

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АГРОНОМИЧЕСКИХ РУД СССР.



ОНТИ • НКТП • СССР

НАРОДНЫЙ КОМИССАРИАТ ТЯЖЕЛОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ СССР
ТРУДЫ НАУЧНОГО ИНСТИТУТА ПО УДОБРЕНИЯМ И ИНСЕКТОФУНГИСИДАМ
им. Я. В. САМОЙЛОВА

ВЫПУСК 142

К XVII СЕССИИ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АГРОНОМИЧЕСКИХ РУД СССР

Под редакцией

Б. М. ГИММЕЛЬФАРБА, А. В. КАЗАКОВА, И. М. КУРМАНА

Отв. редактор акад. Э. В. БРИЦКЕ

19  37

ОБЪЕДИНЕННОЕ

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТП СССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ

ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ И ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

Москва

Ленинград

АННОТАЦИЯ

Сборник состоит из обзорных статей по геологическому исследованию агрономических руд (апатитов, фосфоритов, калийных солей и т. д.). Основное внимание посвящено вопросам геологии фосфоритоносных районов. Ряд статей трактует об условиях образования месторождений (апатитов, фосфоритов, датолитов) полезных ископаемых, охваченных исследованиями НИУИФ. Некоторые статьи посвящены отдельным вопросам стратиграфии (верхняя юра, датский ярус) и, частично, палеогеографии. В целом сборник представляет обзор наиболее крупных работ НИУИФ по геологии и по генезису месторождений агрономических руд.

Кроме ознакомления с месторождениями агрономических руд, сборник дает также представление о геологическом строении отдельных частей СССР. Сборник имеет основной своей целью ознакомить иностранных геологов с основными достижениями СССР в разделе геологического изучения агрономических руд.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
М. П. Фивег. Апатитовые месторождения Хибия	8
А. А. Четыркина и А. А. Шугин. Геологический очерк Вятско-Камского фосфоритоносного района	23
Н. Т. Зонов. Стратиграфия юрских и низов неокомских отложений центральных частей Восточноевропейской платформы	34
Ц. Н. Уфлянд. Геологическое строение Егорьевской группы фосфоритных место- рождений Московской области	46
П. П. Дрожжева и Е. В. Орлова. Сеноманские фосфоритоносные отложения северной окраины Днепровско-Донецкой впадины	54
Б. М. Гиммельфарб и Н. И. Лодяной. Геологическая характеристика фос- форитоносного района Актюбинской области	65
И. М. Курман и Н. И. Ларин. Силурийские отложения и условия образова- ния фосфоритных месторождений Подолии	77
П. Л. Безруков и Е. М. Ворожева. Артинские пластовые фосфориты за- падного склона Урала	86
П. Л. Безруков. Датские отложения Восточноевропейской платформы	96
А. В. Казаков. Фосфоритные фации и генезис фосфоритов	100
Б. А. Петрушевский, Н. П. Херасков и А. А. Шугин. Геологические исследования НИУИФ в Средней Азии	120
П. М. Курман и З. М. Усачева. Геологическое строение и генезис датолит- товых месторождений минераловодских лакколитов (Северокавказский край)	130
Издания Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам по вопросам геологии агрономических руд	142

ПРЕДИСЛОВИЕ

Первые шаги по изучению фосфоритов России относятся к 60-м годам прошлого столетия. Однако, до начала двадцатого века эти отдельные разрозненные попытки не имели организованного характера, да и сама проблема применения фосфатных удобрений в дореволюционном сельском хозяйстве была совершенно чужда массе крестьянства. Лишь в нескольких пунктах возникли полукустарные предприятия по размолу фосфоритов, имевшие узко местное значение и без какой бы то ни было организованной сырьевой базы.

К началу XX столетия со стороны свеклосахарного хозяйства пробуждается интерес к фосфатным удобрениям, который, однако, не оживил проблемы использования наших фосфоритов. Удовлетворение возникшего спроса пошло по линии наименьшего сопротивления и органичилось импортом суперфосфата из-за границы и ничтожными по размерам полукустарными установками для производства суперфосфата внутри страны. Эти установки целиком работали на импортных фосфоритах.

Первые организованные работы по исследованию русских фосфоритных месторождений были предприняты Комиссией Московского сельскохозяйственного института под общим руководством проф. Я. В. Самойлова. Они были проведены в полевом разделе с 1908 по 1915 гг. Результаты этих работ напечатаны в Трудах Комиссии Московского сельскохозяйственного института по исследованию фосфоритов (всего вышло восемь томов).

В основном эти исследования охватили почти все мезозойские фосфориты европейской части русской платформы, лишь в очень слабой степени — третичные и совершенно не коснулись огромной территории, занятой палеозойскими осадками, считавшимися в то время бесфосфатными. Эти обширные исследования дали богатейший материал по стратиграфо-палеонтологической характеристике фосфоритных отложений русской платформы. Значительно слабее была разработана минералогическо-петрографическая и химическая характеристика фосфоритных руд. Наконец, в этих чисто геологических работах почти не затрагивались вопросы промышленной оценки фосфоритных месторождений (разведка, подсчет запасов, добыча, обогащение и экономика фосфатного сырья).

Лишь Октябрьская революция, преобразившая всю экономику страны и создавшая мощные стимулы для интенсификации сельского хозяйства, по-настоящему поставила вопрос о применении минеральных удобрений и создании собственной сырьевой базы. Непосредственно после революции, несмотря на гражданскую войну и интервенцию, советское правительство в 1919 г. организует специальный научно-исследовательский институт — Научный институт по удобрениям (НИУ).

Научный институт по удобрениям возглавлялся первые годы проф. Я. В. Самойловым вместе с проф. Э. В. Брицке и проф. Д. Н. Пря-

нишниковым. После смерти Я. В. Самойлова (1925 г.) Институту было присвоено его имя. С 1925 г. Институт возглавляется акад. Э. В. Брицке и его заместителем проф. С. И. Вольфовичем.

Основной целью Института было так организовать научную работу, чтобы в кратчайший срок с наименьшими затратами создать собственную промышленность минеральных удобрений в стране, создать свои рудники, обогатительные фабрики и химические заводы.

Соответственно с этим Институт построен по комплексному принципу. Институт занимается изучением сырья, его переработки на удобрения и, наконец, агрономической оценкой удобрений на разных почвах и под разные сельскохозяйственные культуры.

В последнее время Институт охватил также производство серной кислоты, серы и химических средств борьбы с вредителями и болезнями сельскохозяйственных растений (инсектофунгициды), в связи с чем он в настоящее время переименован в Научный институт по удобрениям и инсектофунгицидам (НИУИФ).

Комплексное построение Института, которое было применено впервые в СССР, имеет ряд преимуществ, ускоряя научную проработку исследовательских вопросов и реализацию их результатов.

Геологическая часть Института под общим руководством А. В. Казакова при участии руководящего персонала, геологов Б. М. Гиммельфарба, И. М. Курмана и М. П. Фивега, развернула систематические комплексные исследования фосфатов и других агрономических руд на территории СССР.

Особенно большой размах эти работы получили в годы первой и второй пятилеток, когда одновременно с усилением геолого-разведочных работ в Институте были параллельно организованы исследовательские работы по обогащению агрономических руд, экспериментальные исследования по механизации рудничных процессов и по проектированию фосфоритных рудников. Этот комплекс работ позволил стране в сравнительно короткий срок совершенно избавиться от импорта как фосфатного сырья, так и продуктов его переработки. Этому много способствовала одновременная работа по технологическому изучению сырья, в результате чего был разработан ряд новых методов получения разнообразных видов минеральных удобрений.

В результате работ Института разведанные в СССР к настоящему времени фосфатные месторождения составляют 63% всех мировых запасов фосфатного сырья, причем значительная часть этих запасов сравнительно детально изучена и может быть отнесена к высоким категориям (действительные запасы). Среди сырьевого фонда, на базе которого построен целый ряд рудников и туковых заводов, особенно выделяется грандиозное месторождение хибинских апатитов, являющееся мировым уникалом. Крупнейшее промышленное значение имеет также и целый ряд месторождений фосфоритов, главнейшими из которых являются Вятско-Камское, Егорьевское, Казахстанские и др.

СССР в настоящее время обладает также грандиозным месторождением калийных солей (Соликамск), запасы которого составляют около 80% мировых.

Разрешение стоявших перед Институтom промышленных вопросов могло быть проведено в столь короткий срок лишь благодаря строго научному методу исследований. При этом в процессе научно-исследовательских работ накопился значительный геологический материал, уточнивший, а в целом ряде случаев и преобразовавший прежние представления о геологическом строении отдельных районов (выявление новых стратиграфических горизонтов, расшифровка ряда тектонических вопросов и т. д.).

Кроме того, многолетние целеустремленные исследования дали возможность развернуть в последние годы также и более общие теоре-

тические работы по вопросам генезиса фосфоритов и других изучавшихся Институтом объектов.

В настоящем сборнике мы не ставим задачей отразить все геологические работы Института. Эти работы отражены, и то лишь частично, в трудах Института. Выпущено семь томов «Агрономические руды», а также ряд монографий по отдельным районам.

Цель данного сборника — ознакомить участников XVII сессии Международного геологического конгресса с основными чертами геологического строения главнейших сырьевых баз агрономических руд СССР и с некоторыми работами общего характера. Ряд статей отображает состояние наших геологических знаний по главнейшим месторождениям фосфатов Союза (Хибинское, Вятско-Камское, Егорьевское, Казахстанское и др.). Другой цикл статей освещает фосфоритоносные отложения, хотя и не имеющие большого промышленного значения, но обладающие рядом оригинальных геологических особенностей (Подолья, Средняя Азия, западный склон Урала).

Несколько работ посвящено вопросам сравнительной стратиграфии отдельных частей мезозоя (верхняя юра и датский ярус) и генезису фосфоритов. Особняком стоит работа по весьма оригинальному месторождению датолитовых пород, которые также подверглись геологическому изучению Институтом в связи со значением борсодержащих удобрений для сельского хозяйства.

Выпускаемый сборник в известной мере отражает уже пройденный этап геологических работ Института. В настоящее время в части геолого-разведочных работ Институт занят разработкой проблемы поисков высокосортных фосфатов в палеозойских отложениях, поисками фосфатов в новых районах, углубленным изучением более совершенными методами (рентген, термоанализ и т. д.) структуры и состава фосфатного вещества фосфоритов, а также вопросами, вскрывающими геологические закономерности фосфатонакопления.

АПАТИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИБИН

Хибинский — самый крупный в мире массив щелочных пород (1138 км²), обрамляется с севера и востока ботнийскими гнейсами, с юга и запада к нему примыкают породы серии Имандра—Варзуги карельского возраста. В частях, соприкасающихся с хибинским массивом, эта серия сложена преимущественно основными эффузивами и их туфами¹.

Работами последних лет уточнен возраст хибинской интрузии: в биотитовых роговиках Ловозерских тундр была найдена флора, по определению А. Н. Криштофовича, верхнедевонского — нижнекаменноугольного возрастов. Сотрудниками Радиевого института при участии В. Г. Хлопина гелиевым методом был установлен возраст хибинской интрузии в 300—350 млн. лет [7]. Эти цифры говорят о том, что эта интрузия имела место в карбоне между моментами интенсивного проявления каледонской (450 млн. лет) и варисцийской (около 280 млн. лет) складчатости.

Хибинский массив обладает хорошо выраженным кольцевым строением. Следуя от периферии к центру, мы встречаем узкую полосу умптекитов и лествиаритов, которая сменяется широким кольцом нормальных хибинитов, затем следуют лейстовые (трахитондные) разности хибинитов. Ближе к центру располагаются породы ийолит-уртитового ряда с обособлением в отдельных местах верхнего контакта своеобразных апатито-нефелиновых пород. Далее следуют пойкилитовые нефелиновые сиениты (рисчорриты) неравномерно зернистые; ближе к центру с ними связаны мелкозернистые и роговиковые разности. Центр массива сложен фойяитами². Все эти породы падают к центру массива. Массив сечется серией дейк лампрофировых пород, ориентированных преимущественно широтно и меридионально.

Все это разнообразие пород не создано в результате дифференциации на месте одновременно вторгнутого объема магмы, а образовано многократным проникновением продуктов дифференциации одного большого объема щелочной магмы. Кислые ее продукты образовали огромный массив щелочных гранитов водораздельной части Кольского полуострова. Более основные слагают Хибинский и Ловозерский массивы и большое количество мелких проявлений этих пород на территории полуострова (до 25 точек щелочных пород). Магматическая жизнь этого колоссального объема магмы проделанными работами еще недостаточно освещена.

¹ С более стратиграфически низкими горизонтами этой серии связаны доломиты и известняки, имеющие промышленное значение.

² Хибиниты нормальные и лейстовые занимают площадь 696 км², фойяиты — 316 км², пойкилитовые нефелиновые сиениты — 100 км², ийолиты с апатитовыми породами 26 км².

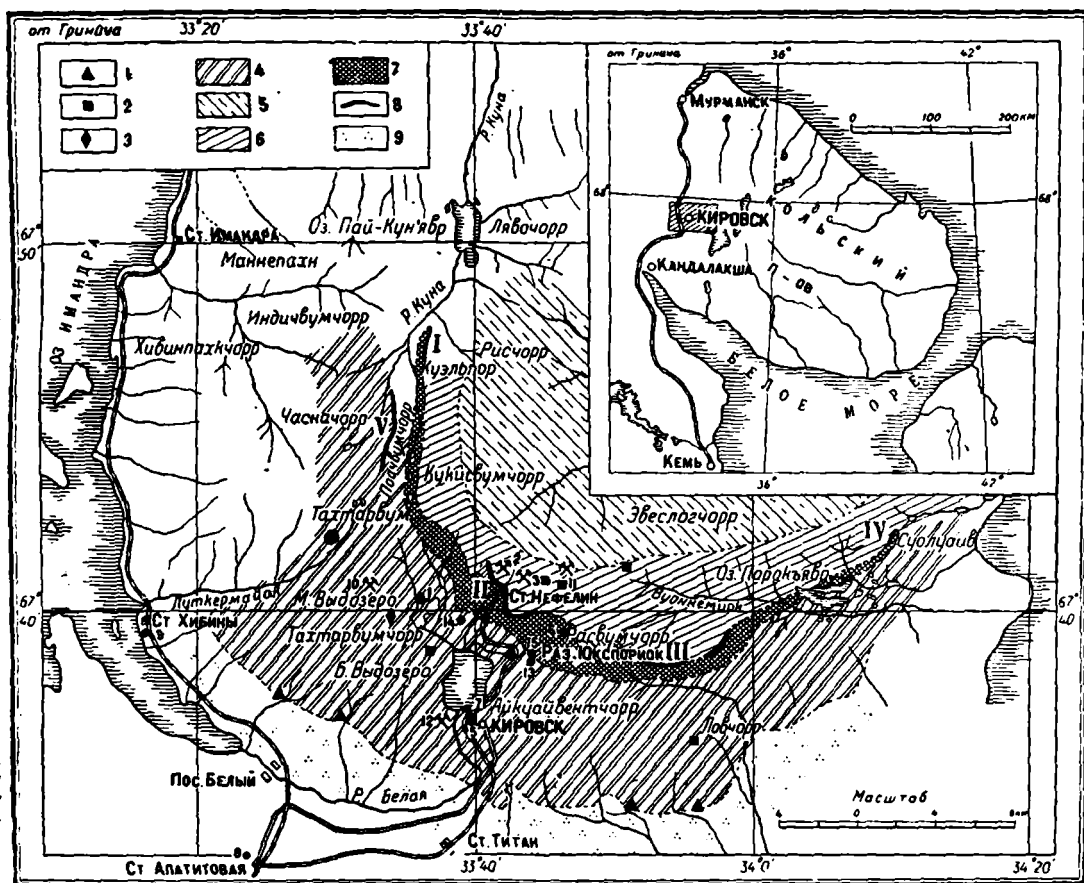


Рис. 1. Схематическая карта Хибинских тундр с расположением апатитовых месторождений.

1 — месторождения пиротитов; 2 — месторождения ловчоррита; 3 — месторождения молибденита; 4 — хибинит; 5 — фойзит; 6 — керамическозернистый нефелиновый сиенит (пойкилитовый); 7 — породы ийло-товой интрузии; 8 — породы апатитовой интрузии; 9 — серия Имандра-Варзуга.

Апатитовые месторождения

I — Куэльпорская линия; II — Кукисвумчорр-Юкспорская линия; III — Расвумчоррская линия; IV — Суолцайская линия; V — Поачвумчоррское месторождение.

Отдельные пункты на карте

1 — горная станция Академии наук „Тиегта“; 2 — Кукисвумчоррский рудник им. С. М. Кирова; 3 — Юкпорский рудник; 4 — тепловая электростанция; 5 — апатитовая обогатительная фабрика (I и II очереди); 6 — разведочный поселок; 7 — железнодорожная станция Кировск; 8 — совхоз „Индустрия“; 9 — опытная сельскохозяйственная станция (у ст. Хибин); 10 — разработка молибденита; 11 — разработка ловчоррита; 12 — карьер для добычи хибинита; 13 — обогатительная ловчорритовая фабрика; 14 — база ОИТЭ; 15 — фосфорный и преципитатный завод.

Для Хибин только работами последних лет удалось наметить более или менее вероятную последовательность интрузий. Бесспорным является более раннее проникновение умтекитов, лестиваритов¹ и части мелкозернистых нефелиновых сиенитов (К. Е. Судиславцев, Н. А. Елисеев, 1936). Затем следовала интрузия большого объема щелочной магмы, остыванием которой созданы нормальные хибиниты. Повидимому, из этой же магмы образованы и фойяиты центральной части массива. Позже проникла кольцевая интрузия лейстовых хибинитов. Между ними и фойяитами в южной половине массива проникла серповидная (в плане современного разреза поверхности) интрузия пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Наконец, обрамляя их с наружной стороны, проникла аналогичной формы ийолитовая интрузия. Каждая интрузия обладает своими жильными образованиями, завершавшими магматическую жизнь каждого из этих производных объемов магмы.

Кроме локальных жильных пород по глубоким крутопадающим расколам проникли лампрофировые породы².

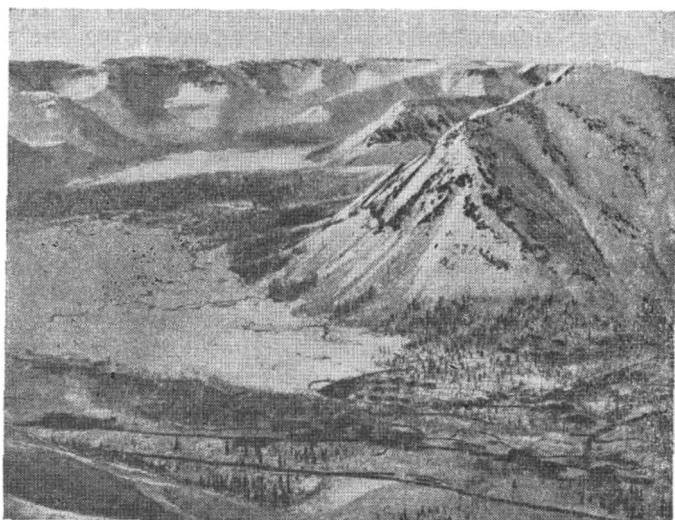


Рис. 2. Вид с плато Юкспора на первый отрог Кукневумчорра и цирки Тахтарвумчорра.

За недостатком места останавливаемся только на имеющих непосредственное значение для характеристики генезиса апатитовых месторождений породах ийолитовой интрузии, которые вырисовываются рядом разбросанных на поверхности тел кольцеобразной в плане интрузии.

К настоящему времени наиболее хорошо изучена южная интрузия, с которой и связаны апатитовые месторождения. Она прослежена на протяжении 40 км. Начинается она у Куэльпора и тянется до Суолуайва, достигая наибольшей мощности (1,4 км) в долине р. Юкспориока.

На фоне общего минералогического, текстурного и структурного непостоянства в объеме пород ийолитовой интрузии все же можно наметить некоторые закономерности изменений этих факторов от лежащего бока к висячему. В этом направлении порода становится более лейкократовой. Меланократовые мелкозернистые разности ийолитов ле-

¹ Умтекиты и лестивариты считались за эндоконтактные изменения хибинитов.

² В литературе имеются и резко отличные точки зрения. В. И. Влодавец (3) считает фойяиты наиболее древними, за ними следуют роговообманковые, затем пойкилитовые и слюдяные нефелиновые сиениты, ийолиты, апатито-нефелиновые породы, и формирование массива заканчивается проникновением хибинитов.

жачего бока, в некоторых местах содержащие мелкие лейсты полевых шпатов (Юкспор¹), сменяются объемами, в которых хорошо выражена гнейсовидность, макроскопически подчеркнутая полосчатой ориентировкой пироксенов. Ближе к висячему боку интрузии появляются порфировидные разности с псевдоквадратными идиоморфными зернами нефелина, распределенными среди массы темноцветных компонентов. В этой текстурной полосе хорошо выражена тенденция к увеличению размера нефелиновых зерен по направлению к верхнему контакту интрузии.

Достаточно устойчивой особенностью минералогического состава наших ийолитов является постоянное присутствие полевых шпатов. Работой И. Ф. Трусовой установлено, что здесь встречаются разности от анортоклаза с малым углом оптических осей до микроклина ($2V$ изменяются в интервале от 30 до 80°) [10]. В нижнем контакте интрузии полевые шпаты обыкновенно встречаются в виде мелких лейст анортоклаза. В гнейсовидных и особенно порфировидных разностях они образуют крупные зерна, включающие в себя нефелин и темноцветные минералы. Распределение полевых шпатов в объеме интрузии неравномерно; повидимому, в большем количестве они встречаются в зоне порфировидных ийолитов. Здесь наиболее обогащенные ими участки по внешности и количественному минералогическому составу вполне схожи с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами. Начиная с первого отрога Кукисвумчорра (в северном направлении) в зоне верхнего контакта обособляются параллельные ему полосы пород, в объеме которых пироксены приобретают игольчатый габитус, и полевые шпаты с пойкилитовой структурой располагаются в виде ориентированных лейст. Эти полосы игольчатых полевошпатовых ийолитов, ближе к верхнему контакту приобретают облик дуэвритов с постепенной утратой идиоморфизма нефелина при сохранении игольчатого габитуса пироксенов. Наряду с этим зерна полевого шпата освобождаются от включений нефелина.

Распределение в объеме интрузии нефелина носит шлировый характер. На фоне этого непостоянства все же можно установить общую тенденцию к увеличению содержания нефелина в направлении от лежащего бока к висячему. Так, по данным опробования для зоны порфировидных ийолитов наиболее характерное содержание нефелина 78—66%; для гнейсовидных и плотных зон 60—50%. По тем же данным среднее содержание нефелина на протяжении полосы ийолитовой интрузии неодинаково. Наиболее богатый разрез на плато Расвумчорра восточнее ущелья «Дразнящее эхо» дает 77% нефелина (25,35% Al_2O_3), для Юкспора 66% и для первого отрога Кукисвумчорра 64%.

Это непостоянное шлировое распределение приводит к тому, что даже в зонах, близких к верхнему контакту, мы не встречаем выдержанных уртитовых горизонтов. Обыкновенно уртитовые шлиры образуют вытянутые тела разного размера, чаще обособляющиеся среди порфировидных разностей. Иногда уртитовые шлиры обособляются и среди гнейсовидных и плотных разностей ийолита.

Среди темноцветных компонентов ийолита исключительную роль играют щелочные пироксены эгирии-авгитового ряда. Эгирином представлены только мелкие иглы внутри кристаллов нефелина. Все же остальные зерна пироксенов имеют зонарное строение с возрастанием роли эгириновой молекулы к периферии, которая часто имеет состав, близкий к эгирину. Периферия характеризуется резким плеохроизмом: по n_p — темнотеленый, n_m — зеленый, n_g — желтый или зеленовато-желтый; абсорбция: $n_p > n_m > n_g$; $2V = -(80 \div 84)^\circ$; $C : n_p = 28 \div 32^\circ$.

¹ На Юкспоре вдоль контакта ийолитов с лейстовыми хибинитами встречаются ксенолиты последнего. Этот факт противоречит выводам В. И. Влодавца (3).

Центр с более слабым плеохроизмом: по n_p — зеленый, n_m — светло-зеленый, n_g — желто-зеленый; $2V = + (66-80)^\circ$; $C : n_p = 38 \div 32^\circ$.

В сростании с эгирин-авгитом в небольшом количестве встречается первичный амфибол. Его плеохроизм: n_g — зеленовато-бурый; n_m — красновато-бурый; n_p — желто-бурый. Абсорбция: $n_m > n_g > n_p$; $2V = -64^\circ$; $C : n_g = 32^\circ$. Знак главной зоны положительный. Эти данные говорят о том, что мы здесь имеем дело с катафоритом.

Вторичные процессы по пироксену развиты слабо. Чаще всего имеет место амфиболизация, причем этим процессом обыкновенно захватывается промежуточная зона зерна с постепенным распространением процесса на центральные его части. Часто амфибол развивается также по периферии включений апатита. Амфибол принадлежит к ряду баркевикит-катафорита.

В незначительных количествах среди пироксенов встречаются эвдиалит, энigmatит и астрофиллит, чаще в порфириовидных разностях. В отдельных небольших шлирах они иногда становятся породообразующими минералами. Магнетит и титаномagnetит используются более широким распространением и встречаются почти повсеместно среди пироксенов в качестве акцессорных минералов. Наличие магнитных аномалий, связанных с полосой ийолитов, делает вполне вероятным предположение о возможности существования шширообразных объемов, обогащенных магнетитом.

Сфен и апатит встречаются повсеместно. Сфен (коричнево-бурая его разность) в зоне гнейсовидных ийолитов встречается в форме вытянутых призматических кристаллов, в зоне же порфириовидных ийолитов развиты пластинчатые разности, всегда идиоморфные относительно пироксенов и ксеноморфные по отношению к нефелину. Сфен обладает резким плеохроизмом. Окраска при вращении столика меняется от светлосаленовато-желтой, иногда почти бесцветной, до красно-коричневой или розовато-бурой. В желтом свете $2V = 23 \div 22^\circ$. В небольших шлирах порфириовидной зоны сфен вытесняет пироксены с образованием биминеральной сфеново-нефелиновой породы.

Апатит в форме мелких призматических кристаллов (0,2—1,5 мм) встречается в виде включений в нефелине. Больше его количество приурочено к темноцветным минералам. В пироксене наблюдаются его аллотриоморфные скопления. Часто повышенное содержание апатита сочетается с увеличенным содержанием титаномagnetита и мелких зерен сфена. В ийолитовой интрузии не наблюдается шширов, богатых апатитом. Средние пробы больших участков породы редко показывают содержание P_2O_5 выше 0,7—0,8%. В отдельных небольших участках иногда содержание P_2O_5 достигает 1,5—2%. Содержание P_2O_5 в ийолитах наиболее высокое по сравнению с другими породами Хибин.

В незначительном количестве среди акцессорных минералов породы встречаются сульфиды (преимущественно пирит).

Апатито-нефелиновые породы. Наибольшими по размерам и наиболее интересными в промышленном отношении являются месторождения апатита, связанные с южной ийолитовой интрузией¹. В пределах последней большие объемы апатито-нефелиновых пород обособляются в теле ийолитов по контакту с пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами.

В разрезе современной поверхности апатито-нефелиновая порода, связанная с южной ийолитовой интрузией, вырисовывается в виде

¹ Пока не имеющими промышленного значения, но не лишенными научного интереса, являются месторождения Поачвумчорра, которые по А. С. Амеландову [1] представлены жилиобразными (мощн. до 2,5 м) телами апатито-нефелиновой породы, секущими хибиниты. На основании этих месторождений мы здесь останавливаться не будем.

отдельных линзообразных тел удлиненной формы, согласных с вмещающими породами. Следуя с ЮЗ на ЮВ вдоль верхнего контакта ийолитовой интрузии, мы встречаем апатитово-нефелиновые месторождения в следующей последовательности: Куэльпорское, Кукисвумчоррское, Юкспорское, Расвумчоррское и Суалуайвское¹. Все эти месторождения сложены следующими разновидностями апатито-нефелиновой породы: пятнистой, представляющей наибольший промышленный интерес, полосчатой, сетчатой и брекчиевидной.

Пятнистая разность состоит из апатита ($\sim 75\%$), среди которого распределены мелкие округлые пойкилитовые пятна и в небольшом количестве ксенолиты ийолит-порфира и сетчатой разности апатито-нефелиновой породы. В различных частях рудного тела апатит закономерно изменяется по величине зерен. Размеры его зерен возрастают от верхнего контакта пятнистой разности к нижним частям. Вверху

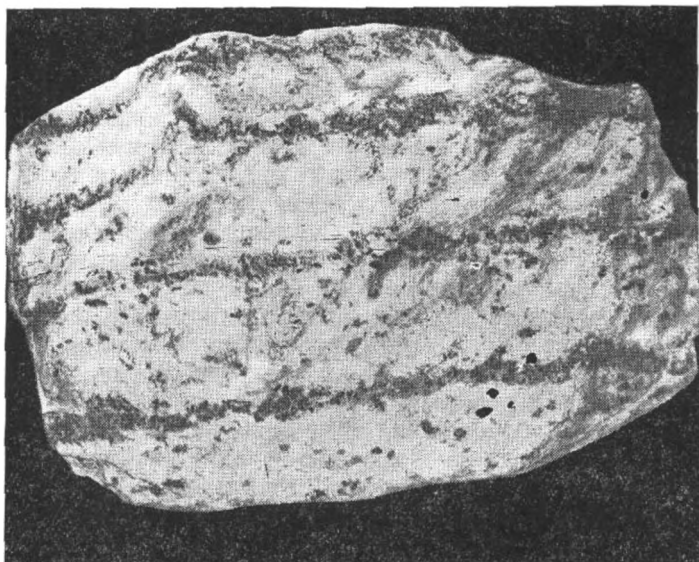


Рис. 3. Пятнистая руда с ориентированным расположением пятен. Кукисвумчорр.

развит белый или светлозеленоватый сахаровидный апатит. Абсолютное большинство его зерен имеет размеры $0,2-1$ мм по длине при ширине $0,1-0,3$ мм ($\frac{L^6}{L^2} = 3 \div 4$).

В нижних горизонтах пятнистой породы развиты более крупнозернистые разности апатита со средними размерами $1-2$ мм. На Юкспоре и Расвумчорре встречаются пятнистые руды с тонкозернистым светлосерым апатитом с преобладающими размерами по $L^6 = 0,1 \div 0,2$ мм. В мелкозернистой массе сахаровидного светлосерого апатита часты включения более темных вытянутых игольчатых кристаллов апатита, достигающих длины 5 см, чаще $1-3$ см ($\frac{L^6}{L^2} = 10 \div 15$).

Все эти зерна апатита в пятнистой разности вне пятен почти

¹ По устному сообщению Н. А. Елисеева работниками Ленинградского геолого-разведочного треста, при картировании северной части Хибинских тундр в 1935 г. были обнаружены в верхнем контакте ийолитов два небольших апатитовых месторождения.

всегда имеют ориентированное поточное расположение с хорошо заметным обтеканием всех сопротивлений (рис. 5) ¹.

Химический состав всех морфологических разновидностей апатита изучен В. А. Казариновой и М. П. Фивер [11]. Все они оказались достаточно однородными фтор-апатитами с примесью стронциевого редкоземельного фосфата и гидроксилапатита ².

Содержание редких земель во всех разновидностях апатита сравнительно постоянно, 0,95—1,25%. Более высоким содержанием, в среднем около 2%, отличаются апатиты поачвумчоррских месторождений. Хибинские апатиты обладают высоким удельным весом: 3,246—3,243.

В типичных разностях пятнистых руд пятна имеют округлую или амебовидную форму и всегда обладают пойкилитовой структурой (рис. 6). Цвет пятен зависит от вещества ойкокристалла. В белом, трудно отличимом на светлом фоне, сахаровидном апатите ойкокристалл представлен анортоклазом, в светлозеленом — нефелином, в коричнево-красном — сфеном, в светлорозовом — эвдиалитом.

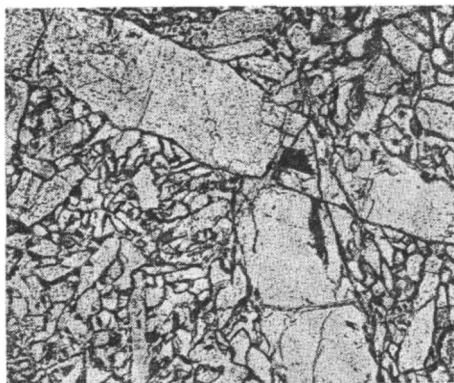


Рис. 4. Кристаллы апатита первой генерации в мелкозернистой массе сахаровидного апатита. Николи ||. $\times 16$.

