоритов; 3 — серые и черные аргиллиты; 4 — кремнистые породы; 5 — кремнистые породы песчаные; 6 — доломиты; 7 — доломитовые мергели; 8 — доломиты песчаные; 9 — доломиты кремнистые; 10 — фосфориты. F₁ — F₃ нижний, средний и верхний языки песчаников формации Шедхорн



Фиг. 31. Палеогеографическая карта отложений века нижней фосфоритовой пачки формации Фосфория

1 — граувакки; 2 — кварцевые пески; 3 — фосфориты с примесью зерен кварца и глины; 4 — фосфориты с примесью глины; 5 — фосфориты в области максимального их накопления; 6 — доломиты, преимущественно; 7 — доломиты и ангидриты; 8 — аргиллиты красноцветные; 9 — ар гиллиты с гипсом и ангидритом; 10 — аргиллиты красноцветные песчанистые; 11 — примесь галита; 12 — низменная суша; 13 — вулканы; 14 — главные направления переноса терригенного материала

морфные разновидности (микриты). Очевидно, те и другие отлагались в мелководном морском бассейне. На крайнем западе этого бассейна происходило отложение граувакк. Источником материала для них служил орогенный пояс Манхеттен или Антлер-Сонома. Вероятно, этот пояс был не сплошной, в нем были проливы, через которые бассейн Фосфория сообщался с пермским бассейном Кордильерской геосинклинали.

Из рассмотрения фиг. 31 следует несколько выводов.

1. Песчанистые, глинистые и карбонатные осадки накапливались в бассейне Фосфория нормально по мере удаления от устья р. Палеошедхорн в сторону моря. Влияние течений на их распределение незаметно. Вероятно, в бассейне Фосфория не было таких течений, которые бы существенно нарушили нормальное распределение осадков.

Почти половину разреза нижней фосфоритовой пачки в Каньоне Дир-Крик-Веллс, что в 30 км севернее Монтпилиер, составляют алевролиты (Lowell, 1952). Они сложены обломочным кварцем, мусковитом, глинистыми минералами и небольшим количеством фосфата, кальцита и кремня. Значит алевролиты в своем распространении от устья р. Палеошедхорн достигали района максимального фосфатонакопления.

2. Максимальное фосфатонакопление происходило в районе перехода песчано-глинистых пород в глинистые породы, на медленно прогибающемся участке платформы вблизи прогиба Сублетт.

3. Главным и непосредственным источником песчаных и глинистых частиц, а также фосфора и кремния для образования формации Фосфория была северная суша. Этот растворенный и взвешенный материал приносился р. Палеошедхорн, истоки и среднее течение которой, вероятно, располагались в гумидной зоне.

Против гипотезы о речном приносе фосфора для образования фосфоритов можно ожидать два существенных возражения. Реки приносят гораздо больше песчано-глинистого материала, чем фосфора. Поэтому осажденные фосфаты будут разубожены этим материалом и фосфоритовой залежи не получится. Кроме того, реки приносят фосфора гораздо меньше, чем восходящие течения.

Эти возражения, вероятно, справедливы для большинства случаев. Но в природе создавались и такие условия, когда количество терригенного материала было относительно невелико, когда фосфаты осаждались на мелководье в зоне алеврито-глинистых илов и агрегировались в форме фосфатных пеллетов. В сезоны волнения эти пеллеты взмучивались и отлагались на прежнем месте, а глинисто-алевролитовые и другие тонкие частицы уносились в более глубокие части водоема. Признаки перемывания зернистых или пеллетитовых фосфоритов отмечались многими исследователями (Sheldon, 1957; Cressman and Swanson, 1964; Bushinsky, 1964, 1966, 1969; Бушинский, 1966а, б).

Количество растворенного фосфора, приносимого реками, конечно гораздо меньше, чем его количество, приносимое восходящими течениями, но не так уже мало. Так, р. Волга ежегодно вносит в Каспийское море около 6 тыс. т растворенного фосфатного фосфора. Если бы такой приток фосфатов продолжался в течение 1 млн. лет, то могла бы образоваться залежь весом 40 млрд. т, в пересчете на тридцатипроцентный фосфорит. При этом необходимо учесть, что не весь растворенный фосфатный фосфор будет осажден в форме фосфорита. Но р. Волга приносит, кроме того, почти столько же растворенного органического фосфора. Естественно предположить, что органический и неорганический фосфор мог приноситься в течение нескольких миллионов лет, то приведенная цифра 40 млрд. т становится близкой к реальности и даже может быть повышена.

4. Карбонатные осадки, ограничивающие формацию Фосфория с востока, юга и запада, в значительной части биокластические, мелководные. Поэтому возможность существования восходящих течений из этой мелководной области бассейна Фосфория исключена или весьма ограничена. Преимущественно доломитовый состав карбонатных пород указывает на их образование в полузамкнутом водоеме, а не на открытом шельфе океана.

5. Бассейн Фосфория был отделен от орогенного пояса Манхеттен (Антлер-Сонома) Кордильерской геосинклинали, с его вулканическими проявлениями, широкой полосой (свыше 200 км ширины) мелководного моря и платформенным выступом Лемхи. Следовательно, возможность приноса вулканического фосфора и кремния водой из этого орогенного пояса в бассейн Фосфория также представляется маловероятной. Если при вулканических или поствулканических процессах и происходило поступление ювенильных растворов с повышенной концентрацией фосфора, то этот фосфор скорее бы отложился вместе с известняками, слои которых встречаются среди вулканогенных пород на западе Айдахо или в Неваде.

Схематическая карта (см. фиг. 31) нуждается в уточнении, как и выводы, полученные в результате ее рассмотрения. Несмотря на сравнительно хорошую изученность формации Фосфория, все же осталось много неясных вопросов. Главный из них это более точная палеогеография формации в целом и отдельных ее пачек на широкой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Бушинский Г. И. 1966а. Древние фосфориты Азии и их генезис. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 149.
- Бушинский Г. И. 1966б. О происхождении морских фосфоритов.—Литол. и полезн. ископ., № 3.
- Бушинский Г. И. 1967. Ингибиторы и стимуляторы в литогенезе. Литол. и полезн. ископ., № 4.
- Вассоевич Н. Б. 1966. История представлений о геологических формациях (геогенерациях).—В кн. «Осадочные и вулканогенные формации». М., изд-во «Недра».
- Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры.—Геохимия, № 7.
- Ирдли А. 1954. Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ.
- Казаков А. В. 1939. Фосфатные фации. М.—Л., ГОНТИ.
- Косыгин Ю. А. 1956. Геологическое строение США. М., БСЭ, 39.
- Кэй М. 1955. Геосинклинали Северной Америки. М.—Л.
- Мак-Келви В. Э., Карсуэлл Л. Д. 1955. Уран в формации Фосфория.— В кн. «Материалы Международной конференции по мирному использованию атомной энергии», 6. М., Машгиз.
- Орлова Е. В. 1951. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. М., Госгеолиздат.
- Семенов Е. И., Холодов В. Н., Баринский Р. А. 1962. Редкие земли в фосфоритах.—Геохимия, № 5.
- Смирнов А. И., Ивницкая Р. Б., Залавина Т. П. 1962. Экспериментальные данные о возможности химического осаждения фосфатов из морской воды.— В кн. «Геология месторождений фосфоритов». М., Госгортехиздат.
- Страхов Н. М. 1960. Основы теории литогенеза, 2. М., Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза, 3. М., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 1955. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Altschuler Z. S., Clarke R. S., Young E. S. 1958. Geochemistry of uranium in apatite and phosphorite.—U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 314-D.
- Altschuler Z. S., Berman S. a. Cuttitta F. 1967. Rare earth in phosphorites — geochemistry and potencial recovery. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 575-B, p. B1—B9.
- Anatomy of the Western Phosphate Field.—Utah Geol. Survey, 103, 1967.
- Baker A. A., Huddle I. W., Kinney D. M. 1949. Paleozoic geology of north and west sides of Uinta Basin, Utah.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 33, N 7.
- Baker A. A., Williams I. S. 1940. Permian in parts of Rocky Mountains and Colorado Plateau region.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 24, N 4.
- Bissell H. J. 1959. Silica in sediments in the Upper Paleozoic of the Cordilleran area.—In: «Silica in sediments».
- Bissell H. J. 1962. Permian rocks of parts of Nevada, Utah and Idaho.—Geol. Soc. America Bull. 73, N 9.
- Bissell H. J. 1964. Ely, Arcturus and Park City groups (Pensilvanian-Permian) in Eastern Nevada and Western Utah.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 48, N 5.
- Branson E. B., Branson C. C. 1941. Geology of the Wind River Mountains, Wyoming.—Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 25, N 1.
- Bushinsky G. I. 1935. Structure and origion of the phosphorites of the USSR.—J. Sedim. Petrol., 5, N 2.
- Bushinsky G. I. 1964. On shallow water origin of phosphorite sediments.—Developments in Sedimentology, 1.
- Bushinsky G. I. 1966. On the origin of marine phosphorites.—Lithol. and Mineral Resources, N 3, Transl. Consultants Bureau, N. Y.
- Bushinsky G. I. 1967. Inhibitors and stimulators in the lithogenesis. Lithol. and Mineral Ressources, N 4, Transl. Consultants Bureau, N. Y.