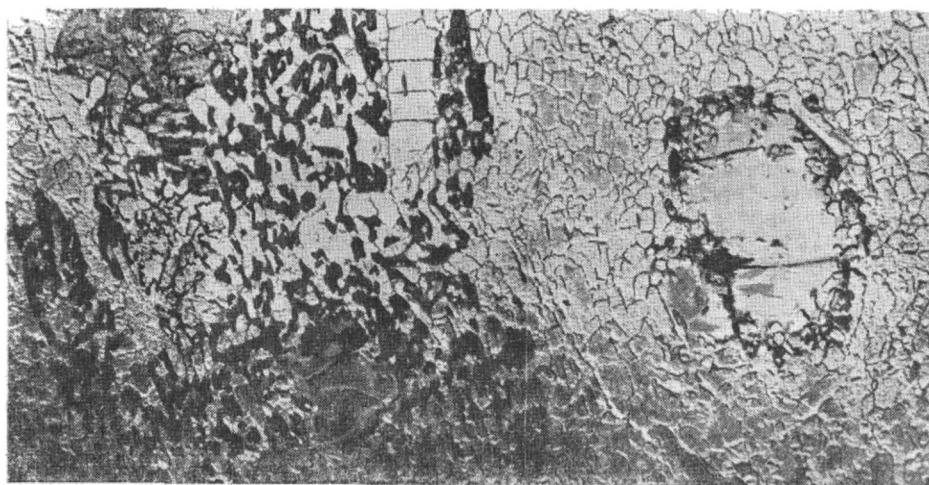


Рис. 5. Пятнистая разность. Налево участок пятна, направо нефелиновое зерно (кефjolит). Николи ||. $\times 25$.

том. в темнозеленом и черном — широксенном, часто с магнетитом, реже с лепидомеланом. В массе цементирующего вещества распределены хадакристаллы апатита, всегда более идиоморфные, чем во вмещающей фосфатовой массе. По количественному содержанию апа-

¹ Структура апатитовой массы, судя по микрофотографии, чрезвычайно похожа на скопления этого минерала на Геологе и Кирунаваре. P. Geijer. *Geology of the Kiruna district — 1910* (Микрофотография 39, стр. 109; 41, стр. 111).

² Содержание фтора 3,15—3,25. Недостаток фтора, очевидно, компенсируется наличием гидроксильной группы. Постоянно присутствует SrO в количестве 1,92—3,15.

тата можно выделить две разновидности пятен: в одной из них содержится 45—50 объемных процентов, в другой 60—70%.

Нефелин ойкокристаллов, оптически вполне тождественный нефелину сиенитов и ийолитов, отличается отсутствием игольчатых включений эгирина. В нем иногда попадаются листочки пироксенов, реже идиоморфные зерна ильменита и волокна пектолита. Вторичные процессы проявлены слабо и преимущественно локализованы в пределах зон нарушения, где нефелин подвергается шпреуштейнизации. В исключительно редких случаях по нефелину образуется анальцим¹.

Оптические свойства полевых шпатов пятнистой породы столь же непостоянны, как и в ийолитах, у них $2V$ изменяется от $+72^\circ$ до -83° . У зерен с оптическими константами микроклина решетка отсутствует. В редких случаях наблюдаются микропертитовые участки и отдельные зерна альбита. Вторичные процессы проявлены слабо. В части небольшого количества зерен наблюдается помутнение за счет развития вторичных продуктов.

Пироксены ойкокристаллов представлены теми же разновидностями, что и в ийолитах.

Наиболее крупные ойкокристаллы образованы зонарным эгирин-авгитом. Для центральных частей $2V = 67 \div 76^\circ$; $C: n_p = 37:35^\circ$. К периферии возрастает содержание эгириновой молекулы. В некоторых случаях встречаем почти чистый эгирин с $2V = -(68:72)^\circ$; $C: n_g = 5 \div 5^\circ$.

Учитывая состав пироксенов, можно прийти к выводу о большем содержании в них эгирина, чем в ийолитах.

Из вторичных процессов наибольшим развитием пользуется амфиболизация, реже — образование лепидомелана. Амфиболизация проявляется вокруг хадакристаллов апатита и в меньшей мере в периферических частях зерна. Амфибол близок к катфориту с $2V = -(49 \div 54)^\circ$; $C: n_g = 28 \div 35^\circ$; $n_m > n_g > n_p$.

Рис. 6. Пятно с неориентированным распределением кристаллов апатита. Цементирует эгирин-авгит.

Структура пойкилитовая.
Николь ||. $\times 16$.

По границе амфиболизированных участков обыкновенно развивается тонкая каемка вторичного эгирина. Этот процесс идет преимущественно в центральных частях зонарных зерен и является, по видимому, результатом аутометаморфизма.

В нарушенных зонах породы наблюдается побурение пироксенов ойкокристаллов, главным образом в наружных частях, с проникновением вглубь по трещинам. Среди ржаво-бурых участков попадаются отдельные листочки амфибола и темной слюды. Эти изменения так же, как и шпреуштейнизация, связаны с гидротермальными процессами.

Сфен ойкокристаллов, несмотря на свою высокую кристаллизационную способность, лишен идиоморфных контуров и образует мелкие округлые пятна. По своим оптическим свойствам он тождествен сфену ийолитов².

Из вторичных продуктов по сфену чрезвычайно редко наблюдается появление лейкокссена.

¹ Спайность более совершенная, чем у минералов группы содалита; показатель преломления около 1,48.

² $2V$ в желтом свете равно $22,5-23^\circ$.

Титаномagnetит в редких случаях слагает вещество ойкокристаллов. Чаще он оказывается включенным в пироксены в виде идиоморфных зерен или находится с ними в более сложных условиях прорастания.

Энигматит в виде ойкокристаллов не встречается. Его ксеноморфные зерна лишены апатита. Последний обыкновенно располагается в периферической части, представленной астрофиллитом. В исключительно редких случаях попадаются сульфиды (пирит и халькопирит).

Часто среди фосфатовой массы встречаются отдельные округлые корродированные зерна нефелина или небольшие обломки ийолит-порфира с сильно изъеденными апатитом и цветными минералами (см. рис. 5). Вдоль верхнего контакта попадают участки, густо насыщенные этими минералами.

Полосчатые и сетчатые апатитовые руды по структуре тождественны; текстурные же отличия связаны с разными количественными взаимоотношениями фосфатовых и нефосфатовых минералов. При минимальном содержании апатита (8—14%) образуются сетчатые руды; с увеличением его содержания порода переходит в полосчатую (30—50%). При дальнейшем увеличении содержания апатита (60—80%) полосы разделяются на отдельные линзочки.

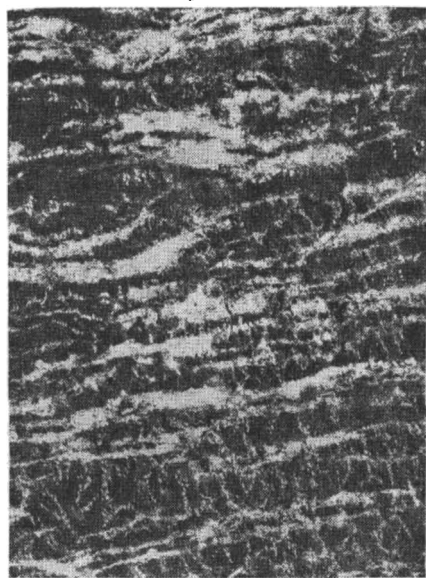


Рис. 7. Полосчатая руда. Бедная апатитом разность. Кукисвумчорр. $\times 0,5$.

и руды приобретают своеобразный пятнистый облик. Пятна здесь не округлые, а имеют линзовидную форму и не обладают пойкилитовым строением. В природе все эти разности взаимно сменяют друг друга, образуя согласно залегающую систему вытянутых «пластовидных» линз.

Нефосфатовые участки состоят из более темных мелких линзовидных выделений ийолитового состава, которые обрамляются или спаяваются в полосы более лейкократовой породой. Эти более темные участки по минералогическому составу, текстуре, структуре и окраске вполне сходны с гнейсовидными ийолитами. В их объеме пластинки пироксенов и вытянутые ксеноморфные зерна нефелина имеют одинаковую ориентировку. Почти всегда встречаются небольшие пироксеновые и сфеновые зерна пойкилитовой структуры с хадакристаллами нефелина. В этом случае зерна нефелина идиоморфны. Апатита в этой темной разности 1,5—2%.

Лейкократовые участки представлены преобладающими по количеству изометрическими зернами нефелина. Апатит и ильменит встречаются в небольшом количестве. Структура — апатитовидная. Апатитовые прожилки секут породу по лейкократовым участкам.

Брекчиевидная апатитовая порода (очковая разность) пользуется широким распространением. Она образует жильную породу, секущую апатито-нефелиновое тело. В серой массе породы размещено большое количество ксенолитов, преимущественно редкоступчатых разностей нефелино-apatитовой породы, вполне тождественных описанной выше пятнистой разности. Ксенолиты распределены чрезвычайно неравномерно.

Масса, цементирующая ксенолиты, представлена скоплением пятен с пойкилитовой структурой, с хадаккристаллами апатита, среди этой массы неравномерно распределены зерна нефелина и полевых шпатов с хадаккристаллами нефелина (рис. 8). Среди массы ойкокристаллов преобладают пироксены. Нефелин и анортит встречаются в меньшем количестве. Сравнительно редко наблюдается эвдиалит, энigmatит и титаномagnetит. Сфен присутствует в незначительном количестве.

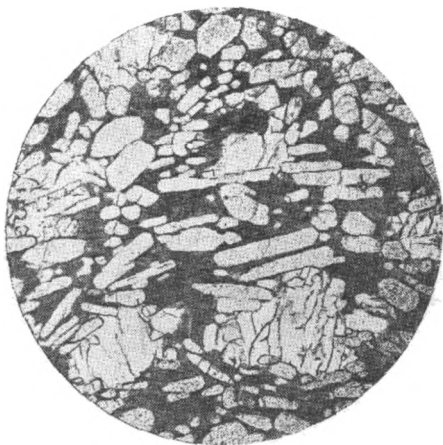


Рис. 8. Хадаккристаллы апатита и зерна (ксенолиты) нефелина в основной массе очковой разности. Кузнецовгорр. Николи ||. $\times 16$.

Отдельные пятна основной массы обыкновенно обладают округлой формой с неправильными волнистыми очертаниями. Ориентировка и размеры зерен хадаккристаллов апатита не изменяются при переходе от одного пятна к другому. Густота насыщенности хадаккристаллами апатита непостоянна, чаще 50—65%. В габитусе зерен апатита наблюдается отличие от апатитовых зерен в пойкилитовой пятнистой разности. Здесь преобладают более «короткостолбчатые» разности, реже «бочковидные», на которых хорошо развиты пирамидальные грани. Сравнительно редко попадаются удлиненные зерна, среди которых пре-

обладают призматические кристаллы без ограничения на концах. Размеры этих зерен 1,5—4 мм. Изменение габитуса апатита в отмеченном направлении, по видимому, является следствием более низкой температуры кристаллизации основной массы брекчий по сравнению с пятнистыми рудами.

В составе пироксенов преобладают разности, близкие к эгирину. Попадают зональные зерна эгирин-авгита с интервалом изменения в этом ряду, характерным для пятнистых разностей. Около включений апатита часто наблюдается амфиболитизация, реже слюдообразование. Иногда пластинки слюды (лепидомелана) образуются и на периферии пятна часто по соседству с нефелином.

Титаномagnetит обыкновенно связан с пироксеном и самостоятельных пятен не образует. Нефелин обыкновенно содержит ничтожное количество игол эгирина и часто бывает шпругштейнизирован. Анортит всегда содержит иголки эгирина. Сфен аналогичен описанному для пятнистой разности. Эвдиалит в участках, богатых апатитом, образует крупные ойкокристаллы. Он пользуется большим распространением в прожилках, ответвляющихся от главного тела брекчий.

Исключительно редко ойкокристаллом является энigmatит или астрофиллит.

Прототектоника апатито-нефелиновых пород пока изучена чрезвычайно поверхностно. Лучше, и то лишь для Кукисвумчорр-Юкспорской линзы, изучена трещинная тектоника. Знание ее оказывает практическую помощь горным работам, но мало дает для понимания генезиса апатитовых месторождений.

Описание отдельных месторождений

Куэльпорское месторождение. Апатито-нефелиновая порода обнажается по склону Куэльпора в широкую долину р. Куньока, где вместе с подстилающими ее ийолитами сечет среднезернистые нефелиновые сиениты.

Апатито-нефелиновая порода падает вглубь склона со средним азимутом падения В $90^\circ \angle 25-30^\circ$. Месторождение разделено пережимами на три участка. Северный — с самым мощным развитием апатито-нефелиновой породы (с мощностью до 60 м) главным образом полосчатой и сетчатой разностей с содержанием 18—20% P_2O_5 . Средний (до 30 м) обладает более богатыми рудами с участием пятнистых разностей. Среднее содержание 27% P_2O_5 . Южный участок с широким развитием скоплений крупнозернистого апатита (мощностью до 10 м) с рудами, содержащими 25% P_2O_5 . Апатито-нефелиновая порода прослеживается на протяжении 2 км; суммарный погон выходов 1,2 км. Месторождение разведано только с поверхности.

Кукисвумчорр-Юкспорская апатитовая линза — наиболее ценная в промышленном отношении и более детально изученная. Начинается она в верховьях р. Вороткеуай (правый приток р. Лопарской), тянется по склону второго отрога Кукисвумчорра, сечет вкрест северо-западный склон Юкспора и выклинивается в верхней части юго-восточного склона. Длина линзы по простиранию 3,9 км. Среднее падение для Кукисвумчоррской части СВ $50^\circ \angle 27^\circ$, для Юкспорской СВ $42^\circ \angle 31^\circ$. Наибольшей мощности линза достигает в районе буровой № 1 (175 м).

Разведочными работами линза изучена по падению на 800 м¹.

У всякого бока линзы обособляется пятнистая разность, которая образует как бы самостоятельную линзу, вытянутую на 1,9 км и достигающую наибольшей мощности в 64 м в районе буровой № 9.

Пятнистые руды неоднородны по качеству в силу неодинаковой концентрации пятен. В объеме породы наблюдается в общем ориентировка в форме волнистых пластообразных тел, разных по качеству, с общим падением СВ под углом $15-25^\circ$ (рис. 9). Содержание P_2O_5 в руде колеблется в широком интервале, от 35 до 22% (в вагонных пробах). Среднее же взвешенное для всего разведанного объема пятнистых руд — 29% P_2O_5 . С глубиной среднее содержание руды остается постоянным. Выклинивание по падению пятнистых разностей пока не констатировано.

Большой объем Кукисвумчорр-Юкспорской линзы представлен плоскатыми рудами, среди которых в силу непостоянного распределения апатита наблюдаются вытянутые линзообразные рудные тела различных текстур с довольно быстрыми взаимными переходами.

Многokrатно сменяя друг друга, чередуются сетчатые, полосчатые, полосчато-линзовидные, иногда линзовидные, очень редко пятнистые руды. Полосы и линзочки обтекают ксенолиты. Общая ориентировка толосок и всей системы «пластов» и «линз» имеет также падение СВ $10-15^\circ \angle 25-30^\circ$. Прототектоника этого горизонта апатито-нефелиновых пород пока изучена недостаточно.

¹ Разность отметок вершины Юкспора и буровой скважины (№ 20), в интервале которых прослежено рудное тело, достигает 240 м.

Для северной половины Кукисвумчоррской части месторождения среднее взвешенное содержание P_2O_5 16%, для южной 19% и для Юкспорской части около 20%.

В ряде мест у верхнего контакта пятнистых руд наблюдается повышенное содержание сфена. Иногда его количество возрастает настолько, что порода становится сфеновой рудой с 10—11% TiO_2 , из которых на долю сфена падает 7% TiO_2 ¹ (около 17,5% сфена).

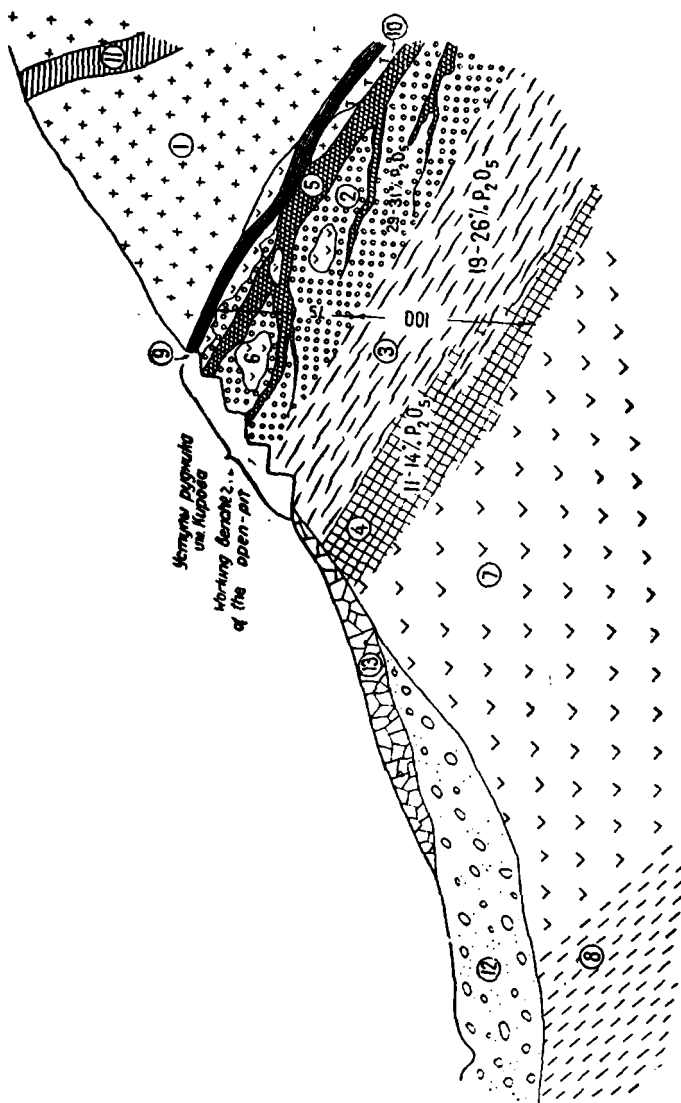


Рис. 10. Схематический разрез чорра Кукисвумчоррской части месторождения.
1 — порфировидные (первичнокристаллические) нефелиновые сланцы (идиолиты); 2 — апатит-сфеновая порода, пятнистая разновидность; 3 — апатит-сфеновая порода, полосчатая разновидность; 4 — апатит-сфеновая порода, сетчатая разновидность; 5 — интрузивная брекчия; 6 — ксенолиты идиолит-порфира; 7 — порфировидные урты и идиолиты; 8 — гнейсовидный идиолит; 9 — тузавритовая лейка; 10 — пракритактовые участки, обогащенные сфеном; 11 — мелкозернистый нефелиновый сланец; 12 — морена хибинского оледенения; 13 — осадки.

У верхнего контакта линзы как в объеме пятнистых, так и в полосчатых руд прослеживается дейкообразное тело (мощность до 10 м) брекчиевидной породы (очковой разновидности). От этого тела по системе трещин в пределах всего объема пятнистых руд наблюдается система прожилок, иногда приобретающих пегматитовый облик. Ксенолитовый материал этой породы достаточно однороден. На всем протяжении породы он представлен редкопятнистыми богатыми апатитом разновидностями руды. Ксенолиты вмещающих пород чрезвычайно редки. Следовательно, ксенолитовый материал принесен из глубины.

¹ Остальное количество TiO_2 приходится на титаномагнетит.

Вдоль верхнего контакта почти на всем протяжении располагается жила свособразного дуэврита, стратифицированного параллельно зальбандам.

Все рудное тело разбито сложной системой трещин отдельностей, среди которых преобладают крутопадающие. По А. В. Пэку, максимумы на круговой диаграмме Зандера отчетливо совпадают со следующими направлениями: простирание СВ 46° и СВ 88° , у обо их падение $\angle 90^\circ$ и СЗ 293° , падение на юг $\angle 70^\circ$ [8]. Часть трещин отдельностей выполнена натролитом или волокнистым эгирином, часто с альбитом.

Рудное тело разбито вертикальными зонами нарушения, простирание которых совпадает с падением рудного тела. По этим зонам наблюдается интенсивная шпреуштейнизация.

Расвумчоррская линза прослежена на протяжении 4,6 км. Она выходит из-под ледниковых отложений долины Юкспорнока и за-

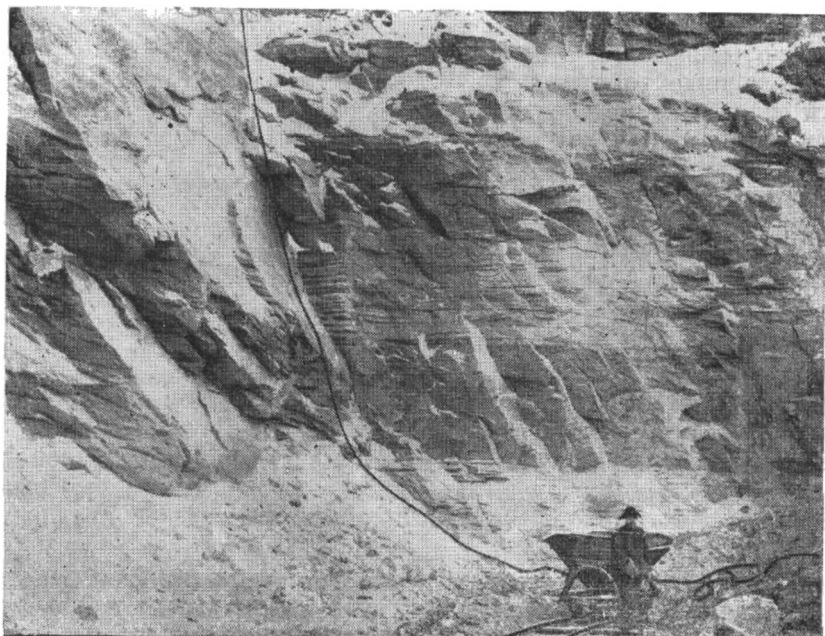


Рис. 11. Чередование горизонтов богатых редкопятистых руд с густопятистыми и полосчатыми. Нижняя часть горизонта пятнистых руд. Куклевумчорр. Уступ рудника.

канчивается на плато Расвумчорра в 50 м восточнее ущелья «Дразнящее эхо». Останцы нижнего горизонта этой линзы констатированы на северном обрыве плато ийолитового отрога.

Линза имеет дугообразное в плане очертание. Падение ее восточной части СВ $25^\circ \angle 28-30^\circ$, а на плато Расвумчорра СЗ $350^\circ \angle 30^\circ$.

В висячем боку обособляются пятнистые руды. В западной части линзы их мощность достигает 25 м. Среднее взвешенное содержание P_2O_5 30%. На плато мощность пятнистых руд достигает 50 м. Среднее взвешенное содержание P_2O_5 27,5%.

Полосчатые руды западной части достигают мощности 72 м. Среднее содержание — P_2O_5 20,3%. Среднее содержание P_2O_5 для западной части линзы без выделения пятнистых руд 24,7%.

На плато этот горизонт достигает мощности 170 м. при среднем содержании P_2O_5 20,6%. На ийолитовом отроге среднее взвешенное содержание P_2O_5 21,9%

Далее на СВ за Расвумчоррской линзой, после большого перерыва с несколькими небольшими выходами апатитовой породы, промышленные месторождения известны только севернее долины Вуонеммиока на Суолуайве и Ньюрпакхе, где пологопадающая апатито-нефелиновая порода прослежена на протяжении 1 км. Мощность ее достигает 40 м. при среднем содержании P_2O_5 около 23%. Здесь также были встречены пятнистые руды.

Освоение Хибинских тундр. До 1929 г. Хибинские тундры были безлюдны. С начала разведок началось строительство грунтовой дороги, г. Кировска и обогатительной фабрики. С этого же года началась интенсивная добыча пятнистых руд на Кукисвумчорре, которые с самого начала разработки были предметом экспорта. С 1934 г. началась добыча апатито-сфеновых руд. В 1935 г. уже работала обогатительная сфеновая фабрика.

Все эти колоссальные достижения в освоении Хибин, осуществленные в столь короткий срок, обязаны успешной работе ряда научно-исследовательских институтов и Академии наук и особенно личному участию в разрешении этой проблемы С. М. Кирова.

Разведочные работы (1929—1933 гг.) на апатитовых месторождениях и разработка методов химической переработки руд и концентрата выполнены Научным институтом по удобрениям и инсектофунгисидам им. проф. Я. В. Самойлова.

Генезис апатитовых месторождений. Вполне вероятно предположение, что магмы, образовавшие Хибинский и Ловозерский массивы, являются продуктом (подкоровой) дифференциации большого объема щелочной магмы, кислые составляющие которой слагают граниты центральной части Кольского полуострова.

Интересующие нас интрузии связаны, повидимому, с последними моментами проявления каледонского вулканизма. Они находятся вне зоны складчатых дислокаций (в подвижном шельфе) и связаны с большими трещинными расколами.

Общий ход дифференциации этого огромного объема щелочной магмы пока неясен. В. И. Влодавца [3] считает, что дифференциация вызвана вплавлением известняков. Б. М. Куплетский [5] отдает предпочтение идеям Боуена и Смита.

Вне зависимости от путей концентрации сиенитовых объемов бесспорно образование более основной ийолитовой магмы в ходе самостоятельной дифференциации производных объемов сиенитовой магмы (повидимому, общей для Хибинского и Ловозерского массивов). В ийолитовой магме оказалась более высокая концентрация фосфора, титана и фтора. От аналогичных магм других районов она отличалась более высоким содержанием кремния и более низким содержанием кальция.

Вполне вероятно, что текстурное и минералогическое непостоянство пород ийолитовой интрузии в том виде, в каком мы их наблюдаем в Хибинах, есть результат недостаточно хорошо прошедшей стратификации ийолитовой массы.

Не возникает сомнений в том, что апатито-нефелиновая порода тесно генетически связана с ийолитовой магмой. До сих пор за отсутствием экспериментальных данных, дополняющих наблюдения в природе, не представляется возможным дать объяснение причин так хорошо прошедшей концентрации фосфора в ийолитовом объеме магмы при дифференциации сиенитовой магмы и в свою очередь концентрации фосфора при кристаллизации ийолитов.

Мы не видим оснований присоединиться к точке зрения В. И. Влодавца, что фосфор массива является заимствованным из осадочных фосфатов при ассимиляции [3]. Для всего объема хибинской магмы

хватило бы нормального содержания фосфора при условии хорошо прошедшей его концентрации.

У изучавших взаимоотношения апатито-нефелиновой породы с ийолитами, текстуры и структуры апатитовых пород сложились неодинаковые представления об их генезисе. Все авторы согласны с тем, что апатито-нефелиновая порода создана не в результате пневматолита, а вследствие проникновения в жидкой фазе нефелино-эгирино-apatитового расплава (апатито-лита, по акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу) [6].

В формировании нашей породы пневматолитиз играл весьма скромную роль. Ему обязаны своим происхождением жилы крупнозернистого апатита.

Н. А. Елисеев считает, что апатито-нефелиновый расплав образовался из ийолитовой магмы в силу общих причин, вызвавших стратификацию пород этой магмы, и остывал одновременно с прилежащими участками ийолитов. Л. В. Антонов утверждает, что полосчатые руды образованы одновременно с ийолитами и что пневматолитовым воздействием этой магмы созданы сфеновые месторождения [2]. После остывания этого объема магмы проникновением новой порции фосфатowego расплава была создана пятнистая разность.

Мы считали, что апатитово-нефелиновая порода образована вторжением фосфатowego расплава в объеме уже остывших ийолитов. Этому вторжению при очередном стрессе предшествовало частичное раздробление ийолитов. Полосчатую руду мы принимали за тектонит, проникнутый фосфатом. Детальное изучение петрографии полосчатой разности и ее структур заставляет нас изменить старую точку зрения. Полосы сингенетичны фосфатовой массе.

Учитывая главным образом бесспорное наличие ксенолитов (от крупных глыб до отдельных зерен нефелина) порфириовидных ийолитов как в пятнистых, так и в полосчатых горизонтах линз, приходится признать наличие проникновения фосфатowego расплава в толщу порфириовидных ийолитов. В этом отношении существование достаточно резкого перехода в нижнем контакте от порфириовидных текстур ийолитов к полосчатой апатито-нефелиновой породе является еще недостаточно доказательным для установления самостоятельного проникновения фосфатowego расплава. Так, в дифференцированных зонах бушвельдского комплекса в Южной Африке, который может быть признан за один из наиболее типичных примеров стратифицированных массивов (с дифференциацией *in situ*), почти всегда существуют между отдельными породами резкие границы. Наличие этих границ привело к тому, что некоторые (Renning) авторы считали эту серию созданной рядом самостоятельных интрузий. Интересно, что для бушвельдского комплекса при оконтуривании отдельных зон наметилась линзообразная их форма.

Наблюдениями над коррозией фосфатowym расплавом ксенолитов ийолита с достаточной ясностью устанавливается большая податливость цветных минералов, чем нефелина. У верхнего контакта встречаются своеобразные «брекчии растворения», состоящие из нефелиновых зерен, сцементированных фосфатами.

Эти обстоятельства говорят о том, что процессы ассимиляции имели место при проникновении апатитового расплава. Пока не представляется возможным установить количественную сторону этого явления. До окончания детального изучения прототектоники апатито-нефелиновых пород нельзя вынести окончательного решения по вопросу, является ли пятнистая разность нахшубом по отношению к полосчатой или эти два образования строго сингенетичны.

Бесспорно, после образования апатито-нефелиновых пород, когда они уже находились в твердом состоянии, по расколам проникла остаточная магма, богатая апатитом, принесшая с собой большое количество

ксенолитов редкоплатиновых руд (брекчиевидная порода). Вся система трещин, имевших место при проникновении этой породы, выполнена веществом нахшуба. От основной дейки расходится система прожилков, пронизывающих всю линзу пятнистых руд. Этим проникновением окончилось поступление богатых апатитом продуктов.

Следующая интрузия — дейка лаврита — вдоль верхнего контакта рудного тела уже апатита совсем не содержит.

После проникновения лаврита последующие расколы уже резко изменили свою ориентировку, и вся серия позже проникших жильных пород ориентирована приблизительно в широтном или меридиональном направлениях. Они секут все породы массива. Все эти жильные породы также бедны фосфором.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амеландов А. С., Месторождения апатита в Поачвумчорре и Кузьпорре. Сборник «Хибинские апатиты», т. VII, 1934.
2. Антонов Л. Б., Апатитовые месторождения Хибинских тундр. Сборник «Хибинские апатиты», т. VII, 1934.
3. Влодавец В. И., Пинуйвчорр-Экспор-Расвумчорр. Материалы по геологии и петрографии Хибинских тундр. Труды Арктического института, т. XXIII, 1935.
4. Елисеев Н. А., О геологических структурах Хибинского и Ловозерского интрузивных массивов, «Проблемы советской геологии» № 1, 1936.
5. Куплетский В. М., Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Сборник, посвященный акад. В. И. Вернадскому, т. II, 1936.
6. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., О несиликатовых магмах. Сборник, посвященный акад. В. И. Вернадскому, т. II, 1936.
7. Полканов А. А., Основные черты геологии восточной части Феноскандии, Кольского полуострова и Карелии и очередные проблемы геохронологии по радиоактивному распаду. Сборник, посвященный акад. В. И. Вернадскому, т. I, 1936.
8. Пэк А. В., Материалы по тектонике Хибин. Сборник «Материалы по петрографии и геохимии Кольского полуострова», ч. VI, 1936.
9. Судиславлев К. К., Некоторые соображения о геологическом строении и внутренней тектонике Хибинского массива в свете новых данных. «Известия Ленинградского геологического треста» № 2 (11) 1936.
10. Трусова И. Ф., К петрографии пород ийолит-уртпикового ряда Хибинских тундр. Труды НИУИФ, вып. 128, 1936.
11. Фивег М. П., Казаринова В. А., Химическая характеристика Кукисвумчоррского апатита. Труды НИУИФ, вып. 128, 1936.
12. Фивег М. П., Трусова И. Ф., Петрография пятнистой разновидности апатито-нефелиновой породы. Труды НИУИФ, вып. 128, 1936.
13. Фивег М. П., Краткие итоги работ разведочных партий горно-геологического отдела НИУ в Хибинах. Труды НИУИФ, вып. 128, 1936.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ВЯТСКО-КАМСКОГО ФОСФОРИТО- НОСНОГО РАЙОНА

Введение

Вятско-Камское месторождение фосфоритов является одним из основных промышленных месторождений Союза. Оно находится в северо-восточной части Кировской области, в пределах Кайского, Омутнинского и Нагорского районов.