- Bushinsky G. I. 1969. Old phosphorites of Asia and their origin. Ed. by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem.
- Campbell C. V. 1962. Depositional environments of Phosphoria formation (Permian) in Southeastern Bighorn Basin, Wyoming.—*Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 46, N 4.
- Cheney T. M., McKelvey V. E., Gere W. C. 1956. Fusulinid-bearing rocks in Sublett Range, Idaho.—*Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 40, N 7.
- Churkin M. 1962. Facies across Paleozoic miogeosynclinal margin of Central Idaho.—*Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 46, N 5.
- Code of stratigraphic nomenclature. 1961.—*Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 45, N 5.
- Coleman R. C., Delevaux M. 1957. Occurrence of selenium in sulfides from some sedimentary rocks of the Western United States.—*Econ. Geol.*, 52, N 5.
- Condit D. D. 1924. Phosphate deposits in the Wind River Mountains, near Lander, Wyoming.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 764.
- Condit D. D., Finch E. H., Pardee I. T. 1928. Phosphate rock in the Three Forks-Yellowstone Park region, Montana.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 795-G.
- Cressman E. R. 1955. Physical stratigraphy of the Phosphoria formation in part of Southwestern Montana.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1027-A.
- Cressman E. R. 1964. Geology of the Georgetown Canyon—Snowdrift Mountain area, Southeastern Idaho.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1153.
- Cressman E. R., Swanson R. W. 1964. Stratigraphy and petrology of the Permian rocks of Southeastern Montana.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 313-C.
- Davidson C. F., Atkins D. 1953. On the occurrence of uranium in phosphate rock. In: «Comptes rendus de la 19 session du Congrès géologique international, Alger, 1952», fasc. XI. Alger.
- Davidson D. F., Lakin H. W. 1962. Metal content of some black shales of the Western United States.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 450-C.
- Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. R. 1942. Phosphorite deposits on sea floor of Southern California.—*Geol. Soc. America Bull.* 53, N 6.
- Dunbar C. O. a. oth. 1960. Correlation of the Permian formations of North America.—*Geol. Soc. America Bull.* 71, N 12, pt 1.
- Emery K. O. 1960. The sea off Southern California, a modern habitat of petroleum. N. Y.
- Emigh G. D. 1958. Petrology, mineralogy and origin of phosphate pellets in the Phosphoria formation.—*Idaho Bur. Mines and Geol.*, Pamphlet N 114.
- Gardner L. S. 1944. Phosphate deposits of the Teton Basin area, Idaho and Wyoming.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 944-A.
- Gulbrandsen R. A. 1960. Petrology of the Meade Peak phosphatic shale member of the Phosphoria formation at Coal Canyon, Wyoming.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1111-C, D.
- Gulbrandsen R. A. 1966. Chemical composition of phosphorites of the Phosphoria formation.—*Geochim. et cosmochim. acta*, 30, N 8.
- Hansen W. R. 1965. Geology of the Flaming Gorge area, Utah—Colorado—Wyoming.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 490.
- Harris R. A., Davidson D. F., Arnold B. P. 1954. Bibliography of the geology of the Western Phosphate Field.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1018.
- Hose R. K., Repenning C. E. 1959. Stratigraphy of Pennsylvanian, Permian and Lower Triassic rocks of the Confusion Range, West-Central Utah.—*Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull.* 43, N 9.
- Jacob K. D., Hill W. L., Marshall H. L., Reynolds D. C. 1933. The composition and distribution of phosphate rocks with special reference to the United States.—*U. S. Dept. Agric. Techn. Bull.* 364.
- Keller W. D. 1941. Petrography and origin of the Rex Chert.—*Geol. Soc. America Bull.* 52, N 8.
- King R. E., Bates R. L., Hills I. M. a. oth. 1944. Geology and paleontology of Permian area northwest of Las Delicias, South—Western Coahuila, Mexico.—*Geol. Soc. America. Spec. Paper* 52.
- Kinney D. M. 1955. Geology of the Uinta River and Brush Creek area, Duchesne and Uinta counties, Utah.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1007.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. 1952. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation—reduction potentials.—*J. Geol.*, 60, N 1.
- Levis F. R., Hill W. L. 1938. Determination and occurrence of boron in natural phosphates, superphosphates and defluorinated phosphate rocks.—*J. Agric. Res.*, 57, N 12.
- Levis F., Reder L., Hill W. 1935. Occurrence of selenium in natural phosphates, superphosphates and phosphoric acids.—*J. Agric. Res.*, 51, N 12.
- Lewis R. Q., Campbell R. H. 1965. Geology and uranium deposits of Elk Ridge and vicinity San Juan county, Utah.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 474-B.
- Lotspeich F. B., Markward E. L. 1963. Minor elements in bedrock, soil and vegetation at an outcrop of the Phosphoria formation on Snowdrift mountain Southeastern Idaho.—*U. S. Geol. Surv. Bull.* 1181-F.
- Love I. D. 1961. Vanadium and associated elements in the Phosphoria formation.—*U. S. Geol. Surv. Profess. Paper* 424-C.