От р. Вятки в Волосковско-Воронинском районе месторождение фосфоритов протягивается в северо-восточном направлении в бассейн левых притоков р. Камы: Нырмич, Порыш и др., занимая водораздел главных водных артерий края — рр. Вятки и Камы.

Первые сведения о геологии Вятско-Камского района относятся к 70-м годам XVIII столетия.

Начало систематическому геологическому изучению фосфоритоносного района было положено П. И. Кротовым в 1875 г., к промышленному же изучению было приступлено лишь в 1894 г. Однако, почти весь комплекс работ по исследованию и освоению этого месторождения проведен только после Октябрьской революции, когда началась новая история исследования природных ресурсов Союза и борьба за всестороннее овладение богатствами недр нашей страны. С 1918 и по 1932 г., почти все работы по геологическому изучению месторождения и выявлению его промышленной ценности проведены НИУИФ.

В результате этих работ месторождение околотурено со всех сторон, за исключением крайней северо-западной, значительно уточнено его геологическое строение, и из общего количества запасов фосфоритов (концентрат + 4 м.м), оцениваемых в 855 млн. т, детально разведано 55 млн. т. В 1932 г. закончена постройка железной дороги от станции Яр Пермской ж. д. до станции Фосфоритная.

В настоящее время на базе новой техники проводится реконструкция старых рудников и проектировка новых, причем в эксплуатацию вводятся участки, пригодные не только для открытых работ, но и для подземных.

Геологический очерк

Наиболее древними породами района водораздела рр. Вятки и Камы являются дислоцированные слои верхней перми и нижнего триаса. Плогие антиклинали вятских поднятий (Вятский увал), имеющие СВ простирание, в районе г. Кирова слагаются породами казанского яруса. Севернее параллели г. Кирова вследствие погружения оси антиклинали эти породы сменяются последовательно более молодыми свитами верхней перми и нижнего триаса (татарский ярус).

Дюжурский рельеф района представлял собой мульду, повидимому, открытую на северо-запад и замкнутую с запада, юга, востока и северо-востока антиклиналями вятских поднятий.

Сопоставление гипсометрических данных показывает, что в крайних частях района, вблизи возвышенностей вятских поднятий, слои келловейско-оксфордской толщи занимают абсолютные гипсометрические уровни +184, 173 и 179 м, тогда как в центральных частях мульды эти слои залегают на уровне от 149 до 90 м абсолютной высоты. Сопоставление этих данных приводит к выводу, что общее падение слоев едва достигает 1°, что может быть легко объяснено дюжурским рельефом мульды.

В верхнеюрское и нижнемеловое время Вятско-Камская мульда являлась заливом восточно-европейского меридионально вытянутого бассейна. Таким образом, отложения верхней перми и нижнего триаса, покрытые в пределах мульды мощным плащом слоев верхней юры и нижнего мела, выходят на поверхность лишь по окраинам месторождения в наиболее возвышенных частях рельефа, совпадающих с вершинами вятских поднятий. Эти наиболее древние для района отложения выражены пестроцветной толщей песчаников и песков с гальками и гравием, красными (малиновыми) и зелеными известковистыми глинами.

Верхнеюрские отложения, представленные довольно полно в описываемом районе, начинаются толщей светлых кварцевых песков с прослоями шоколадных и серых песчанистых глин общей мощностью около 15 м. Пески часто косослоисты; содержат углистые растительные остатки. Глины битуминозны; включают конкреции серного колчедана.

Несколько западнее описываемого района, в бассейне р. Летки, над аналогичными породами встречены песчанистые глины с фауной нижнего келловей. Соответственно такому стратиграфическому положению образование этих слоев относим к самому началу верхней юры или к концу бата и началу келловей.

Нижнекелловейские отложения представлены белыми или желтыми кварцевыми песками с прослоями серой слюистой глины с *Cadoceras* cf. *clatmae* Nik.

Более высокие слои келловей сложены глинистыми породами с прослоями мергелей. В глинах найдены *Cosmoceras* ex gr. *jason* Rein., большое количество обломков *Belemnites beaumonti* d'Orb., *Rhynchonella* sp. (Kl. m). Весьма неровная поверхность глин среднего келловей покрывается прослоем железистых глин, повидимому, относящихся к оксфорду.

В самых северных частях района, в бассейне р. Северной Двины, на р. Сысоле встречены красно-желтые глины с крупными конкрециями железняка, выше переходящие в голубые глины и зеленовато-серые пески. Яркоголубая окраска глин связана с присутствием закиси железа и на поверхности выветривания быстро изменяется в ярко-желтую.

В глинах встречено железистое ядро *Aspidoceras* cf. *perarmatum* Sow. и *Gryphaea dilatata* Sow. (Oxf.).

Оксфордские отложения сохранились и то, повидимому, лишь частично, только в южной и северной частях месторождения.

В обнажении на р. Каме, т. е. в средней части района, нижневолжские отложения налегают на глинистые слои келловей; на контакте этих отложений встречен конгломерат, содержащий породы, сходные с описываемыми оксфордскими, и обломки аммонитов, близких к *Oppelia tenuilobata* Oppr., *Olcostephanus trimerus* Oppr. и др.

Нижневолжские слои начинаются разнородными квар-

цево-глауконитовыми песками и песчаниками с известковистым цементом. Мощность этих пород незначительна, около 2 м.

В песках и песчаниках встречаются ядра *Pavlovia panderi* d'Orb., раковины *Aucella pallasi* Key s. и ростры *Belemnites magnificus*.

Толща вышележащих серых известковистых глин с прослоями мергеля, содержащая в нижней части *Virg. cf. zarajskensis* Mich. (зона = *P. panderi*), выше содержит отпечатки *V. virgatus* Buch., *V. absolutus* Fisch. Мощность этих глин в северных частях района доходит до 30 м. Несколько иной характер имеют эти отложения в южной части района. Здесь серые глины отчасти заменены толщей горючих сланцев; в нижней своей части эта толща содержит отпечатки *Pavlovia panderi* d'Orb., а в верхней — отпечатки *V. virgatus* Buch., т. е. она принадлежит обоим зонам нижневолжского яруса.

Кверху слои зоны *V. virgatus* переходят в серые известковистые и черные битуминозные глины, содержащие многочисленные отпечатки *Pav. nikitini* Mich. В верхней части эти слои содержат тонкие (0,4 м) прослои горючих сланцев.

Выше темные глины нижневолжского яруса сменяются светлыми песчанистыми глинами верхневолжского яруса с отпечатками *Craspedites fragilis* Trd., *C. okensis* d'Orb., рострами *B. lateralis* Phill., *B. russiensis* d'Orb.

Коренные верхневолжские отложения, палеонтологически охарактеризованные, отмечены лишь в северной части Вятско-Камского района близ д. Горской. К этим слоям мы относим мергель и песчанистую глину, подстилающие фосфоритный слой и содержащие многочисленные фосфоритные ядра ауцелл форм, присущих верхневолжскому возрасту. Вследствие малой обнаженности слоев, слагающих район, мы не имеем возможности изучать верхневолжские отложения во всех его участках, поэтому отнесение верхневолжских отложений Вятско-Камского района к зоне *Oxyoticerias fulgens* является неокончательным. Возможно что эти слои в Вятско-Камском районе так же, как и в соседних более южных областях (Волжско-Свияжский водораздел и район р. Унжи), заключают материал и других зон верхневолжского яруса, тем более, что в фосфоритном слое встречено фосфоритное ядро *Oxyoticerias catenulatum* Fisch. В верхней части глины обогащаются глауконитом и включают крупные глыбы мергеля с желваками фосфорита и фосфоритными ядрами *Aucella*. Судя по фауне аммонитов, эти слои следует относить к нижней зоне верхневолжского яруса.

Нижнемеловые отложения начинаются темнозеленым глинистым глауконитовым песком с желваками фосфорита.

Фосфоритный слой подразделяется на три горизонта: нижний — «ауцелловый горизонт», — часто сцементированный фосфатным цементом в «плиту»; средний — глауконитовый песок с некрупными, иногда разреженно залегающими желваками фосфорита, и верхний — насыщенный крупными желваками фосфорита. Мощность всего фосфоритного слоя в пределах месторождения неодинакова, — она возрастает от 0,5 м в южных частях месторождения, по левобережью р. Вятки, до 0,70—0,80 м — в Созимско-Нырмичском районе и до 1,3 м (в отдельных участках даже до 2 м) — в пределах Лойнского и Сординского районов.

В ауцелловом горизонте фосфоритного слоя встречаются ядра *Aucella uncitoides* Pavl., *A. trigonoides* Lah., *A. inflata* Lah., *A. crassa* P., *A. keyserlingi* Lah., *Polyptychites simplex* Bog., *P. glaber* Bog., а также волжские виды ауцелл: *A. jasikovi* P., *A. stantoni* P., *A. andersoni* P., *A. bonontensis* P. Верхневолжские виды ауцелла особенно в большом количестве встречаются в южной части месторождения, где в этом горизонте найдены также фосфатизированные ядра *Craspedites fragilis* Trd.

В желвачном горизонте фауна характерна для среднего валанжина: *Polyptychites tryptychiformis* Nik., *P. beani*, *P. cf. keyserlingi*, *P. cf. bidichotomus*, *P. petschorensis* Bog.

Выше фосфоритного слоя залегает плотный глинистый мелкозернистый кварцево-глауконитовый песок с редкими ядрами фосфорита и с фауной *Polyptychites polyptychus* Keys., *Aucella piriformis* Lah., *A. solida*, *A. crassicollis* Keys. Мощность песка от 0,5 до 1 м.

Самыми молодыми из известных здесь коренных отложений являются неокомские черные глины, относимые к готерив-баррему. В нижней части они содержат прослой глауконитово-кварцевого песка и мелкие зерна фосфорита, т. е. связаны с валанжинской глауконито-фосфоритной серией постепенным изменением режима отложения. Черный цвет этих глин обязан присутствию в них в рассеянном виде сернистого железа. Фауны эти слои почти не содержат. Имеются лишь единичные находки аммонита типа *Simbirskites* и *Aucella* ex gr. *weerthi* Pavl. Черные глины готерив-баррема имеют несколько более широкое распространение, чем валанжинская глауконито-фосфоритная серия. В западной окраинной части месторождения черные глины трансгрессивно переходят на волжские отложения.

Весь комплекс коренных пород покрывается послетретичными отложениями — безвалунными ледниковыми суглинками, имеющими мощность всего около 2 м, и песчано-галечными образованиями мощностью около 6—8 м; последние развиты в южной части месторождения.

Палеогеографический очерк

Начало мезозойской трансгрессии относится, повидимому, к концу средней юры.

Характер слоев, залегающих в основании юрской толщи и называемых нами бат-келловейскими, свидетельствует о существовании в начале юрской трансгрессии озерных замкнутых бассейнов, в которых откладывались диагонально-слоистые пески или песчанистые глины, и о близости суши, которой обязаны своим происхождением древесина и другие растительные остатки. Подобный режим отложения в начале юрской трансгрессии в нижнекелловейское или даже, по мнению Н. Г. Кассина и др., в докелловейское время существовал в большой части мезозойского бассейна в пределах русской плиты. Подобные отложения указываются разными исследователями в бассейнах рр. Лузы, Суры, Пьяны, Сысолы и Печоры.

Постепенно нижнекелловейский бассейн на территории восточно-европейской впадины принимает более широкие очертания и оставляет более глубоководные осадки.

Нижнекелловейские слои в Вятско-Камском заливе — пески с прослоями песчанистых глин — весьма сходны с отложениями этого же возраста по р. Унже, а также с нижней частью келловейской толщи в районах к западу и к северу от Вятско-Камского залива. Отсутствие глинистых слоев в верхней части толщи нижнего келловей, в Сысольском и других районах, объясняется, повидимому, более высоким батиметрическим положением залива в области вятских поднятий, обусловившим более мелководный режим бассейна и во вторую половину века.

Углубление и расширение мезозойского бассейна в среднекелловейское время в пределах восточнорусской впадины отмечаются в заливе отложением желто-серых известковистых глин с *Cosmoceras* ex gr. *jason* Rein., сходных со среднекелловейскими глинами северного Сысольского и более южных районов.

Верхнекелловейские отложения широко распространены по всей территории восточноевропейской впадины от бассейна р. Сысолы до

Общего, Сырта и Мангышлака. Они отсутствуют в области восточного побережья меридионального мезозойского пролива в бассейне р. Суры, севернее Ульяновска, Унжи в Костромском районе, а также и к западу от Вятского увала в бассейне рр. Лузы и Федоровки. Повидимому, и Вятско-Камский залив остался не захваченным верхнекемловейским морем, так как осадков, сходных с верхнекемловейскими, здесь не встречено.

Слой оксфорда и кимериджа сохранились лишь в южной части на левобережье р. Вятки и на р. Сыsole в северной части района, где они выражены зеленовато-серыми, иногда красными, глинистыми песками с прослоями железистых конкреций. На р. Сыsole (Монастырек-Тупосева) в этих слоях был найден обломок *Aspidoceras perarmatum* Sow., близ с. Кай — *Gryphaea dilatata* Sow., на левобережье р. Вятки — также *G. dilatata*, а в прослойке конгломерата в основании нижневолжских слоев Н. Г. Кассиным [9] найдены формы, близкие к *Olcostephanus trimerus* O p p., *Oppelia tenuilobata* O p p., имеющим распространение в зоне *Cardioceras alternans*. Таким образом, вся сумма данных свидетельствует об отложении осадков в течение оксфордского и нижнекимериджского времени и о размыве их последующими трансгрессиями.

По незначительным остаткам этих отложений — глинисто-песчаным слоям, развитым в отдельных участках района, мы можем предполагать о более мелководном режиме оксфорда в Вятско-Камском заливе, чем на всей остальной территории оксфордского бассейна.

Нижневолжская трансгрессия в Вятско-Камском районе, наступившая после перерыва отложений в течение верхнего кимериджа, начала собой второй мезозойский осадочный цикл, отличающийся большим постоянством составляющих его слоев и устойчивостью их фаций.

Начиная от наиболее ранних нижневолжских слоев, от зоны *Parlovla panderi*, и до осадков зоны *P. nikitini*, слои волжских отложений носят характер глинисто-мергелистых осадков бассейна средней глубины.

Сходство состава нижневолжских слоев Вятско-Камского залива с синхроничными осадками русской плиты является признаком широкого сообщения бассейна с общим нижневолжским морем восточно-русской впадины.

Береговая линия залива в начале нижневолжского времени не была постоянной.

При мультислойном залегании нижневолжских слоев, выполняющих котловину, можно проследить довольно быструю смену береговых и более мелководных фаций в нижней части толщи, т. е. слоев зоны *P. panderi*. Крупнозернистый кварцевый песок с гальками краевых частей бассейна (близ р. Камы) в средних его частях сменяется глауконитовыми песками (Дедовский район) и слоистыми известковыми глинами с битуминозными сланцами (район Воронинско-Высоковский). Смена этой серии осадков весьма постоянными глинисто-известковыми слоями во вторую половину нижневолжского времени говорит об углублении бассейна и о его расширении, т. е. отступании береговой линии к востоку на правобережье р. Камы.

Об осадках самой верхней части нижневолжской серии — слоев с *Parlovla nikitini* Mich. — в пределах восточноевропейской впадины мы можем судить по весьма незначительным почти единичным выходам этих пород. Осадки сохранились лишь в бассейне р. Волги от Ульяновска до Хвалынского, близ г. Москвы и в Рыбинском районе. В этих районах отложения зоны с *Parlovla nikitini* представлены кварцевыми или глауконитовыми песками с конкрециями фосфорита, окатанными гальками фосфорита а также фосфоритизированной древесиной.

В изученном Вятско-Камском районе отложения этой зоны представлены слоями известково-глинистой фации, содержат прослои горючих сланцев и весьма сходны с нижележащими слоями зоны с *Virgatites virgatus*. Повидимому, бассейн конца нижневолжского века не отличался по своему характеру от бассейна более раннего волжского времени.

Таким образом, в то время как на территории русской платформы в век *Parlovian nikitini* нижневолжской эпохи происходило сокращение и обмеление бассейна, в Вятско-Камском заливе сохранялся тот же режим отложений, дающий известково-битуминозно-глинистые осадки.

Верхневолжские отложения на Волге и Унже, а также на Волжско-Свияжском водоразделе представлены одним слоем, содержащим фауну двух или даже всех трех зон. Характер верхневолжских слоев, смешанность осадков отдельных зон, песчанность отложений, переход от глауконитовых песков в нижней части к кварцевым, иногда косослоистым в верхней части, окатанность фосфоритовых конкреций, выклинивания и островное залегание верхневолжских отложений свидетельствуют о значительном обмелении верхневолжского бассейна и о сокращении его размеров.

Обращаясь к описываемому нами району, мы видим, что отложения верхневолжского яруса здесь сходны с более южными. Они также фосфоритоносны, сохранились лишь отдельными островами и содержат фауну ауцелл и аммонитов, весьма сходную с фауной центральных областей. Однако, характер этих слоев, глинистость, примесь тонкозернистого песка и присутствие тонкостенных хрупких раковин ауцелл свидетельствуют о более глубоководном режиме моря.

Повидимому, к концу волжского времени сокращение и обмеление бассейна происходило и в северных его частях, но в значительно меньшей степени, чем в южных.

Характер залегания нижнемеловых отложений на подстилающих их волжских глинах различен в отдельных частях Вятско-Камского района. В северных участках (Лоинский, Гидаевский, Гилевский и по р. Нырмичу) верхневолжские отложения связаны постепенным обогащением глинистых слоев глауконитом с глинисто-глауконитовыми породами валанжина. При этом наличие нижневаланжинской фауны (Н. Г. Кассиным отмечены *Craspedites cf. analogus* Bog., *C. cf. tzikvianus* Bog., *C. cf. kazakovianus*) в мергелях, подстилающих фосфоритный слой, делает весьма вероятным предположение об отсутствии перерыва между верхневолжскими и нижнемеловыми отложениями.

Несколько иные соотношения наблюдаются в южной части района, где нижний горизонт фосфоритной серии залегает на размытой поверхности верхневолжских слоев и даже на темных нижневолжских глинах и вместе с желваками фосфорита, содержащими ядра *Polyptychites*, включает фосфориты и фауну верхневолжского происхождения.

Сопоставление всех данных приводит к выводу, что в северной и средней частях бассейна, сообщавшихся на северо-западе с общим мезозойским бассейном и, быть может, более углубленных, чем южные, в волжско-неокомское время происходило непрерывное отложение осадков.

Нижневолжские отложения занимают большие площади, чем нижнемеловые. Вследствие того что нижнемеловой бассейн охватывал меньшее пространство, южная часть Вятско-Камской мульды, покрытая волжскими осадками, являлась береговой зоной и подвергалась абрадирующему воздействию постепенно расширявшегося нижнемелового моря. В валанжинское время, повидимому, происходило колебание глубины бассейна, имевшее результатом при углублении прекращение фосфоритообразования и отложение тонкозернистых глауконитовых песков в более глубоких частях бассейна, при обмелении же —

появление в прослоях фосфорита обломков стволов деревьев, следов источенности моллюсками и отдельных хорошо отшлифованных галек. Такие колебания отразились на схеме строения фосфорито-глауконитовой серии валанжина лишь севернее р. Нырмича (участки Сординский и Лоинский), тогда как в остальных частях района они имели меньшее значение и не мешали, повидимому, непрерывному фосфоритообразованию. В то же время в береговой зоне такие колебания являлись причиной почти полного размыва (левобережье р. Вятки) верхне-волжских слоев и обогащения валанжина волжскими фосфоритами и фауной.

В эпоху отложения слоев с *Polyptychites polytychus* существовали, повидимому, более постоянные условия осаждения. В более позднее — готерив-барремское — время расширение бассейна продолжается, и в западной окраинной части мульды слои простираются за границу распространения глауконитовой серии валанжина, налегая непосредственно на волжские слои.

Режим валанжинского бассейна постепенно изменяется в готерив-барреме. В начале этого века глауконитообразование периодически прекращается, о чем свидетельствует переслаивание глауконитового песка и черных глин. В готерив-барреме мы находим мелкий глянцевый фосфоритный гравий. Крупные желваки отсутствуют. Постепенно режим бассейна теряет все черты сходства с валанжинским. Наступают, повидимому, условия сероводородного брожения, вследствие чего почти нацело уничтожаются органические остатки, и глины приобретают черный цвет от примеси сернистого железа (FeS).

Такая картина отложения осадков нижнемелового времени в Вятско-Камском заливе вполне соответствует условиям отложения осадков на всей территории мелового бассейна на русской платформе. Начало нижнемеловой трансгрессии на территории восточноевропейской впадины падает на самую границу юры и мела; трансгрессия продолжается и в валанжинский век и достигает своего максимума к началу отложения слоев с *Simbirskites versicolor*. На площади, охваченной трансгрессией, накапливаются осадки терригенного типа: в валанжине — песчанистой или глауконитовой фации, в готерив-барреме — глинисто-песчаной или глинистой. Глинистые глауконитовые пески с фосфоритами глинистого типа, сходные с описываемыми нами отложениями в Вятско-Камском районе, отмечены лишь в бассейне р. Суры (Чувашской АССР). Близ Сызрани, а также в рязанском и костромском районах валанжин слагается кварцево-глауконитовым песком с песчанистыми фосфоритами. Таким образом, область бассейна р. Суры и Вятско-Камский район в валанжинское время имели сходные условия и располагались, повидимому, в наиболее глубокой части бассейна, тогда как более южные и восточные районы Костромской, Рязанской и Сызранской имели режим более мелководных краевых частей бассейна.

Почти те же соотношения наблюдаются для готерив-барремских отложений, которые в наиболее глубоководной фации в виде однородных черных глин развиты в бассейне р. Суры и севернее в Вятско-Камском и Печорском районах, тогда как в Подмосковном, Рязанском, Ульяновско-Сызранском районах готерив-барремские слои сложены толщей песков, песчаников и в верхней части — глин, т. е. более мелководными образованиями.

Черными готерив-барремскими глинами завершается комплекс известных в настоящее время слоев, слагающих район. Природные условия — залесенность и заболоченность обширных водораздельных пространств между рр. Вяткой и Нырмичем и севернее Нырмича препятствуют изучению наиболее высоких частей рельефа, где мы, возможно, могли бы встретить более молодые слои.

Начиная с среднего келловоя и кончая низами готерив-барремских отложений, мы в той или иной мере встречаемся с явлением фосфоритности пород.

Промышленное значение имеет лишь фосфоритный горизонт, приуроченный к границе юры и нижнего мела. Фосфоритный пласт этого горизонта имеет сплошное распространение на значительной площади, и лишь по окраинам залежи встречаются небольшие участки, так называемые «острова», отделенные от общего массива размывом.

Строение продуктивного фосфоритного слоя для отдельных участков района различное. В центральных частях месторождения (Созимский, Нырмический, Горшковско-Пьянковский участки) фосфоритный слой состоит из двух основных частей. Внизу залегает аугелловый плитняк мощностью 0,10—0,15 м, а в верхней части — желвачный фосфоритный слой мощностью 0,4—0,6 м, причем последнюю верхнюю часть в свою очередь можно разделить на два горизонта: сверху горизонт крупных желваков, залегающих относительно разреженно в глауконитовом песке, а ниже — горизонт более мелких, но более сгущенных желваков фосфорита, залегающих в глауконитовом песке.

Более резко трехчленное деление фосфоритного слоя выражено в юго-западной части месторождения, по левобережью р. Вятки.

В северо-восточных частях месторождения, в Лоинско-Гидаевско-Сординском районе, имеется еще большее усложнение в строении продуктивной фосфоритной серии: фосфоритный слой представлен двумя-тремя продуктивными горизонтами, которые разделяются одним-двумя прослоями глауконитового песка, лишенного фосфоритов. Мощность всей серии доходит до 2 м.

Обращаясь к вопросу о характере составляющих фосфоритный слой компонентов, макроскопически мы можем выделить следующие разновидности фосфорита:

- 1) черные плотные с глянцевитой поверхностью со следами источечности фолладами;
- 2) темнокоричневые крупные с окатанной, но шероховатой поверхностью;
- 3) крупные желваки фосфорита темнозеленой окраски шероховатые песчанистые;
- 4) цемент слоя.

На основании изучения шлифов и нерастворимого остатка фосфоритов и вмещающих пород минералогический состав фосфоритной серии рисуется в следующем виде.

Главными минералогическими компонентами серии являются глауконит, глинистая масса и фосфатная масса, в меньшей степени — кварц. Вмещающие фосфоритные желваки породы составлены сочетанием глинистой массы, глауконита, кварца и прочих включений. В надфосфоритном глауконитовом песке содержится 46% глауконита, 39% глины (класс — 10 μ), 3% кварца, 6% пирита и 6% прочих компонентов. В более глинистой вмещающей фосфорит породе содержание глауконита падает до 13%, а содержание глины возрастает до 70%.

Фосфоритные желваки состоят из фосфатной массы с некоторым содержанием глинистого вещества, глауконита, кварца и других включений. Фосфатная масса мелкокристаллична, затемнена органическим веществом и содержит раковины радиолярий, а при их скоплении представляет собою радиолярит. Включения окаймлены радиально-лучистым фосфатом. Глауконит представлен округлыми зернами гроздевидной, почковидной или неправильно овальной формы, имеющими средние размеры от 0,01 до 0,3 мм. Кварц прозрачный или мутный имеет угловатую форму зерен, средние размеры которых изменяются

от 0,03 до 0,08 мм. Лимонит связан с процессами выветривания глауконита. Пирит выполняет трещины в фосфатной массе и при выветривании образует в породе желвака вторичный гипс.

Процентное соотношение главных компонентов желвака — фосфатной массы, глауконита и кварца — чрезвычайно различно. Желваки нижней части слоя — ауцеллового горизонта — содержат больший процент фосфатной массы по сравнению с включениями глауконита и кварца. В то же время вмещающая порода этой части серии содержит больше глины и меньше глауконита, чем вышележащий слой. Верхний желвачный горизонт как в породе, так и в желваках имеет значительно большее содержание глауконита. В табл. 1 даны количественные показатели минералогического состава нескольких шлифов.

Таблица 1

Порода образца	Возраст	Содержание, %						
		фосфатное вещество	глинистое вещество	глауконит	кварц	пирит	лимонит	прочие и пустоты
Надфосфоритный глауконитовый песок	<i>Vlng</i>	1,2	38,7	46,1	2,6	5,7	—	5,70
Глауконитовый песок (вмещающая порода)	"	—	61,0	24,8	4,8	—	4,4	5,00
Желвак фосфорита	"	71,1	—	19,5	3,8	2,0	—	3,60
Глинистая, вмещающая порода нижней части серии	<i>Vlng · i</i>	—	70,7	13,5	9,0	0,7	—	6,10
Желвак фосфорита нижней части серии	"	80,4	—	10,6	0,75	—	2,0	6,25
Желвак фосфорита из подстилающей глины	<i>Vlg · s</i>	90,8	—	1,5	1,0	—	—	6,70

Подробные химические анализы, произведенные в лаборатории НИУИФ для отдельных желваков и для средних проб фосфорита, приведены в табл. 2.

Таблица 2

	Содержание, %				
	1	2	3	4	5
P ₂ O ₅	24,86	27,13	26,93	25,88	20,11
CO ₂	4,52	5,60	5,33	5,47	4,45
F	2,39	2,37	2,80	2,49	1,57
SO ₃	4,21	3,23	4,02	0,97	1,98
Fe ₂ O ₃	1,56	0,61	1,56	3,57	6,34
Al ₂ O ₃	1,25	1,56	1,95	1,94	5,84
CaO	35,58	39,86	39,05	41,19	31,97
FeS ₂	2,80	2,90	2,80	1,09	5,13
SiO ₂	16,99	8,09	7,78	10,20	17,68
Нерастворимый остаток	8,32	8,76	8,21	—	—

- 1—желвак фосфорита северной части месторождения;
- 2—фосфоритная плита северной части месторождения;
- 3—желвак фосфорита южной части месторождения;
- 4—средняя проба класса + 4 мм Горшковского рудника;
- 5—то же, класса — 4 + 0,5 мм.

Таким образом, на основании проведенных наблюдений можно прийти к следующим выводам. Окатанные желваки фосфорита нижней части слоя вымыты из верхневолжских слоев наступающим нижнемеловым морем. Главный фосфоритный слой, т. е. отдельные желваки фосфорита в глауконитовом песке, относятся к категории залегающих на месте своего образования.

Первая стадия формирования фосфоритного слоя связана с началом нижнемеловой трансгрессии, и первыми компонентами слоя явились фосфориты, вымытые из верхневолжских отложений и вторично переложенные. В нижней части слоя найдены окатанные кремневые гальки. В дальнейшем процесс слоеобразования продолжался за счет фосфатного материала нижнемелового моря; скопление осадков в различных частях моря было неодинаково, в результате чего мы имеем колебания в мощности слоя, различную его насыщенность желваками, неоднородность состава осадков, наличие нескольких прослоев глауконитового песка и пр.

Фосфоритный слой залегает на глубине от 2—3 до 30—40 м. Подошвой его почти на всей площади распространения является голубовато-серая известковистая глина, в кровле же в центральных и северных частях месторождения лежит глауконитовый песок, выше сменяющийся плотными черными глинами. В юго-западной части на левобережье р. Вятки глауконитовый песок в основании кровли отсутствует.

На всей площади распространения фосфоритный слой водоносен.

Фосфоритный слой, как и более древние мезозойские слои Вятско-Камского залива, залегают не вполне горизонтально, повторяя в смягченной степени доюрский рельеф мульд.

Максимальное понижение слоя приурочено к осевым частям мезозойской котловины, более же высокое залегание слоя отмечено по краям этой котловины.

Наряду с пологим, выражающимся в 20' до 1°, падением в сторону оси котловины мы имеем и местные поднятия и углубления, являющиеся отражением неровностей дна бассейна.

В результате изучения условий залегания фосфоритного слоя в пределах разведанных участков рельеф кровли фосфоритного слоя может быть охарактеризован как волнистый со значительным количеством понижений и всхолмленностей, располагающихся без какой-либо закономерности: колебания отметок на расстоянии 500 м достигают иногда до 10 м.

Переходя к вопросу количественной характеристики и химического состава фосфоритов, необходимо отметить, что для отдельных районов эти показатели различны. Фосфоритный слой крайних юго-западной (левобережье р. Вятки) и северной (Кайский район) частей месторождения имеет наименьшие мощности, равные в среднем 0,5 м. В промежуточных же между этими участками пунктах мощность слоя возрастает и в среднем для участков детальной разведки равна 0,8 м. То же можно сказать и относительно продуктивности. В крайних частях месторождения продуктивность концентрата + 4 мм составляет 360 кг/м², в промежуточных участках она поднимается до 550 кг/м².

В отношении качественных показателей лучшие цифры относятся к центральным частям месторождения, к участкам детальной разведки, где содержание P_2O_5 для класса + 4 мм равно в среднем 25—26% при содержании 5—8% R_2O_3 ; в крайних частях залежи содержание P_2O_5 несколько ниже, а содержание R_2O_3 повышается. Необходимо отметить, что хотя работами НИУИФ основные контуры месторождения выявлены, но степень детальности исследования отдельных участков месторождения неодинакова. Установлено наличие площадей, пригодных для эксплуатации как открытым способом, так и подземным.