- Lowell W. R. 1952. Phosphatic rocks in the Deer Creek-Wells Canyon area. Idaho.— U. S. Geol. Surv. Bull. 982-A.
- Lowell W. R. 1955. Igneous intrusions and metamorphism in some phosphatic rocks of Southwestern Montana.— Econ. Geol., 50, N 7.
- McConnell D. 1958. The apatitelike minerals of sediments.— Econ. Geol. 53, N 1.
- McConnell D. 1965. Precipitation of phosphates in sea water.— Econ. Geol. 60, N 5.
- McConnell D. 1966. Shallow-water phosphorites.— Econ. Geol., 61, N 3.
- McKee E. D., Oriol S. S. a. oth. 1967. Paleotectonic investigations of the Permian system in the United States.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 515.
- McKelvey V. E. 1959. Relation of upwelling marine waters to phosphorite and oil.— Geol. Soc. America Bull. 70, N 12, pt 2.
- McKelvey V. E. 1966. Successful new techniques in prospecting for phosphate deposits.— Austral. Mining, 58, N 3, p. 8—13.
- McKelvey V. E., Armstrong F. C., Gulbrandsen R. A., Campbell R. M. 1953. Stratigraphic sections of the Phosphoria formation in Idaho.— U. S. Geol. Surv. Circular 301.
- McKelvey V. E., Carswell L. D. 1956. Uranium in the Phosphoria formation.— U. S. Geol. Surv. Profess Paper 300, p. 483—487.
- McKelvey V. E., Swanson R. W., Sheldon R. P. 1953. The Permian phosphorite deposits of Western United States. In: «Comptes rendus de la 19 session du Congres géologique international Alger, 1952, fasc. XI. Alger.
- McKelvey V. E., Williams J. S., Sheldon R. P. a. oth. 1956. Summary description on Phosphoria, Park city and Sheshorn formations in Western Phosphate Field.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull, 40, N 12.
- McKelvey V. E., Williams J. S., Sheldon R. P. a. oth. 1959. The Phosphoria, Park City and Sheshorn formations in the western phosphate field.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 313-A.
- Mansfield G. R. 1927. Geography, geology and mineral resources in part of Southeastern Idaho.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 152.
- Mansfield G. R. 1929. Geography, geology and mineral resources of the Portneuf quadrangle, Idaho.— U. S. Geol. Surv. Bull. 803.
- Mansfield G. R. 1931. Some problem of the Rocky Mountain Phosphate Field.— Econ. Geol., 26, N 4.
- Mansfield G. R. 1940. The role of fluorine in phosphate deposition.— Amer. J. Sci., 238, N 12.
- Morris H. T., Lovering T. S. 1961. Stratigraphy of the east Tintic mountains, Utah.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 361.
- Norris D. K. 1965. Stratigraphy of the Rocky Mountain groups in the Southern Cordillera of Canada.— Canada Geol. Surv. Bull. 125.
- Pardee I. T. 1936. Phosphate rock near Maxville, Philipsburg and Avon. Montana.— U. S. Geol. Surv. Bull. 847-D.
- Patton W. W., Matzko I. I. 1959. Phosphate deposits in Northern Alaska.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 302-A.
- Pautard F. G. E. 1960. Calcification of unicellular organisms.— Amer. Assoc. Advance. Sci., 64.
- Powell J. W. 1888. Methods of geologic cartography in use by the U. S. Geol. Survey.— In: «Comptes rendus de la 3-me session du Congrès géologique international. Berlin, 1885». Berlin.
- Price R. A. 1962. Fernie map-area, east half Alberta and British Columbia.— Canada Geol. Surv. Paper 61-24.
- Rizzo A. A., Scott D. B., Bladen H. A. 1963. Calcification of oral bacteria.— Ann. N. Y. Acad. Sci. 109, art. 1.
- Roberts R. J., Crittenden M. D., Jr., Tooker E. W. a. oth. 1965. Pennsylvanian and permian basins in northwestern Utah, northeastern Nevada and Southcentral Idaho.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 49, N 11.
- Robinson W. O. 1948. The presence and determination of molybdenum and rare earth in phosphate rock.— Soil Sci., 66, N 4.
- Roeder D. H. 1967. Rocky Mountains (Canadian). Berlin.
- Rogers C. L., Taura E., Ulloa S. 1956. The general geology of phosphate deposits the Conception del Oro district, Zacatecas.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1037-A.
- Rooney L. F. 1956. Organic carbon in Phosphoria formation.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists Bull. 40, N 9.
- Rooney L. F. 1957. Hydrothermal alteration of Phosphoria mudstones.— J. Sedim. Petrol., 27, N 4.
- Schofield A., Haskin L. 1964. Rare-earth distribution pattern in eight terrestrial materials.— Geochim. et cosmochim. acta, 28, N 4.
- Shannon J. Ph. 1961. Upper Paleozoic stratigraphy of East-Central Idaho.— Geol. Soc. America Bull. 72, N 12.
- Sheldon R. P. 1957. Physical stratigraphy of the Phosphoria formation in Northwestern Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1042-E.
- Sheldon R. P. 1959. Geochemistry of uranium in phosphorites and black shales of the Phosphoria formation.— U. S. Geol. Surv. Bull. 1084-D.