Вятско-Камское фосфоритное месторождение по своим количественным и качественным показателям (причем последние путем применения совершенных методов обогащения значительно улучшаются) является одной из крупнейших фосфатных баз СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кассин Н. Г., Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 107, Труды Геологического комитета. Нов. серия, вып. 158, 1928.
 2. Хабаков А. В., Краткий очерк геологического строения и фосфоритных залежей правобережья верхней Вятки. «Агрономические руды СССР», Труды НИУ, вып. 99, 1932.
 3. Четыркина А. А. Фосфориты верховьев бассейнов р. Нырмич и р. Сысола. «Агрономические руды СССР». Труды НИУ, вып. 99, 1932.
 4. Шугин А. А. и Гордасников Н. С., Разведка фосфоритов Созимского района Вятско-Камского месторождения. «Агрономические руды СССР». Труды НИУ, вып. 99, 1932.
 5. Бушинский Г. И., Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов. Бюллетень Моск. о-ва исп. природы, т. XIV (2), 1936.
 6. Четыркина А. А., Шугин А. А., Геологическое строение и фосфориты Вятско-Камского фосфоритоносного района. Труды НИУИФ, вып. 133, 1936.
 7. Четыркина А. А., Трухачева А. Г., Петрография фосфоритов Вятско-Камского месторождения. Рукопись. Фонд НИУИФ. 1932.
-

СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ И НИЗОВ НЕОКОМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Введение

Изучение вопросов стратиграфии юры и неокома в пределах Восточноевропейской (Русской) платформы ведется с времен П. Палласа (1773 г.). Исторический обзор изучения этих слоев за прошлый век можно найти в прекрасных сводках А. П. Павлова, частично и С. Н. Никитина. Почетная роль в деле изучения этих осадков принадлежит также Д. И. Иловайскому, частично А. А. Борисяку, Н. Н. Богословскому и многим другим.

Работы Геолого-разведочного сектора НИУИФ в основном преследовали практические задачи по выявлению залежей фосфоритов, приуроченных к отложениям юры и мела. Эти работы помимо того дали много ценного материала как по вопросам детального расчленения фосфоритоносных отложений, так и их географического распространения. Собранные сотрудниками института¹ материалы позволили уточнить некоторые вопросы стратиграфии, остававшиеся до недавнего времени еще неясными или спорными.

Приводимые ниже выводы автор делает главным образом на основании материала личных полевых наблюдений, а для юго-восточных частей платформы в значительной мере также и на основании работ своего учителя Д. И. Иловайского, частично оставшихся после его смерти пока неопубликованными.

Материалы для сводки были собраны в бассейнах рр. Волги, Унжи, Оки, Суры, частично Овияги, и их притоков, и лишь в необходимом случае был использован материал, собранный в бассейнах рр. Урала, Илека, Дона, Донца и др.

Помимо вопросов формальной стратиграфии, в статье разбираются также вопросы сравнительной стратиграфии, в частности, вопросы зонального сопоставления русских зон с зарубежными. В своих стратиграфических построениях автор по отдельным вопросам является сторонником А. П. Павлова, а частью и Д. И. Иловайского.

¹ Проф. Д. И. Иловайским, Н. Т. Зоновым, И. М. Курманом, Е. А. Кудиновою, А. В. Казаковым, П. П. Дрождевой, П. К. Мурашкиным, А. Л. Яншиным, П. Л. Безруковым, Н. Т. Сазоновым, В. Е. Руженцевым, а кроме того, М. Пригоровским, Л. Ш. Давиташвили, М. И. Соколовым, Н. П. Лупповым и др.

Морские докелловейские отложения платформы. Центральные районы Русской платформы, особенно северо-западные ее части, и районы Приуралья в докелловейское время, а частично и в самом начале келловей, видимо, представляли собой сушу. Такой вывод приходится делать на основании отсутствия в целом ряде точек морских палеонтологически охарактеризованных слоев, более древних, чем нижний келловей, и присутствия там местами (преимущественно в эрозионных депрессиях) довольно мощных осадков, имеющих несомненно континентальный габитус. Между тем, в окружающих платформу пространствах, имевших в то время значительно более пониженный рельеф, медленно трансгрессировавшее на север из океана Тетиса море отлагало свои осадки в течение триаса, а также лейаса и доггера.

Начиная с бата (?), это море, видимо, также периодически соединялось с северным океаном. Медленное продвижение юрского моря с юга в отдельные интервалы времени сменялось его отступлением. В эти периоды на платформе шло накопление мощных толщ как лагунного материала, так, частично, и континентального, содержащего углесто-сажистые линзы или слои песчаника с растительными остатками.

Самые древние морские юрские отложения нижнего и среднего лейаса даже в южных частях платформы нам неизвестны. А. А. Борисьяк склонен допускать существование морского режима в примыкавших к Русской платформе районах бассейна р. Донца, начиная с верхнего лейаса. В бассейне р. Донца имеются следы следующих зон лейаса: 1) *Hildoceras quadratum* Haug. (*Lytoceras jurense* Ziet.); 2) *Coeloceras commune* Sow.; 3) *Hildoceras serpentinum* Schloth.

Отложения нижнего доггера, в частности *Aalenien*, в бассейне р. Донца достаточно хорошо охарактеризованы присутствием представителей зоны с *Lioceras opalinum* Rein. Отложения байосса (*Ledenien*), представлены конгломератовыми слоями зоны с *Witchellia* (слон с *W. rossica* Borris., *W. isjumica* Borris.). Вышележащие слои с *Parkinsonia doneziana* Borr. близко соответствуют западноевропейским зонам самых верхов байоса и низам бата.

На присутствие батских (везулианских) *Parkinsonia* ex gr. *Parkinsoni* Qu., *P. ex gr. limensis* Wetz., *P. cf. neuffensis* Opp. [т. е. на слои зоны *Stephan. (Cadomites) humphriensianus* Sow.] ранее указывал А. Н. Мазарович и др. для Саратовского Поволжья. Позднейший анализ верхнебатской фауны Нижнего Поволжья, проведенный П. К. Мурашкиным, позволяет считать, что широко развитые как в Донбассе, так и в Нижнем Поволжье темные глины с конкрециями сидерита следует причислять к среднему бату — к зоне с *P. wuertembergica*, иначе называемой также зоной с *Ostrea knorri*. Слои эти сопровождаютя в районе северной оконечности Доно-Медведицкого вала также *P. cf. subcompressa* Murashk. (= *P. ex gr. compressa* Qu.), *P. compressa* Qu., var. aff. *wuertembergica* Opp., *Pseudocoscocerat michalskii* Borr. var. и др.

Следует отметить, что нахождение А. Н. Мазаровичем по р. Самарке и Ушаковым на Общем Сырте *Placynopsis jurensis* (Bon.) Luc. позволяет говорить о значительно более широком распространении на север морских батских слоев, чем это ранее предполагалось. Не до конца выясненным остается вопрос о существовании в бассейне р. Донца морского режима в самый верхний век бата — в век зоны с *Oppelia (Oxyceras) aspidoides* Opp., морские осадки которого известны для Польской (Краковской) юрской провинции, а у нас для Коктебеля (Крым), откуда Д. П. Стремуховым были определены *O. discus* d'Orb., non Sow.

До сих пор считали, что залегающие в основании келловей отложения с растительными остатками соответствуют верхнему бату и низам келловей. Находка С. П. Тихвинским (устное сообщение) в районе жигулевских дислокаций (близ г. Куйбышева) «*Macrocephalites*» (*Arcticoceras*) ex gr. *ischmae* Keyserl. — формы, характеризующей слои, залегающие в северных районах платформы ниже (?) слоев с *Cadoceras elatmae* Nik., в значительной степени сужает границы времени, в пределах которого шло образование континентальных осадков в отдельных районах Нижнего Поволжья. Это время, вероятно, было несколько больше в бассейнах рр. Оки, Клязьмы и Урала.

Лагунные и континентальные докелловейские отложения. Как в бассейне р. Урала и левобережья р. Волги, так местами и к северо-западу от них преимущественно в тектонических или в эрозионных депрессиях прослеживается мощная серия осадков континентальной (реже лагунной) юры, представленная песчано-глинистыми породами непостоянного состава. В бассейне р. Донца приуроченные к этой толще железистые песчаники и бурые железняки заключают флору *Williamsonia pecten* Phill., *W. gigas* L. et H., *Otosamites obtusus* L. et H., *O. izjumensis* Thomas, *O. giganteus* Thomas, что позволяет эти слои сопоставлять с «британским оолитом» (*Bth. s* — *Cl. i*). Присутствие же *Ginkgodium nathorstii* Iok., *Nilssonina Inouyei* Iok. позволило А. Н. Криштофовичу эти слои сопоставить также и с ангарской свитой.

В пределах междуречья рр. Урала и Илека к нижней юре и к верхам триаса условно относят красноцветные немые глины мощностью в 100 м, а к верхам средней юры (низам нижнего келловей) — песчаные, частично угленосные слои (мощностью 20—30 м), содержащие *Equisetites ferganensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* Brong. и др. В западных частях Самарской Луки эта пестроцветная глина с пиритом (мощность до 45 м) местами покрывается разнородным песком, мощностью до 46 м.

На междуречье верховьев рр. Оки и Сейма в этой толще мощностью до 50 м прослеживаются обугленные линзы и пропластки ноздроватого песчаника, а также и галечки, цементированные пиритом.

В Подмосковном каменноугольном бассейне эти слои выражены бурыми железняками, а в бассейне р. Оки в районе (Клязьмо-Окском) Циньского вала — глинами, переслаивающимися с оолитовым бурым железняком (до 2—3 м), а в бассейне р. Москвы, где они получили наименование слоев «мещерской толщи», прослоями суглинка и супесей (мощностью свыше 35 м) с углисто-сажистыми пропластками и пиритом.

Келловей. В отличие от батских отложения келловей пользуются очень широким распространением. Для келловейских осадков характерным является присутствие то песчано-глинистых слоев со стяжениями сидерита, то железистых оолитовых мергелей или песчаника, то песков, кверху переходящих в оолитовые глины с двумя-тремя прослоями мергелей. Подразделение келловей на три зоны: 1) *Cadoceras elatmae* Nik.; 2) *Cosmoceras jason* Rein; 3) *Quenstedtoceras lamberti* Sow. получило подтверждение для самых отдельных друг от друга частей платформы. Подразделение же келловей на более мелкие зоны (и подзоны) еще не закончено.

Наиболее древними отложениями келловей на севере, а частью и северо-востоке платформы, видимо, залегающими на морских отложениях с *Macrocephalites (Arcticoceras) ishmae* Keyserl., (var. *arctica* New.), а в других частях ее на континентальной толще бата, являются слои (обычно глины с сидеритом) с *Cadoceras elatmae* Nik. Как это можно вывести из описаний С. Н. Никитина, в бассейне р. Оки *C. elatmae* сопровождают *Macrocephalites timidus* Rein., *M. macrocephalus*

Schloth. и др., а в бассейне р. Унжи, по М. Н. Соколову, *Cadoceras subpatrum* Nik., *Chamoussetia stuckenbergi* Lah., а реже и *Keplerites* (*Galileites*) *goweri* Douv. non Sow.).

В настоящее время для очень небольшого количества точек может быть доказано, что выше слоев с *Cadoceras elasmae*, а в других местах и непосредственно на палеозое залегают песчанисто-железистые слои или слои песков с конкрециями оолитового песчаника, содержащие на р. Унже *Cadoceras* aff. *sublaeve* (Sow.) Sibirtz., *Chamoussetia chamousseti* d'Orb., *Cosmoceras* (*Zugocosmoceras*) aff. *enodatum* Nik., *Keplerites* (*Galilaceras*) *galilaoi* Nik. (N. et Uhl.) non Opp., *K. goweri* Douv. non Sow., *K. aff. goweri* Sow., *Perisphinctes* cf. *spirorbis* (Neum) Sibirtz. (определения М. Соколова). В бассейне р. Оки, по М. Пригоровскому, они охарактеризованы *K. goweri* Sow., *P. aff. funatus* Opp. В верхней части к ним присоединяются *Cosmoceras* cf. *tshefkini* d'Orb., *Erymnoceras* sp., а внизу встречаются *Proplanulites koenign* Sow. и *P. aff. subcuneatus* Teiss. Слои эти имеют своих аналогов в франкконской юре, где, по Р. Моделю и О. Куну, в нижней своей части они могут быть сопоставлены с верхними горизонтами нижнего келловея (т. е. с пропланулитовыми слоями), а в верхней части, видимо, частично с верхнекултценскими.

Среднекелловейские слои зоны с *Cosmoceras jason* также могут быть разделены на две части. Залегающие в нижней их части более прибрежные по своей фации слои оолитового песчаника и мергели с *C. jason* Rein., *C. (Zugocosmoceras) enodatum* Nik., *Perisphinctes mutatus* Traut и ряд *Cadoceras* (*C. milachevici* Nik) «Stephan» (*Erymnoceras*) *coronatum* Brug. местами отделяются от вышележащих слоев зоны с *Cosmoceras pollux* — *C. castor*. Эти слои в бассейне р. Прони выражены фацией черных глин, содержащих пиритизированные раковины *C. castor* Rein., *C. (Spinicosmoceras) pollux* Rein., *C. aculeatum* Eichw., *C. (Katacosmoceras?) duncani* Lah. (non Sow.), «Harpoceras» (*Lunuloceras*) *lunula* Ziet., *H. (Lun.) punctatum* Stahl., *Perisphinctes* (*Pseudoperisphinctes*) *mosquensis* Fisch. и др.

Довольно сложно образованы также и слои верхнего келловея.

По данным редких обнажений все же удалось выяснить, что эти отложения отделяются местами от среднего келловея тонкими слоями глин со стяжениями сидерита, заключающими, кроме *Cosmoceras* ex gr. *duncani* (non d'Orb.), также и *Peltoceras* sp. ex gr. *athleta*).

Залегающие выше слоев зоны с *P. athleta* отложения самой верхней зоны верхнего келловея, обособляемые английскими геологами от собственно келловея в особый ярус с *Divesian*, имеют у нас на платформе очень широкое распространение. Многочисленные представители рода *Quenstedtoceras* ex gr. *Lamberti*, *Qu. mariae* d'Orb., *Qu. mologae* Nik., *Qu. leachi* Sow. и др. позволяют прекрасно отделять эти слои от остальных. Но и для этой серии слоев является необходимым изучить вопрос о том, заходят ли в *Divesian* указанные рядом авторов самые поздние из келловейских *Cosmoceras*, как, например, *C. duncani* (Lah.), *C. transitionis* Nik. и *C. spinossum* Sow., или же они встречаются только в самой верхней части зоны *Peltoceras athleta*.

Оксфорд. Отложения оксфорда являются весьма однообразными во всей своей толще. Представлены они в основном серыми слабо известковыми глинами. Местами нижние горизонты оксфордских глин отличаются от верхних наличием пиритизированной фауны и большей карбонатностью. Для верхних же частей характерно наличие редких стяжений фосфорита. В слоях промежуточных между слоями с *Divesian* и нижним оксфордом кое-где указываются формы, переходные от *Quenstedtoceras* к *Cardioceras* (*C. ex gr. goliathum* d'Orb.).

Отложения оксфорда местами представляется возможным дестить после работ Д. И. Пловайского по фауне на следующие зоны, выделяемые в западной Европе.

Нижний оксфорд [зона с *Peltoceras* (*Gregoriceras*) *transversarium* Qu. прежнего деления] образован: слоями, содержащими: 1) *Cardioceras cordatum* Sow., *C. tenuicostatum* Nik., *C. rouilleri* Nik., что удостоверяет присутствие у нас зоны с *C. tenuicostatum*; 2) находящиеся в выше лежащих слоях с *Ochetoceras canaliculatoide* Illov., *Perisphinctes* (*Martelliceras*) *martelli* Opp., *Aulacothyris impressa* Bronn. и др. свидетельствуют о присутствии слоев зоны с *Perisphinctes martelli*; выше лежащие слои с *Cardioceras zietenii* Rouill., *C. cordatum* var. B. Illov., видимо, завершают собой нижний оксфорд.

Верхний оксфорд [прежняя зона с *Peltoceras* (*Epipeltoceras*) *bimammatum* d'Orb.], обозначаемый обычно слоями с *Cardioceras alternans*, допускает следующее подразделение: 1) слои глин, содержащих прослой торючих сланцев с последними представителями *C. cordatum* var., B. Illov., *C. ilovaikii* (M. Sokol.), а также и с первыми представителями *C. (Amoeboceras) ex gr. alternans* Buch.; эти слои характеризуют собой зону с *Perisphinctes wartae* — *C. alternans*, а быть может лишь нижнюю ее подзону с *P. achilles* d'Orb. — *P. decipiens* Sow.; 2) выпележающие слои с *C. ex gr. alternans* могут быть сопоставляемы с верхней частью слоев зоны с *Peltoceras bimammatum*, выделяемой в подзону с *Ringsteadia anglica* Salf. Такой вывод делается в связи с указанием Л. Ш. Давиташвили на присутствие в них *Cardioceras novosselkense* Davith., имеющего черты сходства с *C. serratum* Sow., а также и *Ringsteadia cf. pseudo-yo* Salf.; эти слои местами содержат *Aucella bronni* Lah.

Зоны с *Perisphinctes achilles* *ringst. anglica* выделяются иногда от собственно оксфорда в самостоятельный ярус — секван. Таким образом, причисление этих слоев к нижнему кимериджу не может считаться достаточно обоснованным.

Кимеридж. Отложения кимериджа выражены на русской платформе преимущественно черными глинами с редкими прослоями мергелей и со стяжениями фосфорита, внизу одиночными, кверху — более частыми. Низы кимериджа от секвапа отделены нечетко. Встречающиеся в этих слоях представители *Cardioceras* (*Amoeboceras*) *ex gr. alternans* Buch., а частично, и *Rasenia* недостаточно изучены. В частности, в 1935 г. К. Бейрленом было отмечено, что считавшийся ранее кимериджским *R. trimera* (*R. prostephanoide*) характеризует еще оксфорд. В рассматриваемых слоях пока еще не удалось установить следов зоны с *Pictonia baylei* Salf. — *Idoceras planula* Helhl. По всей вероятности, у нас, как и в Швабии, эта нижняя зона кимериджа охарактеризована слоями с *Rasenia stephanoide* Opp., к которым присоединяются *R. uralensis* d'Orb., *R. ex gr. (aff.) trimera* (Opp.).

Более доказательным являются слои зоны с *R. cymodoce* d'Orb., на присутствие которой в бассейне р. Волги первое указание было сделано Х. Зальфельдом. Из этих слоев известны *R. aff. trimera* Nik., *Cardioceras* (*Amoeboceras*) *cricki* Salf. (?), *C. kitchini* Salf., *C. anglicum* Salf. Нахождение *Physodoceras ex gr. circumspinosum* Opp., *Divisosphinctes cf. lacertosus* Dum. et Font., *Oppelia* (*Streblites*) *ex gr. tenuilobata* Opp., видимо, позволяет говорить о присутствии у нас зон с *Sutneria platynota* Opp. и *Perisphinctes* (*Ataxioceras*) *polyplocus* Rein. — *P. (Atax.) suberitum* Ammon., а быть может зоны с *Aspidoceras orthocera* d'Orb.

Спорным является вопрос о присутствии следов зоны с *Aulacostephanus yo* d'Orb.

Верхний кимеридж палеонтологически охарактеризован лучше нижнего. Местами можно отметить, что присутствующие в слоях зоны с *Aulacostephanus pseudomutabilis* d'Orb. представители *Physodoceras*

(*Acanthospherites*) *longispinum* Sow., *Ph. liparum* Opp. и прочие *Aspidoceras* занимают более низкое стратиграфическое положение, чем слои, заключающие *Aulacostephanus*. Среди *Aulacostephanus* преобладающая роль принадлежит *A. eudoxus* d'Orb., *A. kirghisensis* d'Orb., *A. undorae* Pavl., *A. jasanoides* Pavl.

Значительный интерес представляет присутствие в самых верхних горизонтах с *Aulacostephanus* редких и плохо сохранившихся форм, имеющих сходство как с некоторыми франконскими нижнетитонскими *Ochetoceras*, так и с верхнекимериджскими *Haploceras* [как, например, с *H. (Glochiceras)* ex gr. *fialar* (Opp.) Burckh.]. Еще выше эти слои с *Glochiceras* (?) — *Ochetoceras* обособляются от прочей фауны в самостоятельном слое мергеля, совершенно лишенном всяких следов *Aulacostephanus*. Эти слои нам лично представилось возможным проследить на весьма значительном пространстве в бассейнах рр. Суры и Цивилия. Это позволяет их так же, как это сделал для соответствующих слоев Мексики Ш. Буркхард, выделить в особую зону (или подзону), видимо соответствующую зоне с *Gl. fialar* Буркхарда, т. е. самым верхам верхнего кимериджа.

Возможность отнесения этих слоев к подзоне с *Oppelia (Ochetoceras)* *zio* Opp., т. е. к низам зоны с *O. steraspis* Opp., в связи с установлением этой последней в бассейне р. Илека является весьма вероятной. Сделанный вывод хорошо согласуется с предположением Д. И. Иловайского, отметившего, что в бассейне р. Илека слои, залегающие ниже ветлянского горизонта, в связи с нахождением в них *Perisphinctes (Divisosphinctes)* sp. nov. (*D. fallax* Ilv.), сходного с *P. (Virgatosphinctes)* *setatus* Schneid, могут быть отнесены к зоне с *Waagenia becheri* Neum., — хотя следует отметить, что никаких следов самой *Waagenia* у нас пока найдено не было.

Портланд (титон нижний). Ветлянский горизонт. В связи с особенностями эпейрогенических движений в послекимериджское время в пределах платформы лишь в бассейне р. Урала (в районе р. Илека) местами смог сохраниться стратиграфический интересный горизонт, получивший наименование ветлянского. Слои эти занимают более высокое положение, чем слои с *Aulacostephanus eudoxus* и чем выше отмеченные слои с *Divisosphinctes fallax* Ilv., и более низкое, чем слои с *Provirgatites* и *Perisphinctes (Pavlovia*¹) *panderi* d'Orb.

Отложения ветлянского горизонта в бассейне р. Илека образованы песчаниками, известковистыми песчаниками, опоко-песчаниками и мергелями мощностью до 10 м. Прежние представления о наличии в этих отложениях как *Per. (Virgatosphinctes)* *contiguus* Catt. и *Per. (Kossmatia)* *richteri* Opp., так и типичных нижневолжских *Virgatites (Provirgatites)* *scythus* (Wischn.) Mich. — не нашло подтверждений в работах Д. И. Иловайского. Им было установлено, что типичные *Provirgatites* являются формами, присущими лишь вышележащим волжским слоям, формы же, ранее обозначенные как *Virgatites scythus*, в действительности принадлежат к новому роду, морфологически сходному с *Virgatosphinctes* Uhlig., а в меньшей мере с *Provirgatites* Levin., *Aulacosphinctes* Uhlig. и с *Pseudovirgatites* Vettters. Для этих форм Д. И. Иловайским был установлен новый род *Sokolovia*. Три новых вида *Sokolovia* имеют черты сходства с формами, выделенными т. Шнейдом: *Virgatosphinctes moernscheimensis*, *V. reisi*, *V. vicinus* и с рядом других форм. Эти формы происходят из зоны с *Oppelia (Ochetoceras)* *steraspis* Opp. — *O. lithographica* Opp., [т. е. из слоев подзоны с *Virgatosphinctes (Lithacoceras)* *ulmensis* Opp., *V. vimineus* Schneid].

Сделанный вывод имеет исключительно важное значение прежде

¹ Автором родов (подродов) *Pavlovia*, *Sokolovia*, *Stschurovskiy*, *Nikitinella*, *Lomonosovella* является Д. И. Иловайский.

всего потому, что слои зоны с *V. ulmensis* относятся всеми к нижнему титону, как известно, присоединяемому английскими стратиграфами еще к кимериджу. В стратиграфической схеме Л. Спэта (L. Spath) эти слои указаны залегающими непосредственно выше слоев с *Perisphinctes (Pavlovia) bleicheri* Opp. и ниже слоев (подзоны) с *Virgatosphinctes danubiensis* Schloss, относимыми А. Спэтом уже к группе волжских виргатитовых слоев. В отдельных точках ветлянские слои бывают тесно связаны с вышележащими волжскими слоями с *Provirgatiles* и содержат такие морфологически с ними сходные формы как *Sokolovia pseudoscythica* Ilow. (*Virgatiles scythicus* Sok. non Mich.). Это обстоятельство, видимо, позволяет рассматривать слои зоны с *Provirgatiles* и *Pavlovia* как слои, отлагавшие, если и не вслед за слоями нижнего титона, то все же в ближайшее за ними время, т. е. причислять их примерно к отложениям средних горизонтов титона, обозначаемых уже обычно портландам. Имеющиеся указания, что фауна этих слоев имеет сходство с фауной южных районов Германии, частью и Франции, позволяют говорить о том, что обмен фауной между обоими бассейнами существовал, но осуществлялся через Тетис, а не через Арктический океан.

Сопоставление ветлянских слоев с отложениями верхней юры северной провинции западной Европы является делом более трудным. Весьма возможно, что следы возрастных аналогов ветлянских слоев там следует искать среди слоев с *Holcostephanus (Gravesia)*, как, например, среди слоев с *Gravesia portlandica*, *G. gigas* d'Orb. и др., так и среди слоев с *Pseudovirgatiles*. Эти слои принадлежат частью к нижнему, частью к низам среднего портланда и занимают сходное с ветлянскими стратиграфическое положение. В северной Франции по схеме П. Прюво слои с *Pseudovirgatiles* лежат ниже слоев с *Perisphinctes boidini* Lorg. (т. е. ниже слоев зоны с *P. devillei*).

Вопрос о подразделении слоев с *Sokolovia* на две подзоны — нижнюю с *Sokolovia sokolovi* Ilow. и верхнюю с *S. klimovi* Ilow. может считаться решенным Д. И. Илювайским условно. В одном и том же разрезе нигде совместное залегание слоев с *S. klimovi* на слоях с *S. sokolovi* проследить не удалось.

Портланд средний (нижний волжский ярус). Отложения портланда залегают в бассейне р. Урала на отложениях, эквивалентных слоям зон с *Virgatosphinctes ulmensis* и *V. vitineus*. В большинстве остальных районов эти слои залегают на самых различных, весьма неравномерно срезанных отложениях, как мезозоя, так, реже (в юго-западных частях Московской области), и палеозоя. Эпифрогенические движения, совершавшиеся на Русской платформе в предпортландское время, главным образом после отложения слоев с *Provirgatiles*, сильно способствовали некоторому разобщению юрского Русского бассейна как от Тетиса, так в значительной степени и от бассейнов северо-западной Европы. Сообщение это осуществлялось, и то лишь частично, через Польшу, а также и Арктический океан. Последнее обстоятельство, а также и различие климатических условий в основном служат главной причиной, затрудняющей сопоставление портландской фауны Европы между собой и с русским портландом, в частности.

Другой причиной, обуславливающей затруднение сопоставления отложений русского портланда с зарубежным, является неполное совпадение моментов размыывания соответствующих слоев или замедления процессов осадкообразования и др.

А. П. Павлову и др. мы обязаны подробному и четкому расчленению этих отложений, известных под наименованием нижнего волжского яруса, на три зоны: 1) с *Virgatiles (Provirgatiles) scythicus* (Visehn.) Mich., *V. queinstedti* Rouill., *Perisphinctes (Pavlovia) panderi* d'Orb., 2) с *V. (Euvirgatiles) virgatus* Buch., *V. pallasi*

(d'Orb.) Mich. non Visch. и 3) с *Perisphinctes* (*Epvirgatites*, *Nikitinella*) *nikitini* Lah.¹

Для нижних зон нижнего волжского яруса преобладающими осадками являются отложения черных и серых глин и горючих сланцев с редкими прослоями мергелей или фосфоритов, для средних — отложения черных тонкопесчанистых глин и глауконитовых песков, реже прослоев известковистого или железистого песчаника с прослоями фосфоритов. Верхние горизонты образованы глауконитовыми фосфатизированными песками, железистыми песками и песчаниками, реже слоистыми глинами с прослоями сидерита. Очень часто слои зоны с *Euvirgatites* лежат на перемытых слоях с *Provirgatites* и *Pavlovia*.

Отсутствие среди русских *Cephalopoda* волжского бассейна форм, совершенно тождественных с формами французского (Boulogne sur mer) или английского (Йорк, Оксфорд) и других бассейнов не позволяет проводить точное зональное сопоставление волжских отложений с западноевропейскими. Для выяснения приблизительно истинного стратиграфического положения слоев зоны с *Provirgatites* и *Pavlovia* мы исходим из следующих положений:

1. Отложения эти залегают на слоях зоны с *Virgatosphinctes ulmenis* (*Ochetoceras steraspis*), а следовательно, не могут быть отложениями ни верхнего кимериджа, ни низов портланда (так, как понимают границы их ярусов большинство русских, французских и немецких геологов).

2. Значительные черты сходства между *Provirgatites* ex gr. *scythicus* и нижнепортландскими представителями *Virgatosphinctes* Uhl. — *Sokolovia* Il'ov. и характер залегания тех и других слоев не позволяют предполагать наличия между этими слоями очень длительного перерыва; это обстоятельство позволяет предположительно причислить слои с *Provirgatites* и *Pavlovia* и к среднему портланду, т. е. не ниже, чем к слоям зоны с *Pseudovirgatites* или *Wheatleyites* Булоннского разреза.

3. Нахождение Ж. Левинским в Польше в слоях *Provirgatites* редких представителей *Perisphinctes* (*Pavlovia*) cf. *boidini* Lог. позволяет с известной долей вероятности сопоставлять их со слоями зон с *Perisphinctes devillei* — *Pallasiceras remanès* (схемы П. Прюво) для Boulogne sur mer.; сходство разрезов увеличивается тем, что там так же, как и у нас, верхи и низы этих слоев отграничиваются от соприкасающихся с ними слоев галечниковым фосфоритовым слоем, сверху содержащим представителей рода *Pallasiceras*, имеющих черты родства с нижеволжскими *Perisphinctes* ex gr. *pallasi*.

4. В 1935 г. В. Аркеллем было установлено, что в Англии (Дорсе) в портландских песках присутствуют типичные *Provirgatites* ex gr. *scythicus*, обозначенные им как *P. allani*. Залегание этой формы непосредственно ниже слоев с *Per. (Glaucolithites) gorei* Salf. дает достаточное основание для сближения нижних слоев с *Provirgatites* и *Pavlovia* со среднепортландскими зонами с *Per. pectinatus* Phill. и *Per. eastlecottensis* Salf.

5. Подродовое сходство русских *Pavlovia* с такими характерными для западноевропейского портланда формами, как *P. bleicheri* Lог., так и *P. boidini* Lог., также говорит о близости их стратиграфического положения. Не меньший интерес в этом отношении представляет установление факта весьма значительного сходства русских *Pavlovia* ex gr. *iatrienensis* Il'ov. с некоторыми представителями американских *Pavlovia*, которые Ш. Буркхардом (и Гаупт), для Аргентины сближались с *Per. nikitini* Mich. Эти слои в Америке так же, как и слои с русскими *Pavlo-*

¹ На Северном Урале (бассейн р. С. Сосьвы) Д. И. Иловайским также намечается трехчленное деление нижнего волжского яруса по представителям родов *Pavlovia* (низы слоя) и *Schurovskiy* (верхн. слоя).

via, залегают местами непосредственно выше верхних слоев верхнего кимериджа.

б. Не менее утвердительно этот вопрос решается при сопоставлении волжских слоев с портуландскими отложениями Арктики. В районе мыса Лесле Восточной Гренландии по данным М. Пара и П. Драха выше нижнепортуландских глин с *Allovirgatites* и *Virgatosphinctoides* залегают слои с *Per. (Pavlovina) bleicher* Loh., *Per. aff. pectinatus* Phill., а еще выше песчаники с *Per. (Pavlovina) panderi* d'Orb., *Per. aff. pectinatus* Phill. В кровле этих слоев лежат фосфатизированные глины и известняки с *Per. (Wheutleyites) pringlei* Pruv., *Ostrea expansa* Sow., а еще выше глины и известняки с *Per. (Pallasiceras) rotundus* Sow., встречающимися совместно с такими характерными для русских виргатитовых слоев формами, как *Belemnites (Aulacoteuthis) absolutus* Fisch. non d'Orb.

Вышележащие глауконитовые известняки с *Per. pallasii* (anus) d'Orb. (*Holcosphinctes pallasoides* Neav.), также еще относящиеся к среднему портуланду, содержат известную из волжских слоев *Aucella trigonoides* Lah. Выше их были констатированы слои с *Hopl. (Rjasanites) rjasanensis* (Lah.) Nik. Из приводимого сопоставления следует, что полученные за последнее время новые данные являются достаточно удовлетворительными для взаимной увязки разрезов Арктики, Англии, Северной Франции с разрезами Русской платформы.