- Sheldon R. P. 1963. Physical stratigraphy and mineral resources of Permian rocks in Western Wyoming.— U. S. Geol. Surv. Profess Paper 313-B.
- Sheldon R. P. 1964. Paleolatitudinal and paleogeographic distribution of phosphorite.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 501-C.
- Silverman S. R., Fuyat R. R., Weiser I. D. 1952. On the Quantitative determination of calcite associated with carbonate-bearing apatites.— Amer. Mineralogist, 37, N 3—4.
- Smart R. A., Waring R. G., Cheney T. M., Sheldon R. P. 1954. Stratigraphic sections of the Phosphoria formation in Idaho, 1950—1951.— U. S. Geol. Surv. Circ. 211.
- Stevens C. H. 1965. Pre-Kaibab Permian stratigraphy and history of Butte Basin, Nevada and Utah.— Amer. Assoc. Petrol. Geologists 49, N 2.
- Swanson R. W. 1960. Phosphate and associated resources in Permian rocks of Southwestern Montana.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 400-B.
- Swanson R. W., McKelvey V. E., Sheldon R. P. 1953. Progress report on investigations of Western Phosphate Deposits.— U. S. Geol. Surv. Circ. 297.
- Telfer L. 1933. Phosphate in the Canadian Rockies.— Trans. Canad. Inst. Mining and Metallurgy, 36.
- Thompson M. E. 1953. Distribution of uranium in rich phosphate beds of the Phosphoria formation.— U. S. Geol. Surv. Bull. 988-D.
- Thompson M. E. 1954. Further studies of the distribution of uranium in rich phosphate beds of the Phosphoria formation. U. S. Geol. Bull. 1009-D.
- Tremearne T. H. a. Jacob K. D. 1941. Arsenic in natural phosphates and phosphate-fertilizer.— U. S. Dept. Agric. Techn. Bull. 781.
- Weaver C. E. 1955. Mineralogy and petrology of the rocks near the Quadrant — Phosphoria boundary in Southwest Montana.— J. Sedim. Petrol., 25, N 3.
- Wheeler H. E. 1940. Permian volcanism in Western North America. In: «Proceedings of the Sixth Pacific Science Congress», vol. 1. Berkley a. Los-Angeles.
- Witkind I. I. 1964. Geology of Abajo mountains area, San Juan county, Utah.— U. S. Geol. Surv. Profess. Paper 453.

ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

1. Фосфорит серый зернистый, сложен фосфатными пеллетами и фосфатным цементом. Увел. 30. Николь 1. Видны различные пеллеты и их обломки. Окраска некоторых пеллетов у их поверхности более светлая, чем в центре или у излома. В 40 км севернее г. Монтпилиера. По Лоуэллу (Lowell, 1952).
2. Фосфорит серый зернистый. В нем различаются два округлых пеллета без фосфатных оболочек и между ними один раздавленный пеллет; цемент фосфатный, с зернами кварца (белое). Оттуда же. По Лоуэллу (Lowell, 1952).
3. Фосфорит серый. Видны два фосфатных пеллета, одетых фосфатными оболочками. Внизу, вероятно, скелет фосфатизованной фораминиферы. Увел. 46. Николь 1. Город Монтпилиер, Айдахо, образец Национального музея США.
4. Пеллетовый или зернистый фосфорит с мозаичным строением благодаря взаимному сдавливаю пеллетов. Увел. 25. Николь 1, Рудвик Анаконда, Монтпилиер, Айдахо. По Мансфилду (Mansfield, 1927).
5. Фосфатные пеллеты, корродированные кальцитом и кварцем. Простой свет, слой 85, Коол-Каньон, По Гульбрандсену (Gulbrandsen, 1960).