Верхние горизонты зоны с *Euvirgatites*, как и слои зоны с *Per. (Nikitinella) nikitini* Mich., заключают *Olcostephanus (Lomonossovella)* ex gr. *lomonossovi* Visch. (Mich) и др. Последние А. П. Павлов сближает с *C. blaki* Pavl., с *O. triplicatus* Blake, формами, встречаемыми частью в самой верхней зоне среднего портуланда Франции [слоях с *Per. nikitini* (Sauv.)], частью в нижней зоне верхнего портуланда (в слоях с *Per. pseudogigas* *Per. triplicatus*). Найденная мною из этих слоев *Trigonia* cf. *gibbosa* Sow. (определение П. А. Герасимова) укрепляет правильность приводимого взгляда.

Весьма вероятно, что выше слоев с *Nikitinella* представится возможность выделить не отмечаемые пока в пределах платформы слои с *Per. (Stschurovskii) stschurovskii* Nik., прослеживаемые местами как в верховьях, так и в низовьях р. Волги в очень тесном соприкосновении с аквилоном, т. е. со слоями с *Kashpurites*. М. И. Соколов уже подметил, что *Stsch. ex gr. stschurovskii* имеют большее сходство с *Craspedites*, чем с *Pavlovina*, к которым (без достаточного основания) Д. К. Иловайский их вначале причислял. Первые *Craspedites*, несколько родственные аквилонским *Cr. fragilis* Traut., впервые появившиеся в зоне с *Euvirgatites*, они связывают рассматриваемые слои с аквилоном.

Аквилон (верхний волжский ярус). Отложения этого яруса представлены преимущественно кварцево-глауконитовым песком, частично глинистым, частично цементированным фосфатом. Для отдельных частей Поволжья эти отложения подразделяются на две зоны, причем в качестве руководящих ископаемых для них выдвигаются представители рода *Craspedites*. В последнем случае принимается, что верхняя зона характеризуется *Cr. nodiger* Eichw., *Cr. kaschpuricus* Traut., а нижняя — *Cr. subditus* Traut. (+ *Cr. fragilis* Traut., *Cr. okensis* d'Orb.) и др. На данной степени изученности отложений аквилона такое его подразделение, быть может, и является для ряда случаев практически удобным, но считать его во всех случаях исчерпывающим нет достаточного обоснования. Для подмосковной котловины и верховьев р. Волги, в районах которой отложения аквилона, помимо многочисленных *Craspedites*, содержат также и представителей потомков нижнеелайского рода *Oxynoticeras* *Kashpurites* и *Garniericeras*, удобнее деление производить по этой фауне на три зоны — на слои с 1) *Kashpurites fulgens* Traut. (+ *Cr. fragilis* Traut., *Cr. okensis*

d'Orb., 2) с *Garniericeras catenulatum* Fisch. (+*Craspedites subditus* Traut.) и 3) с *Garn. subclypeiforme* (Milasch.) Nik. (+*Cr. nodiger*, *Cr. kaschpuricus*).

При таком подразделении этих слоев, не совсем точно выявленным, остается лишь положение *Garnier. tolizense* Nik., указываемой из верхов аквилона в случае залегания его в тесном соприкосновении с берриасом. Эта форма по своим морфологическим признакам имеет сходство как с представителями *Pseudogarnieria*, так и с *Garnieria* (*Platylenticeras*). В настоящее время слои с *G. tolizense* Nik. некоторые геологи склонны причислять к низам неокома. У нас имеются основания причислять их к верхам аквилона, видимо, к слоям с *Craspedites kaschpuricus*.

Подразделение аквилона на три зоны нельзя считать исчерпывающим. Уже сейчас напрашивается мысль о возможности местного подразделения некоторых его зон на дробные единицы (подзоны). В частности, выше слоев с *Kaschpurites* местами прослеживается обособление слоев с *Craspedites ex gr. fragilis*, а также ниже слоев с типичными (крупными) *Craspedites nodiger* — слоев с *Cr. nodiger-microvarietes*.

Для отдельных точек, видимо, достаточно обособленными являются указания, что слои с *Cr. milkovenssis* Strem. и *Cr. Kaschpuricus* Traut. занимают более верхнее положение, чем слои с *Cr. nodiger*.

Вопрос о сопоставлении отложений аквилона с отложениями Западной Европы являлся очень трудным, так как там тождественных с русскими представителей *Serphalopoda* найдено не было. В связи с этим вопрос решается преимущественно на основании определения возраста выше- и нижележащих слоев, с которыми аквилон сравнительно тесно связан непрерывностью отложений.

На основании нахождения в слоях волжских ярусов, общих с западноевропейским портландом *Trigonia* (*Tr. ex gr. gibbosa*, *Tr. ex gr. Pellati*), а также *Rhynchonella* (*Rh. loxiae*) и др., аквилон представляется возможным все же сопоставлять еще как с верхними, так даже и средними (?) горизонтами портланда. Совершенно условно его можно сближать со слоями зон с *Perisphinctes bononiensis* — *Per. (Trophonites) giganteus*, а с меньшим основанием с теми зонами титона, которые, согласно схемам Спэта и др., залегают непосредственно ниже слоев зоны с *Berriasella privasensis* Pict. В ряде случаев аквилон считают возможным параллелизовать с континентальными отложениями пурбека.

Неоком

Берриас (инфраваланжин). В пределах Русской платформы отложения берриаса представляется возможным выделить в самостоятельный ярус, обособляемый от собственно валанжина.

В своей работе термину берриас мы даем предпочтение перед наименованием «инфраваланжин» — термином, который сейчас широко вводят в литературу английские геологи.

В пределах платформы этот ярус выражен отложениями двух или трех зон то резко обособленных, то тесно слитых друг с другом. Та серия осадков, которым Н. Богословским было суммарно присвоено наименование «рязанского горизонта», делится на зоны с *Hoplites (Rjasanites) rjasanensis* (Lah.) Nik., и с *Craspedites (Tollia) stenomphala* Pavl. — *Cr. (Tollia) spasskensis* Nik.

В районах лучшего своего развития (бассейн р. Оки) слои зоны с *Rjasanites*: *R. rjasanensis* (Lah.) Nik., *R. subrjasanensis* Nik., *R. swistovianus* Nik., *R. hospes* Bog., *R. transfigurabilis* Bog. и др. представлены глауконитовыми песками или слоем фосфорита глауконитового типа (мощность 0,2—1,5 м). Слои зоны с *Tollia* (*T. stenomphala* Pavl., *T. tzikvianiana* Bog., *T. bideverus* Bog., *T. clementiana* Bog., *T. analoga* Bog.

представлены отложениями песчанисто-глауконитовой или слабо фосфатной фации, но значительно более мергелистой, чем слои с *Rjasanites*.

В отличие от отложений верхнего аквилона, являющихся отложениями постепенно мелеющего бассейна, отложения берриаса являются для ряда точек осадками наступающего моря. Их осаждению предшествовали значительные по своему масштабу эпейрогенические поднятия, в результате которых прослеживается трансгрессивное залегание берриаса на различных горизонтах юры, а местами даже и карбона (Катута и др.). Местами близ г. Москвы между аквилоном (слоями с *Garnierceras subclypeiforme*) и отложениями с *Rjasanites* ex gr. *rjasanensis* прослеживается 4—6-метровая серия немых песков.

Указать на совершенно точные эквиваленты слоев с *Rjasanites* за пределами платформы затруднительно. Формы, родственные с *Rjasanites*, найдены на северном Кавказе (в Терской области), где В. Рентгартен ниже слоев с *Polyptychites bidichotomus* Leum. и выше немых слоев юры установил совместно с *Rjasanites* ex gr. *rjasanensis*. (Lah.) Nik., *Rjas. transfigurabilis* Bog., также и отсутствующие на Русской платформе *Acanthodiscus* ex gr. *euthymi* Piet. В районах Горной Ингушетии в долине р. Ассы совместно с *Rjas. transfigurabilis* Bog. были найдены *Spiticeras negreli* Math., а несколько ниже их *Aucella volgensis* Lah., *Neocomites* cf. *occitanicus* Ret. Эти факты позволяют говорить о зоне с *Thurmania boissieri* В. Килиана (и ее подзоне с *Neoc. occitanicus*), как о наиболее вероятном эквиваленте рассматриваемых слоев.

В. Килиан уже обратил внимание на значительное сходство находимых в бассейне р. Оки *Rjasanites hospes* Bog. с «*Acanthodiscus*» *curelensis* Kil., встречающимися в нижних альпийских провинциях в слоях зоны с *Berriasella privasensis* Piet.

Л. Спэт слои с *Ber. privasensis* причисляет к самой верхней зоне титона (отождествляя последний с «нижним берриасом» старых авторов). Весьма интересным является факт нахождения слоев с *Rjasanites* (*Rjas. aff. swistovianus* Nik.) в Аргентинских Кордильерах (провинция Мендоза), где слои с *Rjasanites* оказались приуроченными к зоне с «*Berriasella*» (*Paradontoceras*) *calistoides* Behr. = зоне с *Ber. subprivasensis*). Л. Спэт слои с *Parad. calistoides* и *Thurmania Boissieiri* причисляет уже к низам инфраваланжина.

Стратиграфическое положение слоев с *Tollia* можно вывести из условий залегания их выше слоев с *Rjasanites* и ниже слоев с *Pseudogarniera* и *Proleopoldia*. Априорное причисление этих слоев Л. Спэтом к верхней серии слоев инфраваланжина вполне согласуется с наблюдениями в пределах правобережья р. Оки. Эти отложения находят своих близких аналогов в зоне с *Subcraspedites* и *Neocraspedites* Литкольшира. Великобритании, где они так же, как и у нас в ряде точек бассейнов р. Мокши, Суры и Волги, залегают в основании неокома.

Инфраваланжин — нижний валанжин. Выше слоев с *Tollia* в бассейне р. Оки нами были прослежены слои с *Pseudogarniera undulata-placatilis* Stehir. и *Proleopoldia* cf. *kurmyschensis* Stehir., представленные глиной с фосфоритовыми стяжениями. Слои эти местами являются фаунистически обособленными от нижележащих. Указания на совместное нахождение *Tollia* с *Pseudogarniera* требуют пересмотра. Если нижележащие слои являются бесспорно принадлежащими к верхам берриаса (инфраваланжина), то вопрос о возрасте слоев с *Pseudogarniera* в связи с отсутствием (точнее необнаружением) у нас на платформе типичных *Garniera gevrili* остается открытым. Принадлежность их как к самым верхним горизонтам инфраваланжина, так и к низам валанжина имеет, видимо, одинаковые основания. Л. Спэт формы, близко родственные с рассматриваемыми, указывает из верхов

инфраваланжина Патагонки. Выше слоев с *Proleopoldia* прослеживается немая серия песков, выше которой отмечаются фосфоритные слои зоны с *Polyptychites keyserlingi* N. et Uhl.

Нахождение в верхней части этих слоев *Leopoldia* aff. *biassalensis* Kar., L. aff. *arnoldi* Piet., быть может, позволяет говорить о присутствии по Русской платформе также и слоев зоны с *Sagynoceras vessucosum*. Указания на присутствие слоев с *Pol. polyptychus*, видимо, говорит о наличии у нас и более верхних горизонтов валанжина (готерива — других авторов).

В последнее время на Русской платформе среди песчаных слоев не окупа нами были находимы представители родов *Neocomites*, *Bochianites* и др. Обнаружение нами в бассейне Верхней Волги *Distoloceras* sp., родственных с *D. ex gr. hystrix* Phill. (Pavl.), свидетельствует о вероятном присутствии у нас и слоев зоны с *Liticoceras noricus*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Геологическое строение СССР. Зап. часть, вып. 1, 2, изд. 2-е. М., 1935. Приводится исчерпывающий список основной литературы по юре и мелу.
2. Труды Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам, вып. 24, 68, 72, 75, 78, 79, 85, 88, 99, 100, 115, 116, 124, 125 и 135, 1925—1937.
3. Давиташвили Л. Ш., К вопросу о зональном подразделении верхнего оксфорда Среднерусской области. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. Геол., т. IV (3—4), М., 1932.
4. Зонов Н. Т., Геологическое строение южных частей Егорьевского уезда Московской губернии. Труды Моск. район. геол. упр., сер. I, вып. II, М., 1932.
5. Зонов Н. Т., Геологический обзор юрских и меловых фосфоритовых отложений бассейна р. Волги от г. Мышкина до г. Рыбинска. Труды НИУ, вып. 119, 1934.
6. Зонов Н. Т., Отложения мезозоя приокских частей Клязьмо-Цнинского вала. (Вопросы геологии бурых железняков и нежелтаковых фосфоритов бассейнов рр. Сынтула, Унжи, Пети и др.) Труды НИУИФ № 138, вып. 138, 1937.
7. Зонов Н. Т., Верхнекимериджские портландские и аквилонские отложения Московской и Ивановской областей (стратиграфический обзор по районам). Подготовлена к печати «Геология Союза», т. IV.
8. Зонов Н. Т., Мезозойские отложения юго-западных частей Московской области, Труды НИУИФ, вып. 138, 1937.
9. Зонов Н. Т., Обзор мезозойских отложений бассейна р. Москвы от г. Москвы до ее устья и бассейна р. Оки от г. Коломны до с. Елатмы. В сокращенном виде совместно с Г. Ф. Мирчинк и Е. А. Ивановой печатается в Путеводителе Волжской экскурсии XVII сессии Международного геологического конгресса. 1937.
10. Зонов Н. Т., Геологическое строение юрских и нижнемеловых фосфоритовых отложений нижнего течения р. Москвы. Печатается.
11. Соколов Д. М., Оренбургская юра. Геология России. Изд. Геол. комитета, 1921.
12. Соколов М. П., Геологические исследования по р. Унже в 1925 г. Изв. Ассоц. научно-исследов. ин-та при физ. мат. фак. I МГУ, т. 2, № 1, 1929.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЕГОРЬЕВСКОЙ ГРУППЫ ФОСФОРИТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Введение

Наиболее крупным фосфоритным месторождением Московской области является Егорьевское, расположенное в центре Европейской части СССР в пределах Егорьевского и смежных районов. Восточной границей этого месторождения является р. Цна с ее правыми притоками, южной — левобережье р. Оки, западной — р. Москва, северной — левобережье р. Нерской.

В орографическом отношении район месторождения представляет собой слабо всхолмленное плато с абсолютными отметками поверхности, колеблющимися от 102 до 165 м.

Левые притоки р. Москвы — Нетынка, Медведка, Семиславка и др. — прорезают фосфоритную залежь, деля ее на участки, отделяющиеся друг от друга естественными границами.

Многочисленные геологические исследования Московской области, проводившиеся с давних пор, описываемого района коснулись мало. Впервые фосфоритосодержащие слои в районе были констатированы при геологическом обследовании в пределах Московской области С. Н. Никитиным (1890) и М. М. Приторовским (1909).

Более подробно фосфориты района были изучены А. П. Ивановым и А. В. Казаковым (1912—1913), и наконец, первые геолого-разведочные работы по р. Медведке, которые были проведены А. В. Казаковым (1922), послужили базой для организации здесь первого фосфоритного Егорьевского рудника.

С 1925 до 1931 г. Научным институтом по удобрениям под общим руководством А. В. Казакова проводились систематические детальные геолого-разведочные работы (Б. Баженов, Б. М. Гиммельфарб, Н. Т. Зонов, П. А. Иванов, И. М. Курман, Н. В. Овтининский, Н. С. Пчелин, Ц. И. Уфлянд, К. С. Шевцов, А. А. Шугин).

Нижеприводимый стратиграфический очерк в основном и базируется на исследованиях Института.

Стратиграфия

Описываемое месторождение в геологическом отношении включает типичный комплекс осадочных образований платформенного типа и с геоструктурной стороны расположено на осевой части подмосковной котловины, ориентированной с ЮЗ на СВ.

Каменноугольные отложения Сп—Сш и доюрский рельеф

Наиболее древними отложениями района, выходящими на дневную поверхность, являются каменноугольные, представленные здесь мячковским горизонтом среднего отдела и тегулиферовым горизонтом верхнего отдела карбона [Сп⁴ и Сш⁰ по классификации А. П. Иванова (1926)].

В районе ст. Воскресенск — Пески Ленинской ж. д. эти отложения более детально были изучены НИУИФ в 1929 и 1934 гг. (Ц. И. Уфлянд и Г. Г. Астрова). Многочисленные естественные выходы этих горизонтов имеются по р. Москве и ее притокам.

1. Мячковский горизонт (Сп⁴). Литологически осадки мячковского горизонта представлены в основном чистыми органогенными известняками, с редкими прослоями доломитов и мергелистых глин. Фауна — *Choristites (Spirifer) mosquensis* Fisch. и др. Видимая мощность 18—20 м.

2. «Тегулиферовый горизонт» (Сп⁰). Литологически осадки «тегулиферового горизонта» представлены глинисто-карбонатной толщей со сравнительно редкими и маломощными прослоями чистых известняков. Для осадков этой толщи характерны пестроцветные прослой красных и зеленых мергелистых глин, доломитизированных. Этот литологический комплекс отображает явно большее обмеление тегулиферового бассейна по сравнению с мячковским. Фауна — *Tegulifera rossica* Ivanovi и др. Общая мощность этих осадков 35 м.

Карбонатные породы тегулиферового горизонта, а местами мячковский горизонт трансгрессивно перекрываются юрскими осадками.

Для более ясного представления об общей картине накопления осадков в мезозойское время в данном районе необходимо вкратце остановиться на характере доюрского рельефа, т. е. поверхности каменноугольных отложений, обусловленного как тектоникой, так и континентальной доюрской эрозией.

Вся толща палеозойских осадков имеет однообразное падение с ЮЗ на СВ, связанное с историей образования самой подмосковной котловины. Помимо этого, рельеф карбона отличается значительными местными неровностями, обусловленными действием доюрской эрозии.

На основании многочисленных геолого-разведочных выработок достаточно четко вырисовывается доюрская ложбина, ориентированная с ЮВ на СЗ, от верховьев рр. Семиславки и Мезенки через Хорлово на Ванилово, соединяясь, повидимому, с главной московской доюрской ложбиной (Б. М. Данышин, 1927). Это можно иллюстрировать следующими отметками поверхности карбона (в м):

Ванилово	34	} По оси ложбины
Воропаево	<104	
Барановская	<100	
Хорлово	107	
Воскресенский рудник	114	} По ЮЗ крылу ложбины
Шильково	114	
Федотово	115	
ст. Воскресенск—Перхурово	125	
ст. Пески	118	} По СВ крылу ложбины
Егорьевский рудник	112	

Таким образом, глубина этой доюрской ложбины достигает 91 м, что не могло, конечно, не отразиться на характере накопления мезозойских осадков.

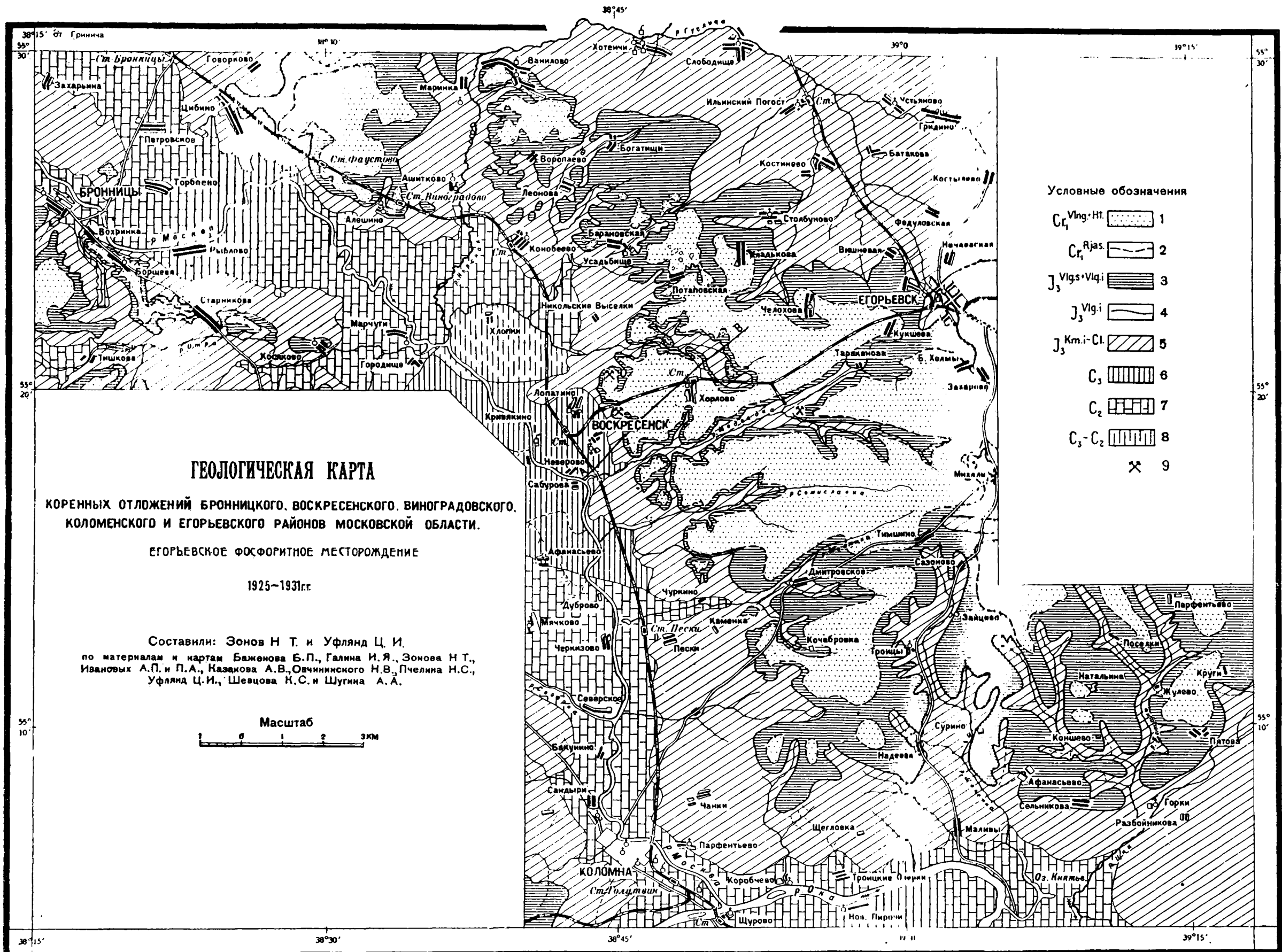


Рис. 1.

1 — мелко- и среднезернистые пески; 2 — граница распространения Bjas фосфоритного слоя; 3 — фосфоритный и глауконитовые слои; 4 — граница распространения Vlg. i фосфоритного слоя; 5 — глины и

песчанисто-глинистые породы; 6 — известняки и мерли; 7 — известняки; 8 — предполагаемое распространение соответствующих пород; 9 — фосфоритные рудники.

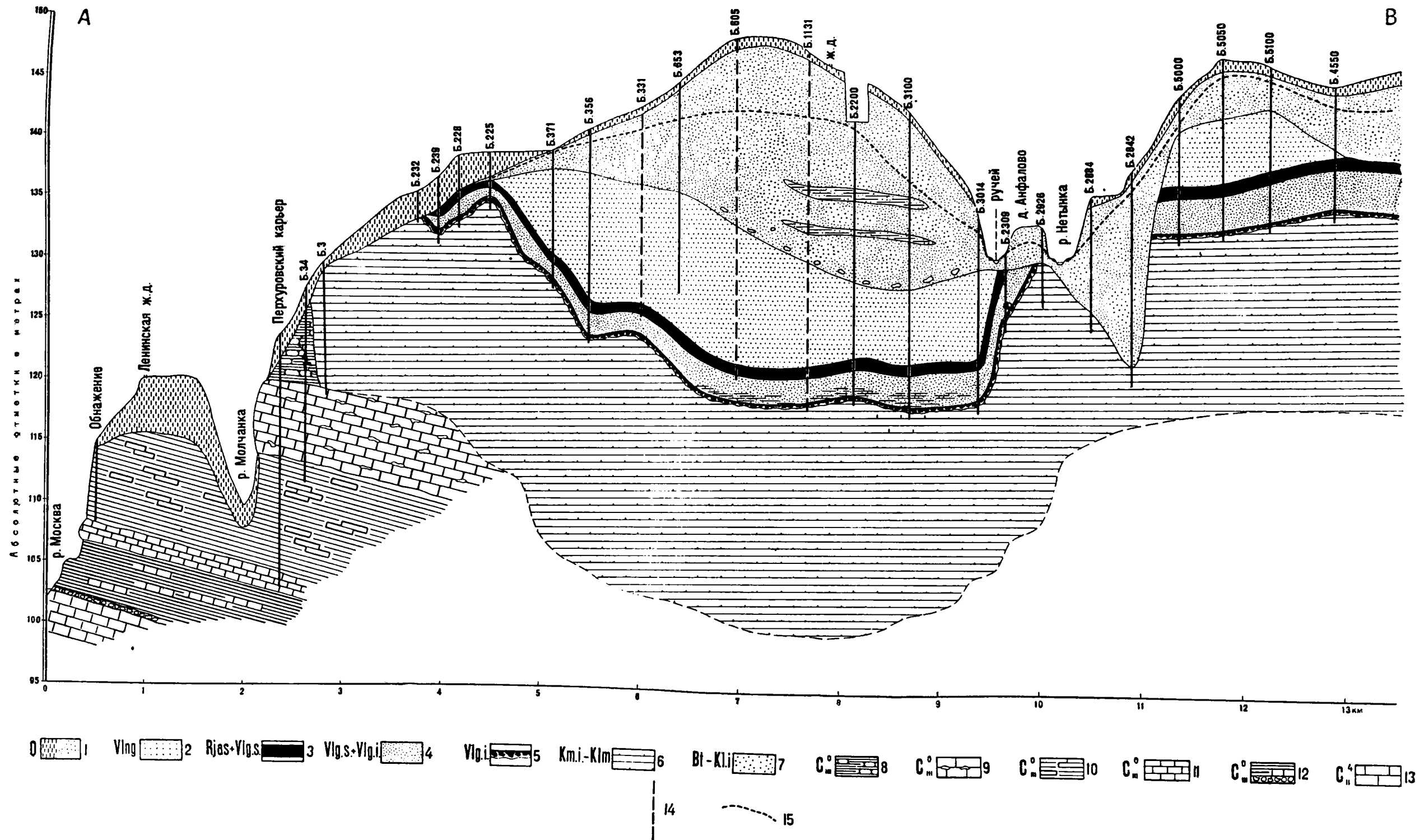


Рис. 2. Геологический разрез по линии Неверово-Перхурово-Хорлово-Анфалово Егорьевского фосфоритного месторождения.

1 — пески, углистики 2 — пески; 3 — фосфоритный слой; 4 — глинистые глауконитовые пески; 5 — фосфоритный слой; 6 — известковые глины, мергели, песчаники; 7 — песчаная толща; 8 — глинисто-мергельные породы; 9 — известняки; 10 — гисто-известковые породы и мергелистые известняки; 11 — известняки белые фарфоровидные; 12 — прослои зеленой и красной глины с известняками; 13 — известняки; 14 — буровые скважины, расположенные вне линии разреза; 15 — уровень грунтовых вод.

alternans Buch. Эти глины также известковисты, что в основном обусловлено присутствием большого количества кальцитовых раковин микрофауны. В глине редко рассеяны коренные конкреции фосфорита диаметром 2—4 см. Средняя мощность нижнего кимериджа 9—10 м.

Верхний кимеридж (*Km._s*). Отложения верхнего кимериджа размыты нижневолжской трансгрессией и остатки их — высокосортные фосфоритные и пиритизированные гальки — входят в качестве базального конгломерата в состав нижневолжского фосфоритного слоя. Среди этих фосфоритных галек были найдены представители рода *Aspidosceras*.

Петрографические исследования верхнекимериджских фосфоритных галек позволяют сделать вывод, что осадки верхнего кимериджа литологически мало отличались от нижнекимериджских (глинистая безглауконитовая фация).

Описанный комплекс известковистых, фосфатизировавших глин (*Klm — Kms*), содержащих первичные фосфоритные конкреции, показывает, что фосфоритообразование началось еще в самом начале верхнеюрского морского осадочного цикла — со среднего келловоя.

Нижневолжский ярус (*Vlg._i*) и рельеф поверхности основания фосфоритного слоя. После сравнительно небольшого континентального перерыва, приуроченного, видимо, к Ветлянскому веку, в век *Perisphinctes panderi*, район вновь захватывается трансгрессией, имеющей для фосфатообразования и формирования фосфоритных слоев основное значение. В соответствии с этим контакт осадков нижневолжского яруса с подстилающими их нижнекимериджскими глинами четко выражен базальным конгломератом.

Для выяснения деталей строения серии вышележащих слоев необходимо вкратце остановиться на рельефе подошвы нижневолжских осадков. Этот рельеф, с одной стороны, пассивно отражает вышеописанный доюрский рельеф, с другой — является следствием абразионного процесса трансгрессировавшего нижневолжского моря. В основном этот рельеф повторяет доюрскую конфигурацию: четко вырисовывается та же самая ложбина, ориентированная с юго-востока на северо-запад, однако, амплитуда абсолютных отметок подошвы нижневолжских осадков затухает до 18 м (135—117 м) вместо 91 м — для доюрского рельефа. Тем не менее, эти колебания отразились на геологической сохранности горизонтов, их литологических деталях и тем более на особенностях гидрогеологического режима, условиях выветривания и связанных с этим условиях эксплуатации. Здесь же уместно отметить, что в связи с указанной конфигурацией абразионной поверхности контакта нижневолжских отложений с нижележащими породами находится различная суммарная мощность всей вышележащей фосфатной колонки. *Vlg._i + Vlg._s + Rjasl*, мощность которой закономерно изменяется от 2 до 8 м.

Нижневолжский ярус представлен лишь двумя фаунистически ясно охарактеризованными зонами — с *Perisphinctes panderi* и с *Virgatites virgatus*. Отдельные находки в верхах виргатовой зоны формы *Rhynchonella oxyopticha* дают основание предположить наличие здесь и зоны с *Perisphinctes nikitini*.

Наиболее полно сохранившаяся колонка нижневолжского яруса представляется в следующем виде (сверху):

Vlg. i v. 1. Песок глауконитовый, темновеленый, мелкозернистый, глинистый, слоистый, слегка ожелезненный, в верхней части зеленоватобурый, с обломками фауны из группы *Virgatites* 2,32 м

Vlg. i v. 2. Прослой плотно сгруженных фосфоритов в глауконитовом песке с фауной: *Perisphinctes* aff. *Lomoposowi*, *Gresslya alduini* d'Orb., *Virgatites pallasi* Mich., *Virgatites pusillus* Mich. и др. 0,09 м

- Vlg. i v. 3.* Глина черная с зеленоватым оттенком, слегка песчанистая, слабо слюдистая, местами сланцеватая, с фауной: *Virgatites aff. virgatus* Buch., *Virgatites pusillus* Mich. 0,31 м
- Vlg. i p. 4.* Фосфоритный слой, состоящий из плотных слабоокатанных желваков фосфорита, залегающих в слюдистой песчанистой глине. Фауна: *Perisphinctes panderi* D'Orb. 0,26 м
- Vlg. i p. 5.* Глина черная, слабопесчанистая, сланцеватая . . . 0,13 м
- Vlg. i p. 6.* Прослой плотных черных сильно окатанных фосфоритных галек с глянцевою поверхностью, нередко источенных фоидами, залегающих в сланцеватой глине 0,08 м
- Км. i. 7.* Глина черная, плотная, слюдистая.

В большинстве случаев мы наблюдаем более сокращенную, сжатую, фосфатную колонку нижневолжского яруса за счет выпадения из разреза глинистых прослоев № 3 и 5, и в этих случаях мы, естественно, имеем смешение зон с *Perisphinctes panderi* и с *Virgatites virgatus* в одном слое с фауной, соответствующей обеим зонам. В связи с этим наблюдается и колебание осадков нижневолжского яруса от 0,3 до 3,2 м.

С точки зрения количественного учета пассивного (базальный конгломерат) и активного (новообразования) фосфатонакопления весьма интересными являются цифры специальных опытов рудоразборки фосфоритов нижневолжского яруса различных генераций (Г. И. Бушневский, 1934). По этим данным на долю фосфоритного базального конгломерата приходится около 8—10% от общей массы фосфоритов всего нижневолжского яруса (для класса +10 мм). Таким образом, в формировании нижневолжского фосфоритного слоя главную роль играло активное фосфатонакопление.

Фосфориты нижневолжского яруса в данном районе являются промышленными и представляют собой нижний эксплуатационный фосфоритный горизонт. Концентрат +0,5 мм содержит 22—25% P_2O_5 и 5—8% R_2O_3 .

Верхневолжский ярус (*Veg. s.*). Верхневолжский ярус фаунистически подразделяется достаточно четко на две зоны: а) зона с *Oxynoticeras fulgens*, представленная кварцево-глауконитовыми зелеными фосфатизированными песками мощностью от 0,8 до 3—4 м. Пески содержат около 5% P_2O_5 и состоят на 30—40% из глауконитовых зерен; б) зона с *Oxynoticeras catenulatum*, представленная ауцелловым ракушечником, переходящим выше в фосфорито-глауконитовую плиту с оолитовыми зернами, общей мощностью от 0,3 до 1 м. Литологически эти фосфорито-глауконитовые осадки довольно постепенно переходят как в нижележащие нижневолжские слои, так и в вышележащие слои рязанского горизонта.

Рязанский горизонт (*Rjas*). Отложения рязанского горизонта (впервые констатированные здесь А. В. Казаковым в 1929 г.) знаменуют собой изменения физико-химических условий среды осадконакопления бассейна. Это прежде всего сказывается на постепенном прекращении глауконитообразования и замене этого процесса образованием железисто-оолитовых зерен. Процесс образования железисто-оолитовых зерен начался еще в конце верхневолжского яруса. Осадки рязанского горизонта сильно фосфатизированы и представлены в нижней части фосфоритным плитняком (0,4 м), сливающимся снизу с вышеописанной верхневолжской глауконито-фосфоритовой плитой. Над рязанским плитняком залегает прослой железисто-оолитовой глины с редкими фосфоритными конкрециями, содержащими железисто-оолитовые зерна. Мощность 0,05—0,2 м.

Рязанский фосфоритный слой вместе с нижележащей верхневолжской плитой составляет верхний, более мощный, эксплуатационный фосфоритный пласт. Концентрат $\pm 0,5$ м этого пласта содержит 20—24% P_2O_5 и 9—14% R_2O_3 .

Рязанским горизонтом и заканчивается цикл фосфоритообразования в описываемом районе.

Валанжин (Vlg). Залегаящая над рязанским горизонтом толща кварцевых, слабостудистых песков четко знаменует собой регрессию бассейна.

В этой толще в нашем районе фауна не найдена, но по аналогии этих осадков с другими районами их относят к среднему валанжину (Н. Т. Зонов, 1932).

Мощность этих отложений, в зависимости от степени их размыва послетретичной эрозией, колеблется в больших пределах, достигая максимального значения на водоразделах до 15 м.

Послетретичные отложения (Q). Послетретичные отложения представлены мореной, флювио-гляциальными валунными песками, древним и современным аллювием, делювием.

Общая мощность послетретичных отложений в местах их наибольшего развития — к югу от г. Егорьевска — доходит до 25—30 м.

Фосфатная колонка

Мощность; продуктивность. В связи с промышленным значением фосфатной колонки (Vlg. i — Rjas.) последняя была изучена более детально. Как отмечалось выше, мощность фосфатной колонки по району колеблется в пределах от 2 до 8 м. Увеличение мощности идет в направлении с юго-востока на северо-запад за счет увеличения мощности песчано-глауконитовых пород (Vlg. i — Vlg. s), разделяющих оба продуктивных фосфоритных слоя — нижеволжский и рязано-верхневолжский. Наблюдается также закономерность в отношении изменения мощности, сгущенности фосфоритов и их продуктивности, в связи с абсолютными отметками залегания этих слоев, что иллюстрируется таблицей.

Таблица 1

Изменение мощности и продуктивности фосфоритных слоев в зависимости от высотных отметок их залегания

Rjas + Vlg.s фосфоритный слой					Vlg.i фосфоритный слой				
Абсолютные отметки кровли Rjas + Vlg.s фосфоритных слоев м	Продуктивность концентрата $\pm 0,5$ м кг/м ²	Мощность фосфоритных слоев м	Сгущенность* (удельная продуктивность на 1 см мощности) кг	Количество опробованных точек	Абсолютные отметки кровли Vlg.i фосфоритных слоев м	Продуктивность концентрата $\pm 0,5$ м кг/м ²	Мощность фосфоритных слоев м	Сгущенность* (удельная продуктивность на 1 см мощности) кг	Количество опробованных точек
118—120	870	1,81	6,6	6	116—120	280	0,16	14,4	10
120—125	775	1,20	6,4	30	120—125	252	0,26	9,7	53
125—130	707	1,14	6,2	31	125—130	255	0,27	9,4	118
130—135	610	1,12	5,4	50	130—136	304	0,32	9,2	94
135—139	600	1,14	5,3	64	—	—	—	—	—

Табл. 1, концентрирующая большой геолого-разведочный цифровой материал, выявляет ряд весьма важных обобщений. Так, для верхнего фосфоритного слоя (Rjas + Vlg. s) мы видим, что максимальные про-

дуктивность, мощность и сгруженность соответствуют низким отметкам залегания, а минимальные — высоким. Для нижневолжского фосфоритного слоя имеем обратную картину.

Установленные факты могут быть объяснены, если учесть условия образования обоих фосфоритных слоев. Рязано-верхневолжский фосфоритный слой образовывался в основном путем хемогенной седиментации фосфатного материала в морском бассейне (по гипотезе А. В. Казакова). Формирование нижневолжского фосфоритного слоя происходило благодаря двум факторам: а) базальный конгломерат нижневолжской трансгрессии и б) добавочная хемогенная седиментация в нижневолжское время. На высоких абсолютных отметках процессы абразии глубоко захватывали кимериджские и оксфордские фосфоритоносные глины, что привело к большому вымыванию и накоплению фосфоритных галек. На низких абсолютных отметках роль абразии проявлялась сравнительно менее резко и преобладающее значение имел фактор хемогенного фосфатонакопления.

Цементация. Особого внимания заслуживает цементация фосфоритных слоев, изученная в действующих карьерах Лопатинского фосфоритного рудника. В глубоких зонах (свыше 5,5 м) фосфоритный слой цементирован. В зонах со вскрышей над фосфоритным слоем меньше 5,5 м слои под влиянием выветривания децементированы, при этом наблюдаются две стадии выветривания: первая стадия, соответствующая вскрыше от 5,5 до 2,5 м, характеризуется процессами выщелачивания грунтовыми водами, в результате которого цемент, а вместе с ним и весь слой разрыхляется; вторая стадия выветривания наблюдается в зонах до 2,5 м и характеризуется процессами окисления под влиянием преимущественно атмосферных агентов. Цементация слоя оказывает влияние на качество фосфоритного концентрата в отношении увеличения полуторных окислов и некоторого уменьшения содержания P_2O_5 , так как цемент слоя, попадающий в концентрат, состоит из слабофосфатизированного кварцево-глауконитового материала.

Промышленная характеристика месторождения

Из фосфатной колонки в настоящее время используется фосфоритный концентрат + 0,5 мм, а из эфелей фосфоритного слоя (класс — 0,5 мм) извлекается глауконит, применяющийся как смягчитель жестких вод (неопермутит). Значительно большие запасы глауконита находятся в песчано-глауконитовой толще, разделяющей оба фосфоритных слоя. Проблема использования глауконита из всей фосфатной колонки должна значительно повысить промышленную ценность тех участков, в которых фосфатная колонка имеет большую мощность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даньшин Б. М., Доурский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в центральной и юго-восточной части Московск. губ. Вестник Геолкома № 1, М., 1927.
2. Зонов Н. Т., Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые южной части бывшего Егорьевского у. Московской области. Труды МРГУ. Сер. I, вып. II, 1932.
3. Иванов А. П., Средне- и верхнекаменноугольные отложения Московской губернии. Бюлл. Об-ва испыт. природы, т. IV, № 1, 1926.
4. Иванов А. П., Геологическое исследование фосфоритных отложений в Клинском, Московском, Коломенском и Дмитровском уу. Московской губернии и Егорьевского уезда Рязанской губернии. Отчет по геологическому исследованию фосфоритных залежей, т. V, стр. 453—524, М., 1912.

5. Иванов А. П. и Казаков А. В., Геологическое исследование фосфоритных отложений в Коломенском уезде Московской губернии и восточной части Боровского уезда Калужской губернии. Отчет по геологическому исследованию фосфористых залежей, т. V, стр. 525—595, М., 1913.

6. Казаков А. В., Фосфоритные руды СССР, Егорьевское фосфоритное месторождение, Труды НИУ, вып. 24, 1925.

7. Константинович А. Э., Геологическое строение, гидрогеологические условия и полезные ископаемые северной части б. Егорьевского у. Труды МРГРУ, серия I, вып. II, 1932.

8. Пригоровский М. М., К геологии южных уездов Московской губернии. Изв. Геолкома, т. XXVIII, 1909.

9. Уфлянд Ц. И., Разведка фосфоритов в бассейне р. Нетылки Егорьевского района Московской области. Труды НИУ, вып. 99, 1932.

10. Уфлянд Ц. И., Разведочные работы на фосфориты на участках Конобеевском, Барановском и Хорловско-Елкнском, Егорьевского месторождения фосфоритов Московской области. Труды НИУ, вып. 115, 1934.

П. П. Дрождева и Е. В. Орлова

СЕНОМАНСКИЕ ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Введение

Главнейшая область развития сеноманских фосфоритоносных осадков в пределах северной окраины Днепровско-Донецкой впадины¹ протягивается сплошной полосой СЗ-ЮВ направления от р. Дон на востоке до р. Сож — на западе через Воронежскую, Курскую и Западную области до границ с БССР.

Первоначальные сведения о возрасте и характере сеноманских осадков этой области мы находим в работах Гофмана, Никитина, Боголюбова и др. Работами Гофмана на основании изучения фауны был установлен их сеноманский возраст.

В деле изучения сеноманских осадков большое значение имели работы фосфоритной комиссии [8], а также исследования, связанные с изучением геологии района Курской магнитной аномалии [10]. Самые поздние и наиболее детальные исследования этих отложений были проведены Научным институтом по удобрениям и инсектофунгицидам (НИУИФ), в связи с выяснением промышленного значения подчиненных им фосфоритов [11, 12].

Стратиграфический очерк мезозойских осадков

Стратиграфические особенности области развития сеноманских осадков определяются положением ее на границе Подмосковной котловины и Днепровско-Донецкой впадины. Это обуславливает пестроту геологического строения данной области, довольно быструю смену одних слоев другими и выклинивание отдельных горизонтов.

Верхнеюрские осадки (J₃).

Наиболее древними осадочными образованиями мезозоя являются верхнеюрские осадки. Выходы их сосредоточены главным образом в бассейне верхнего течения р. Оки, в бассейне р. Жиздры, и рр. Десны и Болвы. Представлены они в основании континентальной серией песчано-глинистых пород мощностью 10—15 м, а выше темносерыми глинами с редкими фосфоритами и фауной келловеей мощностью до 25 м. Присутствие более высоких горизонтов верхней юры пока фаунистически не доказано [3, 4, 9].

¹ Границы Днепровско-Донецкой впадины мы принимаем как они были установлены А. Д. Архангельским [1].

Нижнемеловые осадки (Cr_1).

В составе нижнемеловых осадков описываемой области различают неоком-алтские и среднеальбские.

Неоком-алт (Nc-Apt.). Неоком-алтские осадки представлены черными и темносерыми песчанистыми слюдистыми глинами, вверх переслаивающимися с белыми кварцевыми песками и песчаниками, а местами переходящими в них. В бассейне р. Болвы в основании этой толщи были констатированы глины, богатые глауконитом, с мелкими редкими галечками глинистого фосфорита; на р. Вытебети кроме того обнаружена толща глауконитовых песков (10 м), а в других местах (г. Брянск) железистые пески и песчаники. Залегают *Nc.-Apt.* породы в южной и юго-восточной частях области на верхнеюрских глинах, причем по контакту их местами (р. Ока) прослеживается слой фосфоритового галечника с ядрами *Perisphinctes*, а иногда слой сидеритов с редкими *Olcostephanus* cf. *glaber* Nik. К северу они переходят на нижнекаменноугольные породы. Фауной эта толща бедна. Известны единичные находки ауцелл и *O.* cf. *glaber* Nik. Присутствие этой фауны, а также пород, богатых глауконитом, литологически близких к неокомским породам Московской области, позволяет предполагать принадлежность нижней части глинистой толщи к неокому [9, 12].

Верхняя песчаная часть неоком-алта фауны не содержит. В кварцевых песчаниках местами были найдены растительные остатки, на основании которых, а главным образом по литологическому сходству с алтскими осадками Московской области, эту часть толщи относят к алту.

Средний альб (Alb₂). Осадки, относимые к среднему альбу, состоят довольно мощной (до 25 м) толщей кварцевых песков и песчаников с малым содержанием глауконита, вверх местами переходящих в светлозеленые или темные песчанистые слюдистые глины. От подстилающих пород неоком-алта они отделены тонким слоем кремнево-кварцевого галечника и гравия. В бассейне р. Сож, где эта толща залегает на девоне, в составе галечного слоя довольно много галек глинистого фосфорита. Фауна в этих осадках встречается крайне редко. Имеются указания, что лишь в бассейне верхнего течения р. Десны были найдены среднеальбские *Hoplites* ex gr. *interrupti*, *H. dentatus* Sow., *H.* cf. *jachromensis* Nik., *Hopl.* var. *dentatus* Nik [11]. На основании находок этой фауны, а также по литологическому сходству с соответствующими осадками смежных областей описанную толщу пород относят к среднему альбу.

Верхнемеловые отложения (Cr_2)

Сеномн (Cr_2^{cm}). Основание верхнемеловой толщи состоит из осадков сеноманского яруса, которые представлены глауконитово-кварцевыми песками с фосфоритами, а вверх песчаным мелом.

В основании сеномана по контакту с песчано-глинистыми осадками среднего альба повсюду прослеживается горизонт фосфоритного галечника, которому большинство исследователей придает значение основного конгломерата. В северной части района (верхнее течение р. Болвы, по рр. Неручь и Рессе), где сеноманские осадки переходят трансгрессивно на нижнекаменноугольные породы, в основании их прослеживается горизонт (до 1 м) кремневого галечника, в котором наряду с кремневыми гальками присутствуют редкие мелкие галечки черных глинистых фосфоритов [11].

В строении сеноманской толщи существуют некоторые различия для отдельных районов, на которых мы кратко остановимся.

В бассейне рр. Десны, Жиздры и Болвы в пределах Западной области довольно ясно выражены три фосфоритных слоя, которые соответственно носят названия нижнего, среднего и верхнего горизонтов.

В основании сеномана здесь залегает фосфоритный галечник — нижний фосфоритный горизонт. Состоит он из черных глинистых фосфоритовых галек и песчанистых окатанных фосфоритовых желваков, сгруженных в глауконитово-кварцевом песке. Микроскопическое исследование показало, что глинистые гальки состоят из аморфного фосфата со включением пылеватых частиц кластического материала и значительным содержанием фосфатизированных окелстов радиолярий и диатомей. Песчанистые фосфоритные желваки по характеру фосфата довольно

близки к глинистым, но отличаются большими размерами частиц кластического материала. Нижний фосфоритный горизонт обычно залегает в виде однородной цепочки (0,05—0,15 м), но местами (Полпинское месторождение и др.) мощность его возрастает до 0,5 м. Иногда гальки и желваки, составляющие этот фосфоритный горизонт, сцементированы в плиту.

Выше то отделяясь от нижнего фосфоритного горизонта мощностью (до 14 м) толщей глауконитово-кварцевых песков (месторождение Слободское), то, сливаясь с ним, залегает средний фосфоритный горизонт. Состоит он из одного или нескольких прослоев фосфоритных желваков песчанистого типа. Местами желваки сцементированы в плотную плиту. Мощность 0,10—1,5 м.

Верхний горизонт обычно приурочен к верхней части глауконитово-кварцевых песков, к границе их с песчаным мелом — «суркой». Представлен он темносерыми шероховатыми, иногда слегка окатанными, неправильной формы желваками песчанистого типа, заключенными в глауконитово-кварцевом известковистом песке. Местами (по рр. Болве, Сенине и Рессете) фосфоритовые желваки сцементированы в плиту фосфатным цементом. Мощность непостоянна (0,10—0,65 м). В бассейне р. Десны, частично и р. Жиздры, верхний фосфоритный слой сливается со средним; на всей остальной территории они разделены толщей глауконитово-кварцевых песков изменчивой мощности (до 7 м).

Рис. 1. Колодка сеномана Брянского района.

1 — мел; 2 — песчаный мел; 3 — III фосфоритный слой; 4 — глауконитово-кварцевый песок; 5 — II фосфоритный слой; 6 — глауконитово-кварцевый песок; 7 — I фосфоритный слой; 8 — глина песчаная; 9 — глауконитово-кварцевый песок.

Фосфориты верхнего и среднего фосфоритных горизонтов близки по петрографическому составу. Они относятся к песчанистому типу и состоят из аморфного и кристаллического фосфата. Иногда наблюдаются разности, в которых один из указанных видов фосфата преобладает.

Из включений преобладает кварц, в меньшем количестве присутствует глауконит, кальцит и др. [2].

К западу от бассейна р. Десны сеномапские осадки скрываются из разрезов и появляются вновь на поверхность на р. Сож. Фосфоритная колодка здесь построена иначе. В основании ее на глауконитово-кварцевых песках, условно относимых к альбу, залегает пласт фосфоритной плиты, который чаще слоем нецементированных фосфоритных желваков расщепляется на два: нижнюю и верхнюю фосфоритные плиты.

Нижняя фосфоритная плита представляет однородный фосфатизированный песчаник темносерого цвета, мощностью 0,12—0,38 м.

Верхняя фосфоритная плита представляет конгломерат из глинистых плоских и округлых песчанистых фосфоритных галек и округлых гладких песчанистых желваков, сцементированных фосфатизированным песчаником.

Глинистые гальки содержатся в меньшем количестве. По своему составу они резко отличны как от песчанистых галек и желваков, так и от заключающего их цемента. Они представляют полную аналогию с глинистыми гальками основного сеноманского галечника (нижнего горизонта) бассейна рр. Десны, Болвы и Жиздры. Эти особенности в строении верхней фосфоритной плиты заставляют нас синхронизировать этот горизонт с основным сеноманским галечником более восточных районов и проводить условно границу между сеноманом и альбом через его основание. Сеноманский возраст верхней фосфоритной плиты подтверждается присутствием фауны *Actinocamax primus* Arkh., *Elogyra haliotidea* Sow. и др., в нижней фосфоритной плите фауны не встречено.

Фосфоритная плита покрывается слоем глауконитово-кварцевых известковистых песков с зернами кварцевого и фосфоритового гравия и мелкими песчанистыми фосфоритными желваками, местами образующими непостоянный слой (0—0,05—0,2 м). Выше следует песчаный глауконитовый мел — «сурка».

Крайние северные выходы сеноманских осадков в описываемой области известны на р. Угре. В бассейне рр. Рессы и Неручь, где сеноманские осадки переходят на нижний карбон, фосфоритная колонка состоит из двух слоев — верхнего и среднего; нижний — не выражен.

Далее к юго-востоку от р. Жиздры выходы сеноманских пород прослеживаются в верховьях левых притоков р. Оки, в области правых притоков р. Сейма, в верхнем течении рр. Тима, Кшени и Олыми и на крайнем юго-востоке области по правым притокам р. Дон до г. Коротояка.

В бассейне р. Сейма и далее к юго-востоку наиболее постоянным элементом фосфоритной колонки является горизонт фосфоритной плиты.

По рр. Щитор (Щитровское месторождение), Рати и правобережью р. Тускори горизонт фосфоритного галечника и фосфоритная плита сливаются в один слой, на котором залегают известковистые глауконитово-кварцевые пески с мелкими фосфоритными желваками; пески вверх сменяются песчаным мелом — «суркой».

В бассейне рр. Тима, Кшени, Олыми и Ведуги количество фосфоритных слоев непостоянно: местами число их возрастает до четырех-пяти, а иногда сокращается до одного. Такое же непостоянство в строении фосфоритной толщи наблюдается и на крайнем юго-востоке области в районе г. Нижнедевица и на Дону.

Фосфоритный галечник, залегающий в основании сеномана в пределах этой части области, имеет в общем тот же литологический состав, что и в более западных районах.

Фосфоритная плита состоит из шероховатых и полуокатанных серых и светлосерых фосфоритных желваков, сцементированных фосфатом. Последний представлен аморфной и кристаллической разновидностями.

Покрывающая фосфоритную плиту с поверхности «полива» состоит из одного или нескольких слоев аморфного фосфата.

Верхняя часть сеноманской толщи складывается песчаным мелом («суркой»), который заключает зерна кварца и глауконита и мелкие черные неправильной формы фосфоритные желвачки песчанистого тила. Обычно фосфориты в «сурке» рассеяны, но по правобережью р. Дон они иногда образуют прослой в 0,12—0,15 м. В юго-восточной и северо-восточной частях области «сурка» местами замещается слоем жирной пахучей восковидной известковистой глины. Мощность песчаного мела возрастает в направлении с северо-запада на юго-восток, достигая в области

правых притоков р. Дон 4—5 м. С нижележащими, глауконитово-кварцевыми песками «сурка» связана постепенным переходом. Граница с туронским мелом довольно ясно выражена в бассейне р. Овапы; на всей остальной площади развития «сурка» постепенно сменяется белым мелом.

Из приведенного описания сеноманских осадков видно, что они характеризуются довольно однородным литологическим составом, не обнаруживающим резких фациальных изменений, и имеют относительно небольшую мощность (3—16 м).

Сеноманские осадки северной окраины Днепровско-Донецкой впадины залегают с ясно выраженным уклоном с северо-востока на юго-запад, вкрест простираения оси впадины.¹ В бассейне рр. Десны и Болвы поверхность сеномана с северо-востока на юго-запад понижается на 80 м (213—133 м), на юго-востоке на 103 м (237—134 м). Указанный уклон поверхности сеномана однако невелик; по подсчетам многих исследователей он в среднем не более 1 м на 1 км расстояния.

На юго-востоке и востоке сеноманские осадки Днепровско-Донецкой впадины продолжаютс в область Восточно-русской впадины, а на западе в область Полесского подземного вала. Северная граница их развития детально не изучена.

Возраст описанной нами толщи глауконитово-кварцевых фосфоритовых песков и песчаного мела, как сеноманский, определяется присутствием многочисленной сеноманской фауны. Последняя сосредоточена главным образом в верхней ее части. Наиболее беден фауной основной галечник и верхняя часть «сурки», возраст которых до сих пор точно не установлен. Встречающаяся в фосфоритном галечнике фауна не даёт прямых указаний на возраст этого слоя, однако, условия залегания и состав его ясно указывают на принадлежность его к сеноману. Условно к сеноману мы относим и верхнюю часть «сурки». Вышележащая песчано-фосфоритовая толща и нижняя часть «сурки» содержат довольно многочисленную фауну. Главнейшие представители следующие: *Erogyna paliotidea* Sow., *E. comica* Sow., *Pecten* (*Syncyclonema*) *orbicularis* Sow., *P. (Aequipecten) asper* Lam., *P. (Chlamys) cf. fissicosta* Ether., *P. (Chlamys) cf. robinaldinus* d'Orb., *P. (Camptonectes) cf. dubrisiensis* Woods., *Neitheia quinquecostata* Sow., *Pteria (Oxytoma) pectinata* Sow., *Ostrea nikitini* Arkh., *O. hippopodium* Nils., *Terebratulula biplicata* Sow., *T. dumpleana* d'Orb., *Kingena lima* Defr., *Rhynchonella nuciformis* Sow., *Jerea kurskensis* Hofm., *Actinocamax primus* Arkh., *Polyptychodon interruptus* Owen., *Ptychodus polygyrus* Ag.

По характеру фауны и литологическому составу сеноманские осадки северной окраины Днепровско-Донецкой впадины весьма близки к осадкам того же возраста южной окраины впадины (Донбасс) и Поволжья. Именно, как и в последних районах, для них характерен песчаный габитус. Фаунистическое сходство заключается главным образом в общности фауны *Pelecypoda*. Существенное фаунистическое различие сеноманских осадков описываемого района — крайняя редкость аммонитов и отсутствие слоев с *Lingula Krausei* Dames, развитых в Поволжье.

Вопрос о зональном расчленении сеноманских осадков северной окраины впадины, о том, каким зонам Западноевропейского сеномана они соответствуют, может быть решен лишь условно. Причины тому, с одной стороны, недостаточная изученность сеноманской фауны этой области с другой — трудности параллелизации в связи с тем, что расчленение западноевропейского сеномана основано главным образом на

¹ Исключение представляет бассейн р. Сечи, где весь комплекс пород, от юрских до четвертичных включительно, выведен из горизонтального положения. Фосфоритные слои залегают с уклоном в пределах от 50 до 70°, с преобладанием широтного и меридионального простираения. Природа сечинских дислокаций недостаточно выяснена. Большинство исследователей этого района возникновение их связывает с ледниковой деформацией.

таких группах фауны (*Echinodermata*, *Ammonoica*), которые в этом районе редки или совсем не встречаются.

Проведенное в НИУИФ изучение сеноманских *Pelecypoda* Курской и Западной областей показало, что среди них, с одной стороны, имеются виды, тождественные с видами зон с *Pecten asper* и *Schloenbachia varians* английского сеномана, с другой — с видами зоны с *Exogyra conica* Поволжья. Эти данные указывают, что сеноманские осадки северной окраины Днепровско-Донецкой впадины вероятнее всего принадлежат к нижнему сеноману.

Турон-коньяк ($Cr_2^T-C^n$). Турон-коньякские осадки состоят из белого мела, мергелей и опоково-кремнистых пород. В бассейне рр. Жиздры и Болвы белый мел переходит в опоки и трепела. В области левых притоков р. Оки (рр. Нугрь, Орлик и др.) он замещается светло-серыми слюдистыми мергелями и опоковидными породами. Между гг. Дмитриевым и Курском белый мел выклинивается, и на сеномане залегают сантонские мергеля. Далее к востоку и юго-востоку от Курска он вновь появляется и прослеживается на восток до р. Дон. Контакт с подтиллакскими породами довольно резко выражен в районе Дмитриева.

Здесь в основании туронского мела залегают тонкий прослой светложелтых мергелистых фосфоритов; верхние горизонты сеноманской «сурки» окрашены по неровной линии в желтый цвет. К юго-востоку и северо-западу отсюда сеноманская «сурка» сменяется постепенно вверх туронским мелом. Мощность туронских осадков возрастает в направлении с севера на юг, достигая у г. Коротояка 50—60 м.

Возраст этой толщи определяется присутствием фауны (*Inoceramus labiatus* var. *latus* Sow., *I. lamarchi* Park., *In. inconstans* Wood., *I. labialis* Schl., *I. lamorckii* var. *cuvieri* Sow.), указывающей на принадлежность ее к туронскому ярусу. В юго-восточной части области и к югу от г. Брянска в верхних горизонтах толщи найден *Inoceramus involutus* Sow., что позволяет предположить присутствие в составе ее осадков коньякского яруса.

Сантон (Cr_2^{Snt}). В описываемой области сантонские осадки выражены светлоселеноватыми слюдистыми мергелями, иногда сверху опоковидными, местами с прослоями глин. Выходы их известны в бассейне р. Сож, по р. Десне (ниже г. Брянска) и далее на юго-восток до р. Дона. В Дмитриевском и Курском районах в основании сантонских мергелей залегают маломощный слой мелких фосфоритов, указывающий на некоторый перерыв в отложении осадков. На всей остальной территории развития сантона следы перерыва в основании его исчезают. Возраст сантонских осадков определяется присутствием фауны *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *A. propinquus* Mob., *Inoceramus cardissoides* Goldf., *Belemnitella praecursor* Stolley и др. Мощность до 60 м.

Верхний сенон (Cr_2^{Sns}). Более высокие горизонты верхнего мела известны на северо-западе области в бассейне рр. Десны, Ипути и Судости. Непосредственно на сантонских мергелях здесь залегают глауконитовые пески с фосфоритами, а выше мел с *Belemnitella mucronata* Schlot. и *Ostrea vesicularis* Lam., мощностью до 6 м.

В бассейне р. Ипути выше следует белый глинистый мел с *Belemnitella lanceolata* Schl., мощностью до 5 м.

Характеристика фосфоритных горизонтов

Сеноманские отложения северной окраины Днепровско-Донецкой впадины включают в себе несколько фосфоритоносных горизонтов. В основании сеномана залегают фосфоритный галечник, в составе которого имеются гальки двух генераций: глинистого и песчанистого фосфорита.

По химическому составу между этими двумя генерациями фосфоритов наблюдается значительная разница. В глинистых гальках содержание P_2O_5 —22—25%, в отдельных случаях достигает 27%. В гальках песчанистого фосфорита содержание P_2O_5 15—18%.

Относительное содержание в слое тех и других галек очень различно. На севере содержание глинистых галек местами довольно значительно. Южнее, в районе гг. Дмитровска, Дмитриева, Курска, количество их ничтожно. В связи с этим среднее содержание P_2O_5 для этого слоя на севере 16,6—20%, на юге оно падает до 15—16%. Выше лежащая толща песков содержит один или два, а местами и больше, слоя неокатанных фосфоритных желваков.

От северной окраины распространения сеномана до г. Брянска почти всюду кроме бассейна р. Сож прослеживаются два горизонта.

Средний горизонт состоит обычно из неокатанных желваков средних размеров. Он образует один—четыре прослоя. Местами он обливается и даже сливается с верхним горизонтом, а местами—с нижним. Для целого ряда месторождений он является главным промышленным горизонтом. Среднее содержание P_2O_5 в нем 14—17% и R_2O_3 2—3%.

Верхний горизонт состоит из отдельных желваков, местами сцементированных в плиту. Здесь встречаются несколько разновидностей фосфоритов:

1) мелкие песчанистые желваки, иногда с глянцевой поверхностью;

2) мелкие песчанистые желваки с шероховатой поверхностью темносерого цвета; анализ их дает содержание P_2O_5 17% и нерастворимого остатка 42,33%;

3) плотные крепкие желваки, слабо окатанные, очень неправильной формы; содержание P_2O_5 18,7%, нерастворимого остатка 35,5%;

4) фосфоритная плита с бугристой поверхностью, покрытой глянцевитой корочкой (поливой); нижняя поверхность ее, чрезвычайно неровная, корневидными и гроздевидными выступами вдаётся в подстилающий песок; химический состав плиты для Болвинского района: 17,14% P_2O_5 , 2,87% R_2O_3 , 29,43% CaO , 5,13% CO_2 , 2,13% F; нерастворимый осадок 37,57%.

Строение фосфоритной серии в крайнем северо-западном пункте выходов ее на р. Сож подробно описано выше. При большем однообразии фосфоритоносных отложений сеномана можно отметить некоторое различие в их строении. По северной и северо-восточной окраинам площади их распространения, т. е. с приближением к береговой линии сеноманского моря, увеличивается количество кластического материала и возрастает мощность песков; фосфоритовые слои отличаются непостоянством. Южная полоса выходов сеномана характеризуется большей выдержанностью фосфоритных слоев и меньшей мощностью разделяющих песков. Так, в районе Брянска мощность песков, разделяющих фосфоритные слои, около 7 м.

По направлению к северо-востоку отсюда происходит сближение двух верхних фосфоритных горизонтов благодаря уменьшению мощности разделяющих песков до 0,5—1 м и даже до 0 (Слободско-Которецкое месторождение). В то же время мощность песка, отделяющего нижний галечный горизонт, возрастает до 14 м.