Таблица II

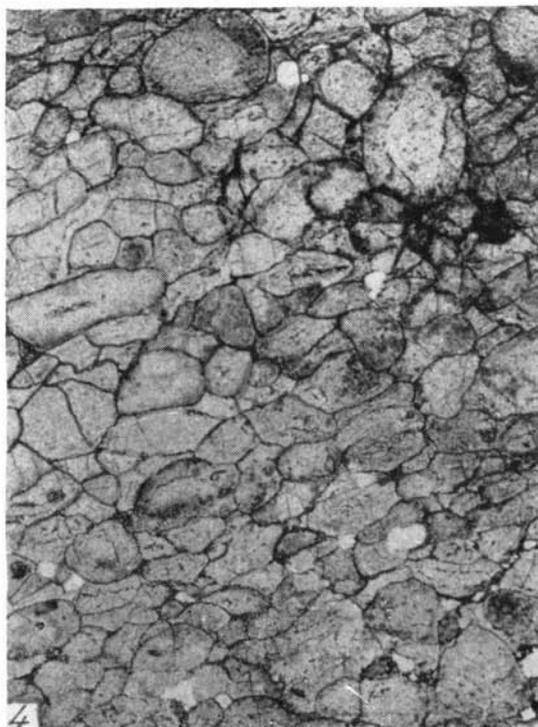
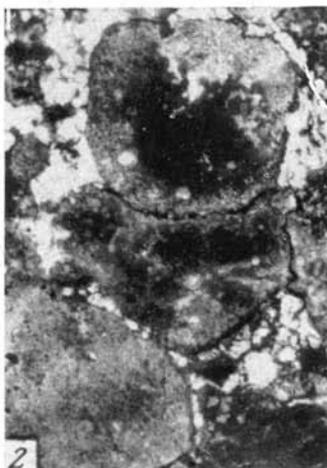
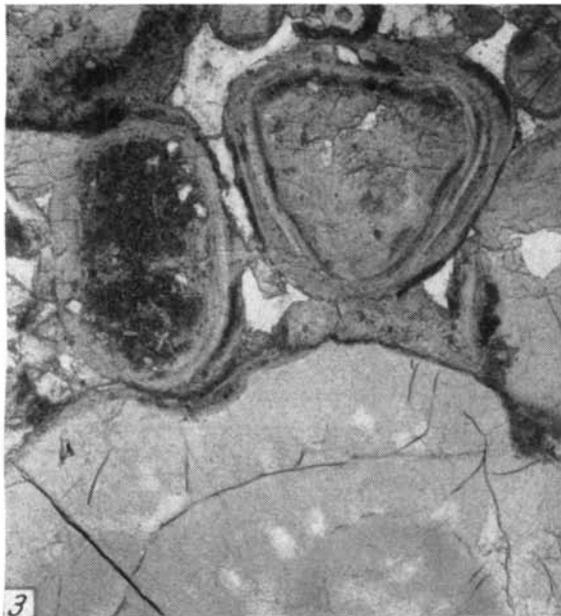
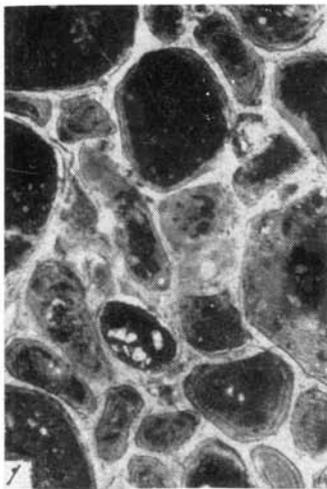
1. Фосфатный оолит и фосфатный пеллет. Цемент фосфатно-карбонатный. Простой свет. Слой 97, Коол-Каньон. По Гульбрандсену (Gulbrandsen, 1960).
2. Фосфатный оолит с обломочком окатанного оолитового фосфорита в качестве ядра. Увел. 100. Простой свет. По Эми (Emigh, 1958).
3. Микроструктура желвака фосфорита размером 6 см в диаметре. В желваке видна примесь кварцевого алеврита, фосфатные пеллеты и остатки спикул губок. Увел. 30. Николь 1; Каньон Дир-Крик, Айдахо. По Лоуэллу (Lowell, 1952).
4. Слабо окатанная галька (?) фосфорита с примесью кварцевого алеврита. Увел. 46. Николь 1. Город Монтпилиер, Айдахо, образец Национального музея США.
5. Кварцевый алевролит с плохо сохранившимися фосфатными пеллетами (черное). Увел. 30. Николь 1. Юго-восток Айдахо. По Лоуэллу (Lowell, 1952).
6. Известняк с плохо сохранившимися фосфатными пеллетами (черное). В середине крупный пеллет почти полностью замещен кальцитом. Увел. 30. Николь 1. Юго-восток Айдахо. По Лоуэллу (Lowell, 1952).

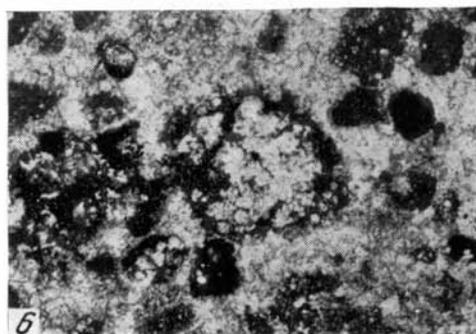
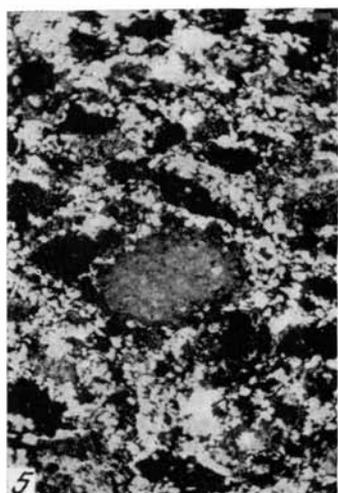
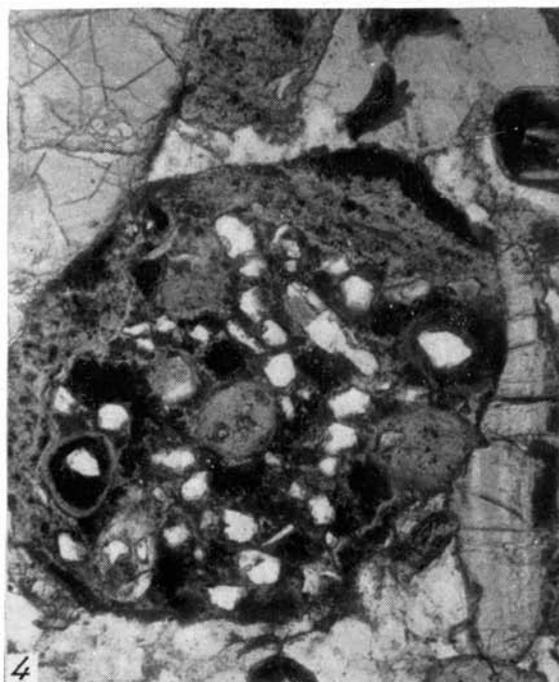
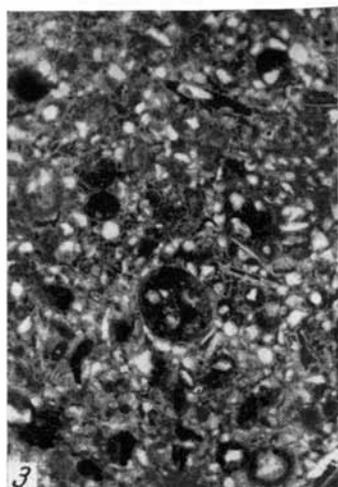
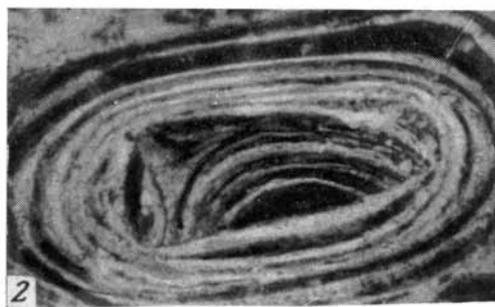
Таблица III