Далее по южной окраине полосы распространения сеноманских отложений в бассейне рр. Неруссы и Свапы прослеживаются два фосфоритных горизонта: нижний (галечный) и верхний. Последний состоит из плотной фосфоритной плиты, сопровождаемой (чаще всего снизу) слоем крупных неокатанных желваков. Эти горизонты разделяются слоем песка мощностью около 5 м. Здесь, повидимому, в связи с наличием более грубого кластического материала в фосфоритных желваках

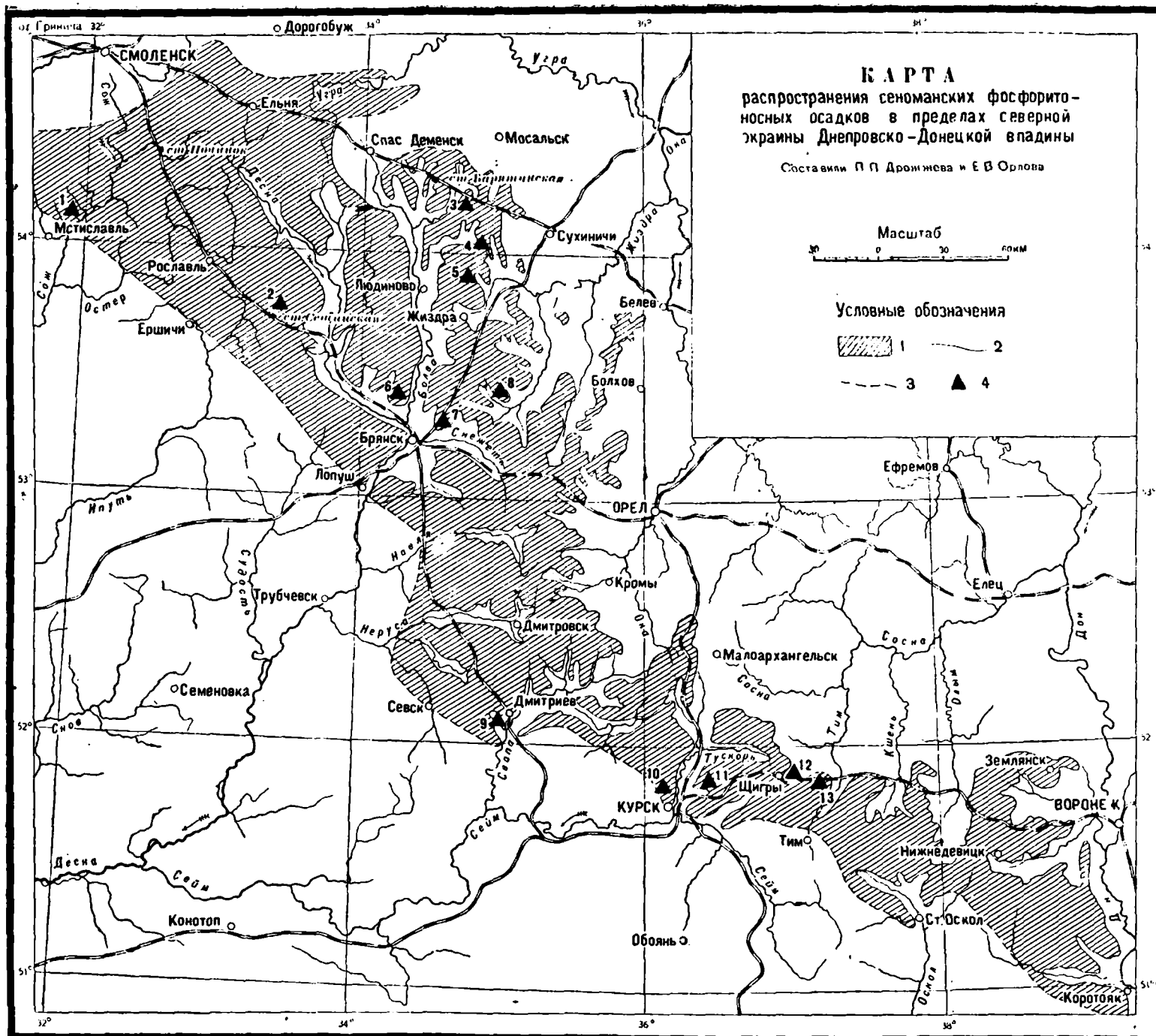


Рис. 2.

1 — площадь распространения сеноманских осадков; 2 — граница распространения сеноманских осадков; 3 — предполагаемая граница распространения сеноманских осадков; 4 — разведанные месторождения сеноманских фосфоритов: 1 — Сожижское, 2 — Сеценское, 3 — Выжковское, 4 — Слободско-Котляревское, 5 — Буканьское, 6 — Сенинское, 7 — Полпянское, 8 — Подбужское, 9 — Дмитриевское, 10 — Прилещее, 11 — Букреевское, 12 — Щигровское, 13 — Трухачевское месторождения.

и плите значительно понижается содержание P_2O_5 до 13—15% для верхнего горизонта. В галечнике также преобладают гальки песчанистого фосфорита, вследствие чего среднее содержание P_2O_5 в нем снижается до 15—16%.

Следуя по южной границе выходов фосфоритов, в бассейне рр. Тускори и Сейма можно отметить сближение обоих фосфоритных горизонтов. Дальше к востоку, в бассейнах рр. Щитра и Рати, оба горизонта сливаются.

Качество фосфоритов в районе г. Курска остается пониженным. Содержание P_2O_5 для верхнего горизонта 13—14% и для нижнего 16—17%.

Восточнее, в Щигровском районе, в составе фосфоритной серии могут быть выделены три слоя:

1) в основании лежит слой крупных окатанных желваков, к которым примешиваются и неокатанные желваки 0,10—0,30 м;

2) фосфоритовая плита мощностью 0,15—0,25 м;

3) мелкие желвачки, часто с блестящей корочкой на поверхности, мощностью 0—0,15—0,30 м.

Желваки нижнего желвачного слоя и плита очень близки по химическому и минералогическому составу: они содержат: 16—18% P_2O_5 , около 3% R_2O_3 и 40—50% нерастворимого остатка.

Продуктивность для Трухачевского месторождения 1100 кг/м² концентрата + 4 м.м. Мощность слоя около 1 м. Среднее содержание P_2O_5 возрастает до 18%.

Прослеживая фосфоритные горизонты по северной окраине полосы их распространения, мы встречаем к востоку от г. Брянска в бассейне р. Нурь очень непостоянный разрез фосфоритнослойной серии. В основании ее залегает фосфоритный галечник, выше на 0,5—3 м — верхний горизонт, состоящий из нескольких непостоянных желвачных слоев (от двух до пяти).

Сопоставление их с определенными горизонтами Брянского района очень затруднительно; продуктивность и мощность чрезвычайно резко меняются.

В Щигровском районе по направлению к северу от Щигровского месторождения фосфоритный горизонт сначала расщепляется на два — три слоя (по правобережью р. Тускори); далее, в районе ст. Касоржи, постепенно увеличивается мощность песков, включающих фосфоритные слои. Желваки в последних залегают разрозненно и образуют непостоянные прослои.

Непостоянством отдельных фосфоритных слоев и чрезвычайной изменчивостью их по мощности и продуктивности характеризуется обширная область развития сеномана к востоку от р. Тима. Наиболее выдержанным является здесь, повидимому, основной галечник. Выше него на 0,5—3 м обычно располагается желвачный слой, на отдельных участках сцементированный в плиту. На 0,3—1 м выше в среднеречистом, иногда известковистом, песке лежит третий фосфоритный слой из мелких, сравнительно редко лежащих желваков. Кроме этих слоев в разделяющих их песках появляются один, два и больше фосфоритных прослоев, очень невыдержанных в своем распространении и затрудняющих сопоставление благодаря сходству их петрографического состава. В этом отношении наиболее сложны крайние восточные выходы сеномана по правому берегу Дона. Здесь часто соседние разрезы дают различную картину строения сеномана и разное количество фосфоритных слоев.

Мощность и продуктивность отдельных слоев и всей серии на всей этой площади очень непостоянны, достигая на небольших участках значительной величины (600—700 кг/м²), местами падая до 100—200 кг/м². Качество также непостоянно (14—17% P_2O_5), но в общем ниже, чем в Щигровском районе.

Главнейшие месторождения фосфоритов

Детальному изучению сеноманских фосфоритов с точки зрения их добычи, переработки и использования были посвящены многочисленные работы НИУИФ. В результате геолого-поисковыми и разведочными работами выявлен целый ряд месторождений, значительная часть которых уже используется промышленностью.

По условиям залегания и эксплуатации эти месторождения естественно разбиваются на две крупные группы: северо-западную и юго-восточную. Северо-западная группа включает месторождения, эксплуатируемые преимущественно открытыми горными работами, а группу юго-восточную составляют месторождения, разрабатываемые подземным способом.

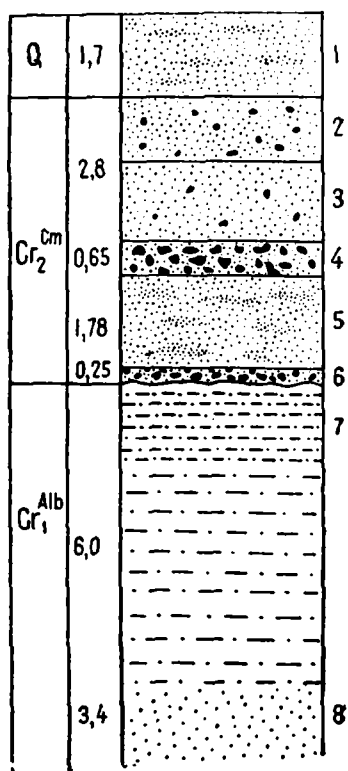


Рис. 3. Колонка фосфоритной серии Полпинского месторождения.

1 — кварцевый песок; 2 — песок глауконитово-кварцевый с редкими фосфоритными желваками; 3 — песок глауконитово-кварцевый; 4 — II фосфоритный слой; 5 — песок глауконитово-кварцевый; 6 — I фосфоритный слой; 7 — песчаная глина; 8 — песок глауконитово-кварцевый.

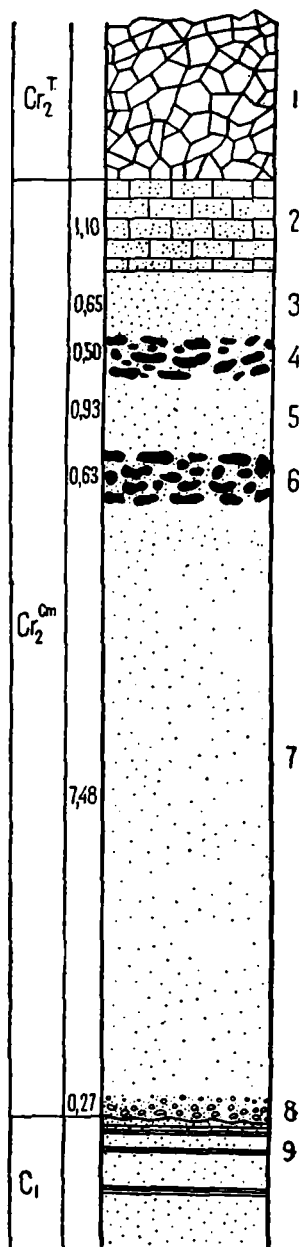


Рис. 4. Колонка фосфоритной серии Бычковского месторождения.

1 — опока; 2 — "сурка"; 3 — песок глауконитово-кварцевый; 4 — III фосфоритный слой; 5 — глауконитово-кварцевый песок; 6 — фосфоритный слой; 7 — песок глауконитово-кварцевый; 8 — кремневый галечник; 9 — песок кварцевый с про-
слоями глины.

Северозападную группу составляют месторождения, располагающиеся в пределах Западной области и характеризующиеся в большинстве своем глубиной залегания промышленных фосфоритных горизонтов мощностью менее 10 м. Исключение составляют только три месторождения (Бычковское, Сещенское и Сожское).

В пределах Курской области располагается несколько крупных месторождений, которые характеризуются большой глубиной залегания фосфоритов и тем, что для эксплуатации почти все требуют применения подземных работ.

Интересной особенностью одного из месторождений (Трухачевского) является сильная изрезанность фосфоритопослойной залежи древней эрозией, а также карстовыми впадинами, вследствие чего залежь сохранилась в виде отдельных пятен размерами от 5—6 км² до нескольких гектар.

Группа из трех крупных месторождений, расположенная близ г. Курска по правому и левому берегу р. Тускори, характеризуется пониженным качеством фосфоритов (13—15% Р₂О₅), вследствие чего эти месторождения до настоящего времени не разрабатываются.

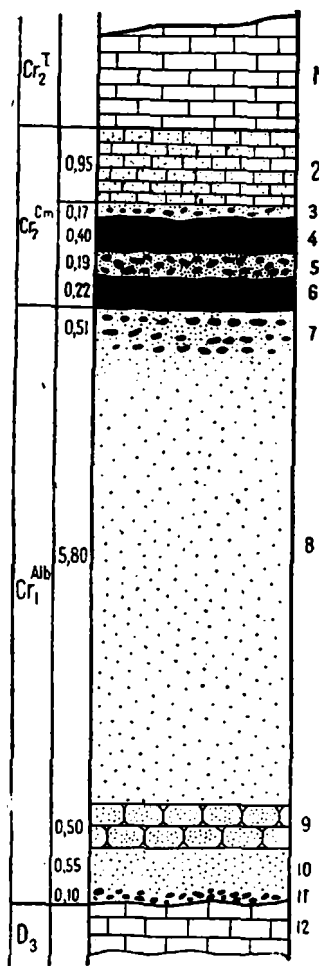


Рис. 5. Колонка фосфоритной серии Сожского месторождения.

1 — мел; 2 — «сурка»; 3 — песок глауконитово-кварцевый с фосфоритными желваками; 4 — фосфоритная плита; 5 — слой фосфоритных желваков; 6 — фосфоритная плита; 7 — слой фосфоритных желваков; 8 — глауконитово-кварцевый песок; 9 — глауконитово-кварцевый песчанник; 10 — глауконитово-кварцевый песок; 11 — кремнево-кварцево-фосфоритовый конгломерат; 12 — известняк.

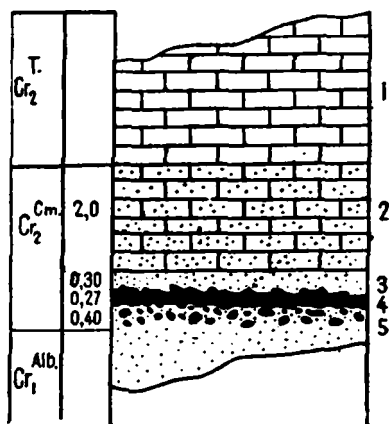


Рис. 6. Колонка фосфоритной серии Щигровского месторождения.

1 — мел; 2 — «сурка»; 3 — песок; 4 — плита с желваками фосфорита; 5 — песок.

Кроме приведенных в таблице главнейших месторождений геолого-поисковыми и разведочными работами выявлено большое количество более мелких месторождений, которые частично являются резервом, частично используются мелкой кустарной промышленностью.

Сеноманские фосфориты как Западной, так и Курской и Воронежской областей перерабатываются на фосфоритную муку, чрезвычайно широко применяемую на почвах Западной области.

Исследование обогатимости сеноманских фосфоритов и способов более совершенной их переработки показало в последнее время возможность получения сравнительно простыми методами высококачественного концентрата, что позволит, с одной стороны, повысить качество муки и с другой — оставить на этом сырье производство концентрированных удобрений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д., Геологическое строение СССР. ОНТИ, 1934.
2. Бушинский Г. И., Петрография фосфоритов Западной области. Труды НИУ, вып. 125, 1934.
3. Жирмунский А. М., Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44. Северо-западная четверть листа. Изд. Геол. комитета, 1929.
4. Жирмунский А. М., Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 44. Юго-западная четверть листа. Труды ГГРУ, вып. 45, 1931.
5. Орлова Е. В., Фосфоритные месторождения Курской и Воронежской областей. Справочник по удобрениям. 1933.
6. Русинов Л. А. Фосфоритные месторождения Западной области. Справочник по удобрениям, 1933.
7. Тарасов Д. Н., О меловых отложениях вдоль северной границы их распространения в центральной части Западной области. Изд. ЗОНИ. Сборник II, Смоленск, 1935.
8. Труды Комиссии по исследованию фосфоритов. тт. V, VI, VII, VIII, 1913—1918.
9. Труды Московского геологического треста, вып. 12, 1936.
10. Труды ОККМА, т. V, 1924.
11. Дрожжева П. П., Орлова Е. В., Сводные работы по геологическому строению и фосфоритам Западной, Курской и Воронежской областей СССР. Фонд НИУИФ.
12. Шанцер Е. М., Фосфоритные отложения р. Сож. Фонд НИУИФ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА АКТЮБИНСКОЙ ОБЛАСТИ

Район распространения фосфоритов и история их изучения

Актюбинский фосфоритоносный район охватывает значительную часть Актюбинской области, расположенной в северо-западной части Казахстана. Основные фосфоритоносные площади, имеющие наибольшее промышленное значение, тяготеют к бассейну р. Илек (приток р. Урала), и прорезываются железнодорожной магистралью Оренбург-Ташкент. Общая фосфоритоносная площадь выходит далеко за указанные пределы и охватывает почти все Урало-Эмбенское междуречье. Этот грандиозный фосфоритоносный район характеризуется многими положительными чертами, выделяющими его среди других фосфоритных районов в СССР и за границей. Вследствие этого Актюбинский фосфоритоносный район может иметь первенствующее значение в развитии туковой промышленности Союза. Несмотря на это, промышленное значение фосфоритоносных отложений данного района было выявлено лишь в послереволюционное время; детальное изучение проведено за годы первой пятилетки.

Фосфориты были известны в этом районе сравнительно давно. Их обнаружил здесь впервые еще в 1890 г. акад. Левинсон-Лессинг, однако подробному изучению тогда они не подвергались. И лишь в 1913—15 гг. здесь работал более детально ряд геологов со специальным заданием — изучить фосфоритоносность этого района. Этими геологами (Замятин, Винокуров) обследованы значительные пространства, расположенные главным образом в верховьях р. Эмбы и в бассейне р. Илека с его притоками.

Во время этих исследований были выяснены основные черты геологического строения района и намечены некоторые фосфоритоносные площади, но при этом многие вопросы геологии были решены весьма схематично и не всегда верно. Так, были допущены крупные ошибки в стратиграфии, заключающиеся в том, что песчано-глинистая толща альба была принята рядом геологов за неоген, что привело, помимо общей путаницы в стратиграфии, к неправильному пониманию фосфоритоносности значительных площадей; не были выявлены оригинальные тектонические мульдобразные структуры, широко развитые в районе, что приводило к ошибочному толкованию многих стратиграфических соотношений; наконец, совершенно неправильно была дана оценка практических возможностей фосфоритоносных залежей (уменьшение продуктивности в три-четыре раза, большая чем в действительности глубина залегания и т. д.). Все это привело к тому, что до самых

последних лет промышленное значение актюбинских фосфоритов считалось ничтожным.

Интерес к этому району возник лишь в 1928 г., когда к изучению его приступил Научный институт по удобрениям (НИУ). С тех пор почти ежегодно в этом районе Институтом проводились поисковые и разведочные работы, охватившие огромную фосфоритоносную площадь¹.

Этими работами прежде всего было выявлено громадное практическое значение фосфоритов Актюбинского района, что дало возможность вскоре приступить к промышленному их использованию. При этом кроме фосфоритов был обнаружен ряд других полезных ископаемых (мел, вода, известняки, гипсы, признаки нефти и др.). Кроме того, в процессе этих работ были получены многочисленные весьма интересные данные по геологии района, особенно в отношении уточнения стратиграфии (выявление новых, неизвестных до этого времени здесь стратиграфических горизонтов) и ряд новых данных по тектонике. Таким образом, результат работ всего лишь нескольких лет совершенно преобразовал представление о геологии района, дал возможность составить детальную геологическую карту его и, кроме того, совершенно изменил промышленное лицо этой, ранее отсталой, области.

Стратиграфический очерк мезокайнозоя

Стратиграфический комплекс пород, составляющих район, делится по ряду признаков на две группы. Первая группа включает огромные по мощности отложения палеозоя, состоящие из кремнистых сланцев, эффузивов и известняков кембрийской, силурийской и девонской систем; известняков, песчаников и сланцев каменноугольной системы, на которые налегает толща глин, песчаников, известняков и гипсов конгломератов артинского яруса; известняков и гипсов конгурского яруса и красноцветных глин, песчаников и конгломератов верхней перми. Ниже будут описаны более подробно только мезокайнозойные осадки.

Юра. На осадки палеозоя налегают континентальные юрские отложения, подразделяющиеся на две свиты: нижнюю, состоящую из красных бескарбонатных глин, и верхнюю, которая сложена галечниками, песками и глинами, с лириком и бурым углем вверху.

Юрские отложения преимущественно распространены в северной части описываемого района. Они изучались в верховьях Сангата, в бассейнах р. Терес-Бутака, Джиздыбая, Грязнушки, Ак-Тасты и Табантала. В окрестностях Актюбинска континентальная юра распространена почти непрерывной полосой по правому берегу р. Илека от ст. Биш-Тамак до ст. Курайти.

Возраст этих отложений, судя по различным растительным остаткам, устанавливается нижнеюрский (лейас) для красноцветной толщи и среднеюрский (доггер) для верхней угленосной свиты [16].

Отложения верхней юры развиты на небольшой площади (вдоль долины р. Илека ниже г. Актюбинска) и представлены почти всеми ярусами за исключением верхнеюрских отложений.

Келловейские отложения выражены песчаными глинами, железистыми грубозернистыми песчаниками и песками кварцево-глауконитовыми, серого или зеленоватого цвета, с *Cosmoceras guilhelmi* Sow., *Perisphinctes* aff. *subanrigerus* Tess. и др., мощностью 6—8 м (K_{lm}), и желтыми глауконитово-кварцевыми мергелистыми песками мощностью в несколько метров, содержащими *Quenstedticeras lamberti* Sow., *Belemnites beaumonti* d'Orb., *B. subabsolutus* Nik. и др. (K_{ls}).

¹ В работах этих принимали участие геологи: Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М., Кудимова Е. А., Лодяной Н. И., Мурашкин П. К., Руженцев В. Е., Тамман (Малиновская) В. И., Шахворостова К. А., Фивер М. П., Яншин А. Л. и др.

Возр. мощ.	Разрез	№ сл.	Описание
Q 25м		1	Суглинки и глины.
N, 18		2	Глины песчанистые красного цвета.
Pg ₂ 25		3	Пески кварцевые мелкозернистые
Pg ₁ 36		4	Глины серо-зеленые, с прослоями опоки
Mst 8		5	Меловой мергель и мел.
Смп 40		6	Глины мергелистые.
SnT 3		7	Фосфоритовая серия
Tn 140		8	Песок кварцевый.
Alb 39		9	Пески кварцевые, разнозернистые, жел- того цвета
Alb 52		10	Пески кварцевые, гли- нистые, с прослоями серой глины.
Alb 5		11	Пески глауконитовые.
ApT 28		12	Пески глауконито- вые и черные глины.
НТ-В 15		13	Пески глауконито- вые.
J ₁		14	Серые угленосные глины, галечник и красные глины.

Рис. 1. Сводная колонка отложений Но-
воукраинской мульды.

Нижний оксфорд состоит из глауконитовых мелкозернистых песков и серых кремнистых песчаников с *Cardioceras cordatum* Sow., *B. brevialis* Pavl., *B. panderi* d'Orb. и др. (Oxf.).

К верхнему оксфорду относятся плотные желтобурые оолитовые мергеля мощностью до 10 м, содержащие *Perisphinctes martelli* Opp., *P. chlorooliticus* Gumb. и др. к кимериджу — серозеленые кремнистые песчаники, мощностью в 5 м, содержащие *Aspidoceras acanticum* Opp., *A. cf. liparum* Opp., *Aulacostephanus eudoxus* d'Orb. и др.; в основаниии песчаников залегает слой фосфоритовых желваков. К нижневожского ярусу относится толща тонких сероватых или голубоватых плотных мергелей, переслаивающихся с мергелистыми гипсоносными глинами. Здесь встречаются: *Virgatites scythicus* Mich., *V. zarajskensis* Mich., *Pavlovia panderi* d'Orb. и др. В подошве залегает слой фосфоритных желваков.

Отложений верхневожского яруса в пределах Актюбинской области пока не удалось констатировать. Отсутствие их можно объяснить тем, что море в это время, повидимому, покинуло пределы области.

Неоком. На юрских, а иногда и на пермских, отложениях, залегают породы неокома, которые представлены в основании фосфоритным слоем (мощностью до 0,3 м), залегающим в сероватой песчанистой глине. В некоторых фосфоритных окатанных гальках были обнаружены *Olcostephanus bideverus* Bog. и *Aucella* cf. *crassicollis* var. *gracilis* Lah., (Гиммельфарб, 1934), что позволяет отнести время образования этих фосфоритов к нижнему валанжину. Время же их перебива и накопления видимо связано уже с верхневаланжинской трансгрессией. Эти отложения развиты преимущественно в северной половине описываемой нами площади, где они выходят в виде узких полос по долинам рек.

Выше залегают отложения готерив-баррема, представленные толщей однородных кварцево-глауконитовых мелкозернистых песков с линзами ракушечного мергеля. В них обнаружены: *Polyptychites bidichotomus* Leym., *P. expansus* Bog., *P. michalski* Bog. [16].

В южной части района (ст. Тамды) в этих отложениях были найдены: *Belemnites pseudopanderi* Sinz., *Pecten crassitesta* Roem., *Astarte* aff. *porrecta* v. Buch. [14].

Общая мощность готерив-баррема до 20 м.

Эти отложения изучались по водоразделу р. Илека и Терес-Бутака, а также в верховьях р. Илека.

Апт. На палеозое, юре или неокомских отложениях, резким угловым несогласием залегают черные аптские глины, довольно однообразные по составу.

В глинах прослеживаются тонкие пропластки и линзы кварцево-глауконитового песка и конкреции сидерита. Аптские отложения имеют широкое распространение в рассматриваемом районе, выходя по долинам рек и слагая иногда повышенные части водоразделов.

В западной части области аптские отложения содержат богатую фауну, включающую *Douvileiceras tschernyschewi* Sinz., *Deshayesites deshayesi* Leym., в восточной же части были найдены: *Crioceras bowerbanki* Sow., *C. glacile* Sinz. и др. [16].

На севере мощность этих пород 8—10 м, к югу она увеличивается до 30 м.

Аптская глинистая толща является водоупорным горизонтом для расположенной на ней главной водоносной свиты района.

Альб. На аптские породы налегает песчано-глинистая толща альбских пород, которая на основе детального изучения в 1935 г. была разделена на три свиты [16], отличные по литологическому характеру. В основании разреза залегают пески кварцево-глауконитовые, тонкозернистые, с прослоями глин и железистых песчаников.

В этих несомненно морских образованиях фауна не найдена, и к альбу они отнесены условно на основании наличия аммонитов нижнего альба в сходных слоях соседнего Соль-Илецкого района.

Выше морского альба лежит вторая свита, сложенная в основном плохо отсортированными грубыми кварцевыми песками, среди которых залегают невыдержанные линзы пепельносерой плотной глины и многочисленные прослой своеобразного конгломерата, состоящего из окатанных кусков той же глины, беспорядочно окруженных в грубом, иногда даже гравийном кварцевом песке. Эта свита имеет континентальное происхождение и, повидимому, представляет собой отложение временных потоков пролювиального типа. Мощность до 40 м.

С редкими следами размыва на этой серии пород альба залегает толща, сложенная кварцево-глинистыми песками, имеющими косую слоистость, среди которой встречаются довольно мощные пачки мелких глинистых песков. Эта толща также континентальная, и происхождение ее в основном, повидимому, аллювиальное.

Альбские отложения имеют весьма широкое распространение в Актюбинской области. Они выходят по долинам рек, балкам и оврагам и всегда отличимы желтой и белой окраской.

К этому горизонту приурочен основной водоносный горизонт Актюбинской области. Мощность до 70 м.

Сеноман. Отложения сеномана в пределах описываемой площади почти не сохранились, так как они чуть не целиком уничтожены туронской и сантонской трансгрессиями. Островки сеномана, обнаруженные по водоразделу рр. Илека и Хобды, и, кроме того, окатанная сеноманская фауна (*Schloenbachia varians*, Sow.), находящаяся в перемытом виде в основном сантонском галечнике, позволяют говорить о былом, повидимому, широком распространении отложений сеноманского века.

Характер осадков сеномана и эта фауна говорят о том, что сеноман был представлен морскими отложениями: это дает возможность отнести широко разветвленные в районе, залегающие под сантоном, песчано-глинистые континентальные отложения к альбу.

К юго-западу от г. Актюбинска сеноман представлен глинистыми мелкозернистыми песками, переслаивающимися с зеленовато-серыми листоватыми глинами мощностью до 10 м.

Турон. Последними работами геологов НИУИФ [Кудинова, Лодяной и др., 16] доказано присутствие в Актюбинской области туронских отложений, которые прежде здесь не были известны. В северной части района к северу от Актюбинска, близ Родниковского месторождения, они представлены серо-зелеными глинами и кварцевыми песками с прослоями железистых песчаников мощностью до 9 м.

Отложения охарактеризованы явно туронской фауной: *Inoceramus labiatus* Schloth., *I. lamarki* var. *curieri* Sow., *Placenticeras* aff. *kharcmenense* Lah.

Южнее Актюбинска мощность туронских отложений уменьшается до 2 м и здесь они представлены слоем серо-зеленой песчанистой глины. Можно считать установленным, что туронские отложения были широко развиты в описываемом районе, о чем свидетельствуют не только сохранившиеся от сантонской трансгрессии острова туронских отложений, но и присутствие в сантонском галечнике окатанной туронской фауны, например *Placenticeras* cf. *placenta* DeKay, *Pachydiscus* cf. *vaji* Stoliczka и др.

Эмшер. Несмотря на детальное изучение разрезов верхнего мела Актюбинской области, до сих пор не удалось выделить эмшерский горизонт. Отсутствие его можно объяснить перерывом в отложении осадков в предсантонское время.

Сантон. Отложения сантонского яруса, к которым приурочены залежи фосфоритов, имеют крупное промышленное значение, и поэтому им были в основном посвящены работы НИУ.

Отложению осадков сантона предшествовали поднятия, вызвавшие регрессию туронского моря, после чего последовал непродолжительный период денудации. Затем в начале века *Belemnitella praecursor* началась новая трансгрессия, которая сопровождалась значительной абразионной деятельностью сантонского моря, приведшей к неравномерному срезанию подстилающих пород, вследствие чего осадки сантона ложатся на разные горизонты песчанисто-глинистой толщи альба или островки сеномана и турона.

Сантонские отложения имеют весьма широкое распространение в рассматриваемой нами области. Они состоят из кварцево-глауконитовых песков, среди которых залегает несколько слоев фосфоритов. В основании всей толщи фосфориты обычно хорошо окатаны и превращены в галечник, среди которого попадаются также и гальки кварцевая и кремневая. Выше фосфоритные слои состоят из фосфоритных конкреций либо залегающих в песке, либо сцементированных в сплошную фосфоритную плиту. Мощность 3—5 м.

В фосфоритных слоях была собрана фауна, включающая *Actinocamax propinquus* Moberg, *Actinoc. verus miller* var. *fragilis* Arkh., *Belemnitella praecursor* Stolley. В фосфоритном галечнике, залегающем в основании сантона, были найдены *A. verus miller* var. *fragilis* Arkh.

В песке, покрывающем фосфоритную серию сантона, найдено характерное ископаемое верхнего сантона *Pteria tenuicostata*. Местами (Басс-Темира, верховья Эмбы) эта зона верхнего сантона представлена мощной толщей глин, имеющих, однако, неширокое распространение. В районе ст. Джурун к верхнему сантону относятся глауконитовые пески мощностью 7 м; к северу от этого пункта эта зона состоит исключительно из песков.

Выше зоны с *Pteria tenuicostata* в основании кампанского яруса в ряде мест (Темир, верховья Эмбы, Джурун) зафиксирован фосфоритный горизонт, характеризующийся обилием фосфатизированных губок («губковый» слой).

Кампан. В кампанское время море сильно подвинулось на восток, захватив область древнопалеозойских массивов, где в основании кампанских пород отложился слой галечника (гальки кристаллических пород и фосфорита). Над этим галечником залегают зеленые известковистые глины. На юг и запад, т. е. там, где кампанские отложения лежат на сантоне, они состоят только из серо-зеленых мергелистых глин, с прослоями песка. Мощность от 5 до 40 м.

Из фауны кампанские глины содержат по всей толще характерные для этого яруса *Belemnitella mucronata* Schloth. и *Ostrea vesicularis* Lam. На Новоукраинском месторождении фосфоритов в 1935 г. была собрана фауна, в состав которой входят: мелкорослые инволютные аммониты с гладкой или неясной ребристой раковинной и неразличимой лопастной линией, *Baculites* sp., *Nautilus* sp., *Ostrea lunata*, *O. unguolata*, неопределимые ядра пелеципод, близкие к *Cyprina*, *Distoma* sp. и др. Мощность от 5 до 40 м.

Маастрихт. В маастрихтское время продолжалась трансгрессия, захватившая участки суши, не занятые кампанским морем.