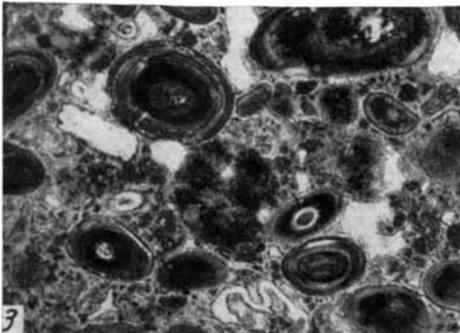
1. Фосфатизованные обломки раковин брахиопод. Увел. 25. Николь 1. По Мансфилду (Mansfield, 1927).
2. Крупные фосфатные оолиты («желваки») и зуб акулы, окаймленный концентрическими слоями фосфата. Полированная поверхность фосфорита. Увел. 3. По Мансфилду (Mansfield, 1927).
3. Пеллетовый фосфорит с остатками спикул губок. Увел. 35, с одним николем. По Лоуэллу (Lowell, 1952).
4. То же. Никולי +.

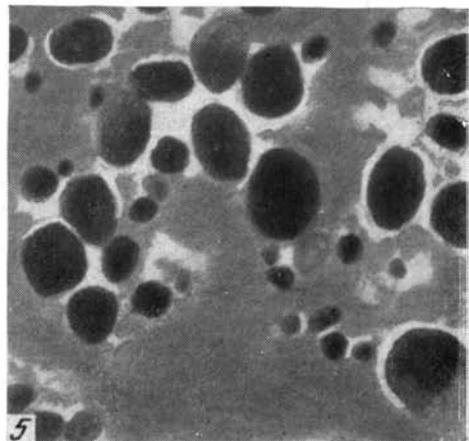
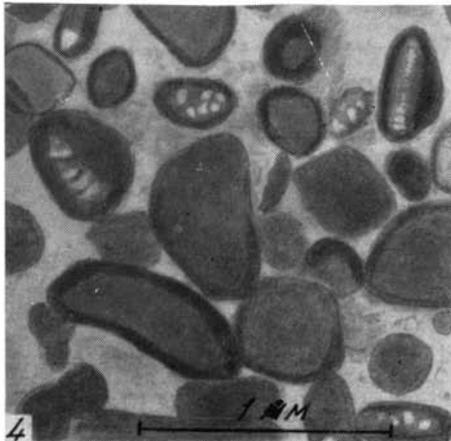
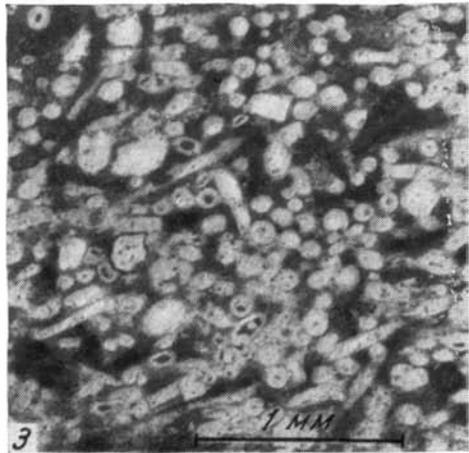
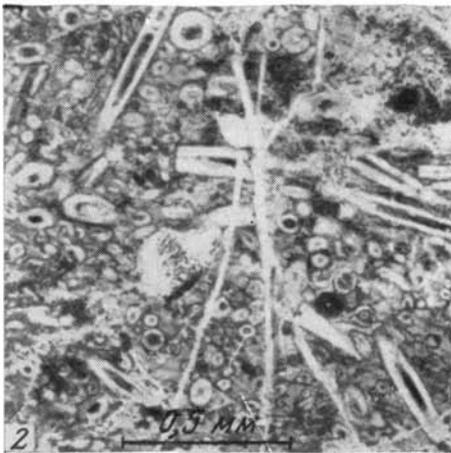
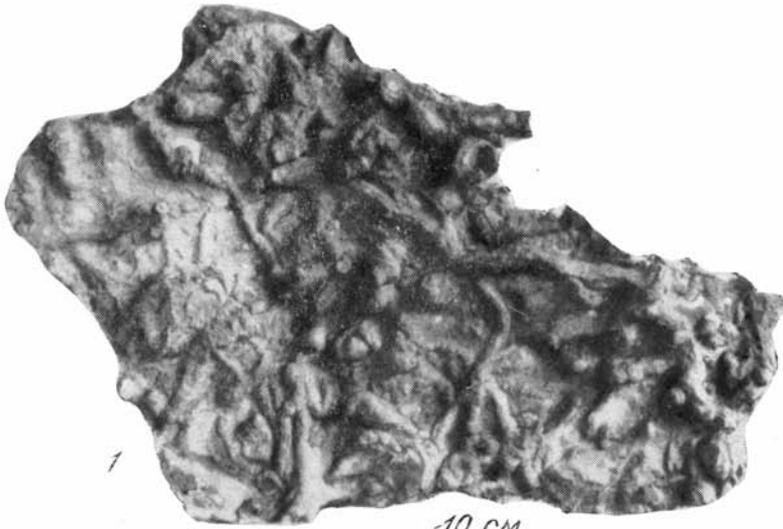
Таблица IV

1. Кремнистый аргиллит с ходами илоедов. Ходы выполнены песчаником. Верхняя кремнистая пачка, гряда Желлатин, Монтана. По Крессману и Свансону (Cressman a. Swanson, 1964).
- 2 и 3. Спонголит из верхней кремнистой пачки, Монтана. По Крессману и Свансону (Cressman a. Swanson, 1964).
4. Пеллетовый кремнистый фосфорит с фораминиферами. Кремнистое вещество выполняет пространство между пеллетами, проникает в трещины пеллетов и в камеры фораминифер. Верхняя фосфоритовая пачка, Монтана. По Крессману и Свансону (Cressman a. Swanson, 1964).
5. Пеллетовый доломит из формации Парк-Сити на севере Вайоминга, увел. 30. По Кэмпбеллу (Campbell, 1962).









СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
Введение	7
Геология и стратиграфия	10
Фосфоритоносные отложения	14
Пачка нижних доломитов (A)	14
Локэтин формации Фосфория	17
Пачки формации Фосфория	18
Нижняя кремнистая пачка (A—B)	18
Нижняя фосфоритовая пачка (B)	19
Пачка межрудных кремней (C ₁)	25
Пачка межрудных доломитов (C ₂)	26
Верхняя фосфоритовая пачка (D)	27
Верхняя кремнистая пачка (E ₁)	28
Пачка верхних доломитов (E ₂)	29
Формация Шедхорн	29
Петрография фосфоритов	30
Контактный метаморфизм	36
Химический состав фосфоритов	37
Уран в формации Фосфория	42
Малые элементы в фосфоритах	47
Особенности химического состава формации Фосфория	53
Циклы седиментации	54
Запасы и распределение фосфоритов	57
Продолжение формации Фосфория и ее стратиграфических эквивалентов в Канаду и на Аляску	63
Палеогеография бассейна Фосфория	65
Климатические условия	65
Тектоническое положение	67
Органические остатки	71
Фациальные переходы пачек	72
Условия образования фосфоритов	82
История развития идей	82
Заключение о происхождении фосфоритов	91
Литература	100
Объяснения таблиц	104

CONTENTS

Foreword	5
Introduction	7
Geology and stratigraphy	10
Phosphorite-bearing deposits	14
Lower Dolomite Member (<i>A</i>)	14
Type locality of the Fosphoria Formation	17
Members of Phosphoria Formation	18
Lower Chert Member (<i>A-B</i>)	18
Lower Phosphatic Shale Member (<i>B</i>)	19
Rex Chert Member (<i>C</i> ₁)	25
Franson Member of Park City Formation (<i>C</i> ₂)	26
Upper Phosphatic Shale Member (<i>D</i>)	27
Upper Chert Member (<i>E</i> ₁)	28
Upper Dolomite Member (<i>E</i> ₂)	29
Shedhorn Formation	29
Petrography of phosphorites	30
Contact metamorphism	36
Chemical composition of phosphorites	37
Uranium in the Phosphoria Formation	42
Minor elements in phosphorites	47
Specific features of the chemical composition of the Phosphoria Formation	53
Sedimentation cycles	54
Reserves and distribution of phosphorites	57
Extension of the Phosphoria Formation and its stratigraphical equivalents into Canada and Alaska	63
Paleogeography of the Phosphoria basin	65
Climatic environments	65
Tectonic position	67
Organic remains	71
Facies transitions of members	72
Conditions of phosphorite formation	82
History of the development of concepts	82
Conclusion on the origin of phosphorites	91
Bibliography	100
Explanations of plates	104

Георгий Иванович Бушинский

Формация Фосфория

(Труды ГИН, вып. 201)

Утверждено к печати

*Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*

Художник *Л. А. Грибов*

Технический редактор *А. П. Ефимова*

Сдано в набор 10/1 1969 г. Т-07936

Подп. к печ. 26/У 1969 г. Формат 70×108^{1/16}

Бумага: типогр. № 2. Печ. л. 7 + 1 вкл.

Усл. печ. л. 10,15. Уч.-изд. л. 9,5 Тираж 1100 экз.

Тип. зак. 1774. Цена 95 коп.

Издательство «Наука».

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

95 кол.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»