В основании маастрихтских отложений залегает фосфоритный горизонт, имеющий весьма различную степень сгущенности, что зависит от смены фациальных условий. Значительные скопления фосфоритных желваков наблюдаются лишь на определенном расстоянии от берега.

Восточнее, там где маастрихт переходит непосредственно на палеозойские породы, фосфоритный слой выклинивается и сменяется по простиранию галечником палеозойских пород; к западу же в основании

мергелистой толщии пород наблюдаются лишь редкие черные желваки фосфорита. Выше фосфоритного слоя на большей части описываемого района залегает толща белых мелоподобных мергелей, переходящих местами в мел. Мощность до 25 м.

Маастрихтские породы встречаются чаще всего в так называемых дизъюнктивных мульдях и залегают на оротрафически пониженных участках, в остальных местах они почти повсюду уничтожены последующими процессами эрозии. Мергеля богаты разнообразной фауной. В них найдены *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Baculites* sp., *Ostrea vesicularis* Lam.

Выше зоны с *B. lanceolata* на сравнительно небольшой площади развиты осадки верхнего маастрихта — зоны с *B. americana* Morton, которые представлены темнозелеными глауконитовыми песками, кверху переходящими в жирные зеленые глины. На значительной части площади они, повидимому, уничтожены.

Из фауны в них кроме *B. americana* Morton встречены *O. vesicularis* Lam., *Echinocorys* sp. Мощность до 5,5 м.

Датский ярус. В окрестностях г. Вольска и в бассейне р. Хопра несколько лет тому назад были открыты оригинальные пластовые фосфориты, приуроченные к границе верхнего мела и палеоцена. Это обстоятельство привело к постановке ряда работ по изучению контакта меловых и третичных пород в различных частях Союза. В Казахстане такие исследования привели к открытию отложений датского яруса (Безруков, 1934—1935).

Около озера Сулу-Куль (к юго-западу от Соль-Илецка) был констатирован пласт плотного известняка мощностью до 1 м, залегающего выше маастрихтского мела. В нем была собрана следующая фауна: *Heteroglossa danica* Schloth., *Echinocorys sulcatus* Goldt. Эти отложения прослежены к западу отсюда вплоть до района Общего Сырта. В Актюбинской же области отложения датского века нигде встречены не были.

Третичные отложения. После регрессии, имевшей место в век *B. americana* и в датское время, началась новая мощная трансгрессия палеоценового моря, захватившего новые участки суши и отложившего свои осадки местами непосредственно на палеозое.

Палеоценовые породы представлены глауконитово-опокowymi песчаниками, опоками и глинами мощностью до 30 м. В этих отложениях геологами НИУИФ [6, 16] в северо-восточной части района была собрана типичная палеоценовая фауна, позволявшая отнести эти слои к сызранскому и саратовскому ярусам (*Turritella circumdata* Desch., *Modiola elegans* Sow. и др.).

На контакте между мелом и третичными глинами присутствует довольно постоянный, но маломощный и разреженный прослой черных мелких желваков фосфоритов, окатанных и источенных фолладами.

Выше палеоценовых глин, а также местами прямо на верхнемеловых отложениях залегает толща (до 25 м мощности) хорошо окатанных кварцевых песков, видимо, оолового происхождения, а над ними кое-где встречены были зеленоватые или красные суглинки мощностью до 15 м. Геологами НИУИФ пескам приписывается эоценовый, а суглинкам миоценовый возраст [16]. На этом разрез коренных пород Актюбинской области заканчивается. Подробно на этом вопросе здесь останавливаться не будем.

Тектонические элементы мезокайнозоя

В процессе формирования Уральского хребта мощные толщи палеозоя были смяты в складки (осложненные надвигами и расколами), вытянутые в северо-северо-западном направлении, в общем совпадающие с направлением Уральского хребта.

Осадки мезотайнозоя отличаются меньшей дислоцированностью, так как к их образованию законтились основные орогенитические движения страны. На огромных пространствах, занятых осадками мезозоя и кайнозоя, наблюдается весьма спокойное залегание пород. Угол наклона юрских пород не превышает 3—4°, а для верхнего отдела меловой системы уменьшается.

На значительных площадях фосфоритный слой сантона лежит почти горизонтально, имея падение с севера на юг, в пределах лишь 1 м на 1 км.

Для всей территории Алтубинской области, расположенной на запад от древнепалеозойского массива характерен определенный тип молодых дислокаций, который получил название дизъюнктивных мульд. Основными признаками последних является довольно крутое падение слоев по краям дислокации, уменьшение угла наклона к осевой линии, а также наличие обросов по бортам мульд и отсутствие сопряженных складок антиклинального типа. Эти структуры обычно вытянуты в меридиональном или в северо-северо-западном направлении и имеют длину до 25 км и ширину до 3—4 км.

Определенная вполне выдержанная ориентировка осей этих мульд связана с тем, что почти все они приурочены к палеозойским антиклинальным структурам, имеющим то же северо-северо-западное направление. Лишь чрезвычайно редко эти молодые тектонические образования располагаются в древних пермских синклиналях. Группа мульд этого типа известна в районе Ново-покровского месторождения (к северо-востоку от г. Алтубинска).

В описываемых мульдах на орграфически пониженных участках залегают верхнемеловые, а иногда и третичные породы, в других местах чаще всего уничтоженные. Почти всюду на крыльях их выходят сантонские фосфоритоносные отложения, окаймляющие опустившиеся участки; затем внутри полосы сантона фиксируются кампанские глины, перекрываемые узкими полосами маастрихта или отдельными островками третичных пород, располагающихся обычно в осевой части мульды.

В. Е. Руженицов считал, что эти структуры возникли в результате оседания соляного или гипсового ядра пермских складок, вследствие ослабления тангенциального сжатия диапировых ядер.

П. Н. Ктимов считает, что дизъюнктивные мульды также связаны с местами выхода на поверхность или с залеганием близко от поверхно-

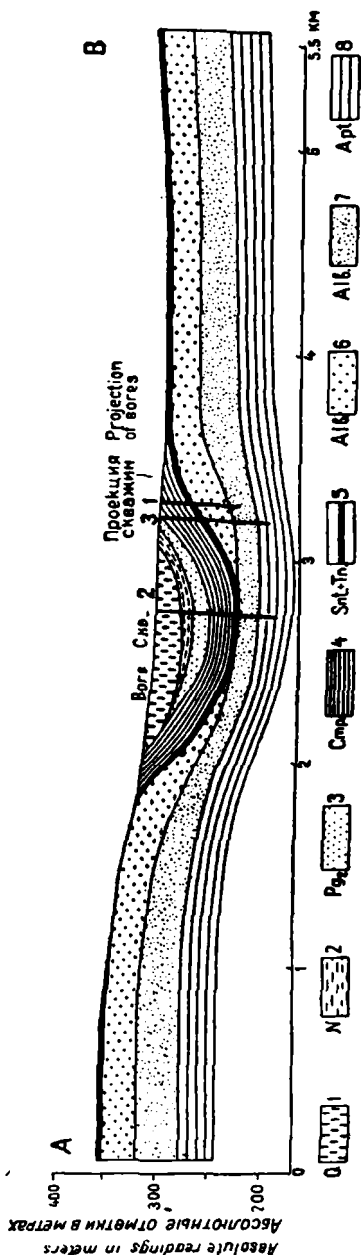


Рис. 2. Геологический разрез через Новоукраинское фосфоритное месторождение.

1 — сугоилов; 2 — глины красные; 3 — пески и глины; 4 — глины мергельные; 5 — фосфоритовая серия и песок кварцевый; 6 — пески кварцевые разокристаллические; 7 — пески глауконитовые и черные глины; 8 — Apt.

сти химических осадков кунгура, но образование их объясняет исключительно карстовыми процессами, протекавшими в этих соле-гипсовых отложениях.

Для возникновения дизъюнктивных мульд, по его мнению, необходим ряд условий: соляная тектоника, континентальный режим после тектонических движений и залегание данного участка над уровнем моря в континентальный период.

Наконец, А. Л. Яншин, делая попытку объединить обе гипотезы, считает, что напряжения в толще молодых мезозойских осадков накапливались в результате карстовых процессов, но разрешались они периодически в определенные тектонические фазы.

В процессе изучения Ново-Украинской и Кандагачской мульд, проведенного НИУИФ, получен ряд новых данных об их тектонике. Весьма детальная работа по изучению сантона и альба Ново-Украинской мульды, а также глубокое бурение в осевой части последней доказали отсутствие значительных радиальных смещений: амплитуды обросов не превышают 10 м.

Абсолютные отметки кровли алта в 2 км к востоку от оси мульды 240 м, в осевой же части мульды они достигают 220 м. Таким образом, амплитуда прогибания алта равна 20 м. Вычисленная для тех же пунктов амплитуда прогибания сантонских отложений значительно превышает эту цифру и доходит почти до 70 м.

Весьма интересные данные о поведении альбских и более молодых пород были получены при бурении скважин в осевой части. Здесь было констатировано уменьшение мощности песчано-глинистой толщи альба до 15 м против 70 м на восточном крыле, что объясняется, по видимому, абразией осадков альба на отдельных участках мульды (где в это время существовал положительный рельеф). Вследствие именно этого обстоятельства сантонские отложения несогласно налегают на различные горизонты альба.

Таким образом, впервые проведенное глубокое бурение в осевой части мульды показало 1) разницу в амплитуде прогибания нижнемеловых (алт + альб) и верхнемеловых пород и 2) срезание сантонской абразией большей части альбских песков (около 50 м).

Эти неожиданные факты заставляют сделать ряд выводов, уточняющих представление о характере этих структур. Эти факты позволяют предположить наличие антиклинальной структуры в досантонское время на месте более поздней оси мульды. Вследствие такого антиклинального поднятия альбские породы и были срезаны почти на пятьдесят метров и вертикальное расстояние между сантонской фосфоритной серией и алтом стало равным 15 м. В этот период ось мульды, по видимому, была восточнее.

В третичное время началась новая фаза прогибания мульды и при этом нижнемеловые и верхнемеловые породы участвовали уже в этом процессе как одно целое.

Кроме мульд в пределах рассматриваемой площади констатированы купола, образовавшиеся в результате внедрения в толщу мезозойских отложений соле-гипсовых пород. К ним относится Кок-Тюбинская брахиантиклиналь, находящаяся к востоку в 20 км от ст. Аккемир, в ядре которой выходят красные глины и галечники юры, а на крыльях — более молодые отложения, до кампана включительно. Здесь, по видимому, на сравнительно небольшой глубине можно предполагать присутствие химических осадков кунгура.

Также большой интерес представляет купол Джалан-санд, расположенный около ст. Изембет, в котором гипсовые породы, прорвав серию осадков мезокайнозой, выходят на дневную поверхность.

Здесь, благодаря прогибанию слоев в мульдах, создаются условия для образования огромных бассейнов подземных вод, что имеет большое

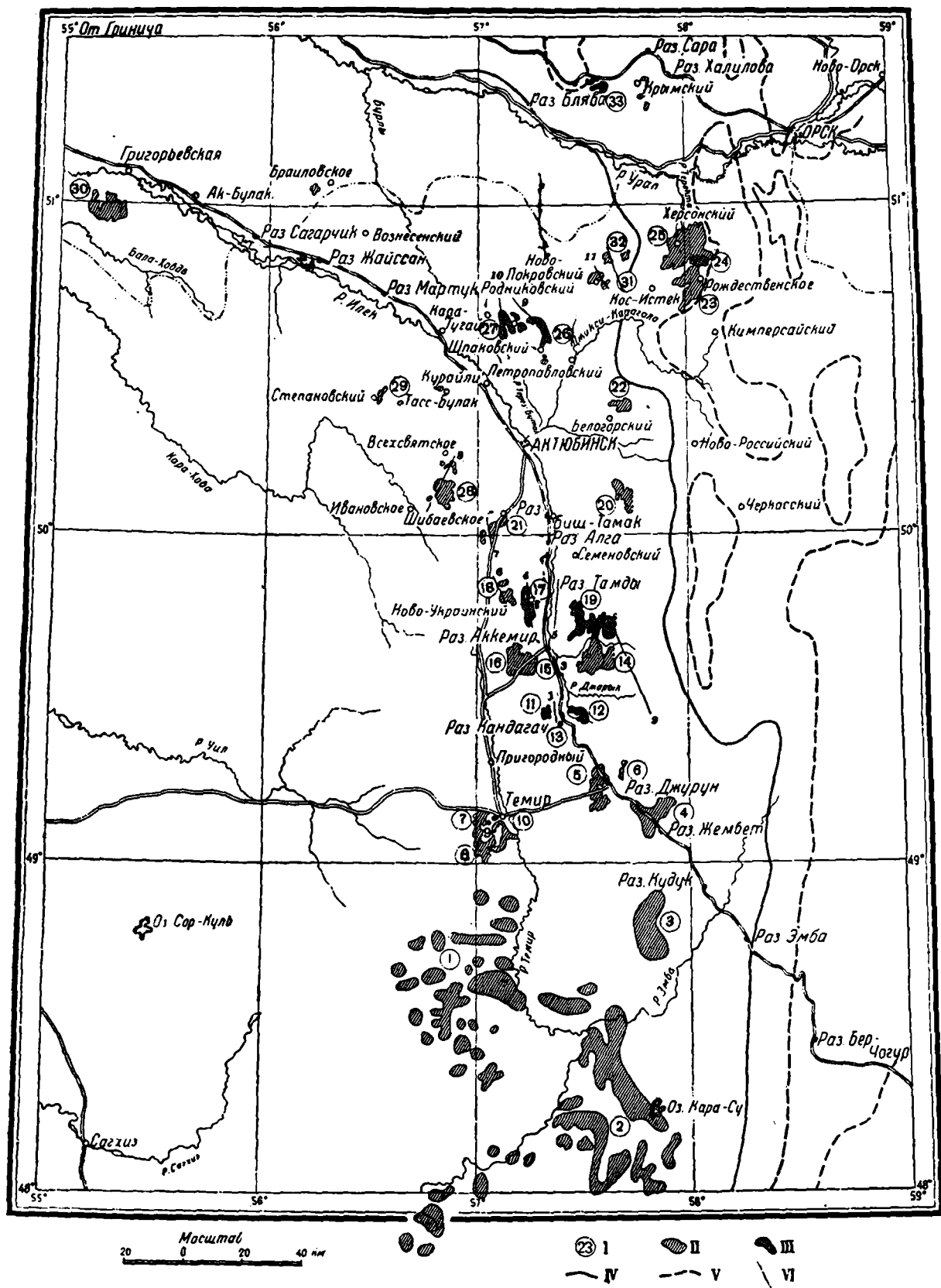


Рис. 3. Карта фосфоритных месторождений Актыбинской области.

I — номера участков; II — обследованные фосфоритонесущие площади; III — детально разведанные фосфоритные участки; IV — береговая линия Sst бассейна; V — береговая линия Mst бассейна; VI — ось мурды.

Участки: 1, 2, 3 — месторождения бассейна рек Темира и Эмбы; 4, 5, 6 — Джурунские; 7, 8, 9, 10 — Темирские; 11, 12, 13 — Кандагачские; 14, 15 — Богдановские; 16, 17 — Таласпайские; 18 — Новоукраинское; 19 — Терень-Сайское; 20 — Исетское; 21 — Шибасовское; 22 — Белогорское; 23 — Рождественское; 24 — Айтпайское; 25 — Хероосское; 26, 17 — Родниковское; 28 — Чегановское; 29 — Горалиновское; 30 — Хобдинское; 31 — Новопокровское; 32 — Шевчанковское; 33 — Блявинское.

Мульды: 1 — Кандагачская; 2 — Кок-Тюбинская; 3 — Золотоношская; 4 — Новоукраинская; 5 — Плещая; 6 — Терень-Сайская; 7 — Петровская; 8 — Чернободейская; 9 — Родниковская; 10 — Калининская; 11 — Новопокровская.

практическое значение для такой засушливой страны, как Актыбинская область.

В настоящее время выяснено, что Ново-Украинская мульда может обеспечить водой ряд промышленных предприятий, что заставляет провести изучение гидрогеологии и остальных мульд с целью использования подземных вод для удовлетворения нужд социалистического хозяйства области.

Главнейшие фосфоритные горизонты

В стратиграфическом очерке мы установили, что в Актыбинской области имеется ряд фосфоритных горизонтов: 1) Нижневолжский, 2) валанжинский, 3) нижнесантонский, 4) верхнесантонский — «глубокий», 5) маастрихтский и 6) палеогеновый.

1, 2, 4 и 6-й фосфоритные горизонты вследствие небольшой продуктивности и ограниченного распространения не имеют никакого практического значения. Промышленное значение имеют только остальные два горизонта, причем маастрихтский обладает хорошими показателями лишь по сравнительно небольшой площади в северо-восточной части района. Наибольший практический интерес имеет нижнесантонский фосфоритный слой, который пользуется довольно широким распространением в Актыбинской области.

Наиболее полный разрез сантонских отложений констатирован на Новоукраинском месторождении:

1. В основании залегает галечник, состоящий из отдельных темных окатанных фосфоритных галек, расположенных в кварцево-глауконитовом песке. Гальки представляют собой элемент подстилающих слоев, перемытых в период сантонской трансгрессии. Мощность до 0,35 м.

2. На фосфоритный галечник налегают фосфоритоносные отложения, начинающиеся глауконитово-глинистым леском с редкими желваками фосфоритов. Мощность от 0 до нескольких метров.

3. Фосфоритный слой, образуемый сгруженными фосфоритными желваками размером 2—5 см, залегающими в кварцево-глауконитовом песке. Мощность слоя до 0,3 м.

4. Выше желваков залегает крепкая, сцементированная в одно целое, фосфоритная плита (нижняя), имеющая очень неровную поверхность контакта с нижележащим слоем. Плита эта иногда сливная, крепкая, иногда же пористая, часто сильно ожелезненная. Мощность ее в среднем 0,2 м.

5. Фосфоритный слой, состоящий из желваков, сгруженных в кварцево-глауконитовом песке. Мощность 0,35 м.

6. Еще выше залегает самый верхний член — фосфоритная плита, по своему характеру и мощности приближающаяся к нижней плите.

7. Над верхней плитой почти повсюду присутствует кварцево-глауконитовый песок с редкими желваками фосфорита. Мощность до 1 м.

Таким образом, фосфоритный горизонт можно схематично разделить на две части: 1) нижнюю, состоящую из фосфоритного галечника (фосфориты древней генерации), и 2) верхнюю, состоящую из фосфоритных желваков и плит, время образования которых падает на нижний сантон, а, может быть, захватывает и верхний сантон.

Это обстоятельство накладывает отпечаток и на литрографический облик сантонского фосфорита. Хотя все горизонты его могут быть отнесены к песчанистому типу (в котором количество кластического материала весьма значительно по отношению к фосфатному цементу), тем не менее нижний галечниковый слой отличается от вышележащих горизонтов — фосфоритных желваков и плит. Это отличие заключается в основном в том, что фосфоритные галечки характеризуются значительной однородностью состава и весьма малым размером кластического

материала (0,07—0,05 мм, даже 0,01 мм). В желваках же и плитках, наоборот, кластический материал гораздо большего размера, 0,15—0,90 мм. Также в них чаще встречаются зерна глауконита и, кроме того, весьма часты две формы фосфата — аморфный и перекристаллизованный, радиально-лучистый [9].

Макроскопически эти слои тоже весьма сильно отличаются; нижний слой состоит из окатанных черных небольшого размера галек (10—15—20 мм), на расколе представляющих собою сплошную серую массу, верхние же слои состоят из довольно больших (40—50—75 мм) серых конкреций с неровной бугристой поверхностью, с явно различными песчинками довольно крупного размера.

Плита большей частью состоит из сцементированных желваков и по своему составу и характеру ничем от них не отличается. Таким образом, более резкие литологические отличия замечаются лишь между галечником и всеми остальными фосфоритными горизонтами.

В связи с этим возникает весьма интересный геологический вопрос о первоисточнике галечникового фосфорита. Нахождение среди этого слоя окатанной фауны сеномана и турона заставляет прежде всего предполагать, что фосфорит этих галек происходит за счет этих горизонтов. Однако, проведенные В. П. Матиновской (9) небольшие исследования над фосфоритами сеноманского и туронского возраста из соседних районов показали, что эти фосфориты отличаются по характеру и размеру кластического материала от сантонских фосфоритовых галек, таким образом, вопрос этот нельзя считать окончательно решенным. Самый минеральный состав вмещающих фосфорит пород, а также межфосфоритных слоев довольно одинаков и состоит в основном из обломочных минералов (кварц, полевой шпат и т. д.) и глауконита.

По мере приближения к берегу роль обломочных минералов в фосфоритах значительно увеличивается. Интересно отметить еще, что в верхней части фосфоритного горизонта в фосфоритных желваках и фосфоритной плите постоянно наблюдается включение мелких окатанных галечек фосфорита. Петрографические исследования показали, однако, что эти галечки не похожи на гальки основного нижнесантонского галечного слоя, вследствие чего приходится предположить, что они представляют собой окатанные желваки выпележащего фосфоритового слоя [9]. Повидимому, в процессе фосфоритообразования происходили местные колебания морского дна, приводившие к перемыванию недавно отложившихся осадков. Особенно убедительным подтверждением этого является факт наличия на отдельных участках Родниковского месторождения фосфоритного слоя, прикрытого коренными кампанскими глинами, но состоящего из одних почти фосфоритных, хорошо окатанных галек. Среди этого галечника находилась фауна верхнего сантона *Pteria tenuicostata* Roem. [6]. Приходится предположить здесь наличие перемыка нижнесантонских фосфоритов в верхнесантонское время, связанного с небольшими местными поднятиями.

Описанные стратиграфические взаимоотношения сантонской фосфоритной серии являются наиболее характерными для той полосы, на которой сосредоточены промышленные залежи фосфоритов. Однако, если двигаться от этой полосы в широтном направлении в обе стороны, то мы можем наблюдать резкие фацialsные изменения. Особенно серьезное изменение претерпевает фосфоритная серия по мере движения к востоку, с приближением к береговой линии. Береговая линия сантонского моря на востоке проходила значительно западнее последующих маастрихтской и палеоценовой трансгрессий. Берег сантонского моря проходил примерно по меридиану ст. Эмбы — на юге, в 45—50 км к востоку от г. Актюбинска — на севере района (береговые линии на прилагаемой к статье карте нанесены по данным П. Л. Безрукова, А. Г. Фокина и А. Л. Яншина).

Здесь происходит весьма постепенное, но неизменно увеличение мощности межфосфоритных пустых прослоев песка.

Прослой глауконитового песка, лежащий между талечником и желвачным слоем, совершенно выклинивающийся в ряде фосфоритных месторождений, уже в нескольких километрах восточнее доходит до 3 м и более. Прослой желваков, находящийся между двумя плитами, увеличивается в мощности по мере движения к востоку при одновременном уменьшении количества желваков фосфорита. Еще в нескольких километрах восточнее, в верховьях Джарыка, (так называется правый исток Илека) фосфоритный слой представлен мощной толщей кварцево-глауконитовых песков, среди которых проходит несколько горизонтов фосфоритных галек. Стало быть, здесь фосфоритная серия состоит почти исключительно из фосфоритов обломочного происхождения. Таким образом, ближайшая к берегу полоса сантонских отложений шириной в 10—15—20 км характеризуется большой мощностью пустых песчаных прослоев и незначительным первичным фосфоритообразованием, что приводит к снижению промышленного значения фосфоритных горизонтов.

К западу от этой полосы мощность пустых прослоев уменьшается, местами доходя до нуля, и усиливается процесс первичной седиментации фосфата. Примерная ширина этой второй наиболее благоприятной для фосфатонакопления полосы равна не менее 30—40 км.

В настоящее время довольно хорошо известна восточная граница этой «фосфоритной» полосы. Западная же ее граница и фациальное изменение фосфоритов к западу изучены значительно хуже. Существуют смутные указания об уменьшении мощности фосфоритных горизонтов к западу, но во всяком случае можно думать, что фация фосфоритных отложений распространяется не далее 100—150 км от береговой линии сантонского моря. Еще далее к западу эта фация сменяется глинисто-карбонатными отложениями.

В маастрихтское время море значительно трансгрессировало на восток и береговая линия его проходила поэтому от 15 до 100 км восточнее береговой линии сантонского моря. Однако, среди пространства, вновь залитого маастрихтским морем, осталось несколько крупных выступов суши, которые представляли собой острова.

Фосфориты, лежащие в основании маастрихтских отложений, занимают также весьма значительные площади. Однако, на большей части этой площади развит лишь ничтожный фосфоритный горизонт, состоящий из желваков фосфорита, вкрапленных в основание мергелистой толщи маастрихта.

Фосфоритный слой промышленной мощности и продуктивности появляется лишь значительно восточнее сантонской фосфоритной полосы (Блявинские и Айтпайские месторождения), что и соответствует продвижению к востоку береговой линии моря. Таким образом, и в маастрихтское время намечается полоса, находящаяся на определенном расстоянии от берега и отличающаяся благоприятными условиями для фосфатонакопления. Следует однако заметить, что в этом отношении исключение составляет Темирское месторождение, где сгруженный маастрихтский фосфоритный слой находится на значительном удалении от берега. Это месторождение из всех известных месторождений маастрихтского фосфорита пока единственное по своему отношению к береговой линии. Надо заметить, что маастрихтский фосфорит в этом смысле вообще гораздо менее изучен, чем фосфорит сантона.

Промышленная характеристика Актюбинских фосфоритов

Среди обширного фосфоритовосного поля Актюбинской области выявлено значительное количество крупных промышленных фосфоритных участков. Большинство их тяготеет к железной дороге Оренбург — Ташкент.

Поисковыми и разведочными работами было освещено много отдельных месторождений разного характера и значимости. Здесь нет возможности описать сколько-нибудь подробно все эти месторождения. Почти все они расположены близко от железной дороги, характеризуются фосфоритом, залегающим чрезвычайно близко от дневной поверхности, и имеют значительную продуктивность. Площади залежей представляют собою ровные степные открытые пространства. Вследствие всего этого на Актюбинских месторождениях можно быстро организовать крупные предприятия, причем фосфоритная продукция с этих месторождений будет одна из самых дешевых. К этому надо еще добавить, что разведанные участки представляют собою только часть огромной залежи, изученной лишь в поисковом разрезе. При необходимости можно разведанные запасы значительно увеличить, так как имеется еще очень много хороших площадей, которые пока еще не разведаны. Таким образом, в Актюбинской области сосредоточен один из лучших фосфоритоносных районов СССР, который может дать огромные цифры дешевой фосфоритной продукции.

Близ фосфоритных месторождений Актюбинской области, обнаружен еще ряд полезных ископаемых: мел, глины, пески, гипсы, признаки нефти, соль каменная и калийная и др. В течение самых последних лет в мутьлообразных молодых структурах обнаружены артезианские воды, имеющие очень большое значение для этого засушливого района. Все это вместе взятое дает возможность промышленного развития этой области, причем ведущим полезным ископаемым ее несомненно будет фосфорит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безруков П. Л., О геологическом строении степных пространств к юго-востоку от г. Уральска. Бюлл. Моск. О-ва исп. природы, т. XIV (2), 1936.
2. Винокуров А. Н., Геологическое исследование фосфоритовых залежей в северо-восточном углу Темирского уезда Уральской области в 1913 г. Фосфоритные руды СССР, т. III, Труды НИУ, вып. 72, 1930.
3. Геологическое строение Эмбенской области и ее нефтяные месторождения. Сборник под ред. И. М. Губкина и Е. В. Шумиллина, 1935.
4. Гиммельфарб Б. М., Разведка фосфоритов и мела в районе ст. Тамды. Агрономические руды СССР, т. I, ч. 2. Труды НИУ, вып. 100, 1932.
5. Гиммельфарб Б. М., Кандагачское фосфоритное месторождение. Фосфоритные руды СССР, т. VII. Труды НИУ, вып. 55, 1931.
6. Гиммельфарб Б. М., Дрожжев В. П., Лодяной Н. И., Смирнова В. Н., Геологоразведочные работы на фосфориты в Сев. зап. Казахстане в 1934 г. Агрономические руды СССР, т. IV. Труды НИУИФ, вып. 138, 1937.
7. Гиммельфарб Б. М., Фосфориты Сев. зап. Казахстана. Геология СССР, под ред. А. Д. Архангельского (печатается).
8. Климов П. И., Дизъюнктивные мутьды восточной части междуречья Урала и Илека. Бюлл. Моск. О-ва исп. природы, т. XIII (2), 1935.
9. Малиновская В. И. и Зелксон Б. М., Петрография сенонских фосфоритов сев. зап. части Каз. ССР. Фонд НИУИФ № 2057, 1934.
10. Пригоровский М. М., Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи. «Изв. Геол. Ком.», т. XXXIII, 1914.
11. Руженцев В. Е., Основы тектоники Урало-Эмбенского района. Бюллетень Моск. об-ва исп. природы, т. VIII (1—2), 1930.
12. Руженцев В. Е., Реконструировочное обследование фосфоритных залежей в Актюбинском районе Казахской АССР. Фосфоритные руды СССР, т. V. Труды НИУ, вып. 78, 1930.
13. Руженцев В. Е., Геологическое исследование фосфоритов в Темирском районе Казахской АССР. Фосфоритные руды СССР, т. V. Труды НИУ, вып. 78, 1930.
14. Тамман В. И. и Яншин А. Л., Геологопоисковые работы в Аккемирском районе Казахской АССР в 1929 г. Фосфоритные руды СССР, т. VII. Труды НИУ, вып. 85, 1931.
15. Флег М. П. и Тамман В. И., Геологопоисковые работы по фосфоритам в районе ст. Джурин (Актюбинского округа Казахской АССР) в 1928 г. Фосфоритные руды СССР, т. III, Труды НИУ, вып. 72, 1930.
16. Яншин А. Л., Мезозойские и третичные отложения Актюбинской области. Геология СССР, под ред. А. Д. Архангельского (печатается).

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДОЛИИ

Введение

Силурийские отложения Подолии выходят узкой полосой по долинам среднего течения Днестра и его левых притоков. Помимо чисто геологического интереса, отложения силура привлекли также внимание и с практической стороны, благодаря наличию в низах этой толщи фосфоритных конкреций.

По заданию Научного института по удобрениям и инсектофунгисидам (НИУИФ) было проведено изучение песчано-сланцевой толщи силура и главным образом фосфоритов этого района. Некоторые обобщенные результаты этих работ, представляющие, по нашему мнению, более широкий научный интерес, мы приводим в данной статье.

Систематическое геологическое изучение Подолии, как самостоятельной области, не велось до самого последнего времени; в середине XIX столетия дело ограничивалось лишь «геогностическими замечаниями», отчетами о поездках, экскурсиях и т. д. О фосфоритах Подолии, называя их «каменными шарами, состоящими из известняка», впервые упоминает Баумер (1842), затем Рааумовский (1849 г.). Состав этих «шаров» из фосфорнокислой и углекислой извести привел в своей работе Эйхвальд (1846 г.). Первая работа, специально посвященная первичным фосфоритам Подолии и их происхождению, принадлежит Ф. Швактереру (1872), который полагал, что стяжения фосфоритов образовались путем замещения за счет воздействия растворов, содержавших фосфорную кислоту на уже имевшиеся в породе шарообразные известковые стяжения. Прендель (1877) высказал мысль, что первичные стяжения фосфоритов связаны в своем происхождении с фосфором апатита, входящего в состав гранитов Азовско-Подольского кристаллического массива.

Разрабатывавшиеся с 1870 г. подольские фосфориты подробно описаны М. Мельниковым (1884); им дано подробное описание залежей фосфоритов вторичного происхождения и установлена зависимость между этими залежками, располагающимися в основании меловых отложений и конкрециями фосфорита, находящимися в глинистых сланцах силура. В последних он выделил продуктивный пояс в 3—5 м мощности. Геологические и разведочные работы последующих лет нового к нашим знаниям по фосфоритам Подолии и их происхождению не прибавили.

За время с 1928 по 1931 г. НИУИФ (Н. Т. Зонов, И. М. Курман, Н. И. Ларин) с целью поисков новых залежей фосфоритов провел геологические и разведочные работы, которые охватили весь комплекс во-

просов, связанных с фосфоритами. Эти работы позволили детально расшифровать стратиграфическую колонку песчано-сланцевого комплекса силурийских отложений, выяснить условия залегания последних, основной характер абразивной деятельности сеноманского моря и роль последнего в аккумуляции фосфоритного материала вторичных фосфоритных месторождений.

Краткий геологический очерк

В геологическом строении Подольского района принимают участие кристаллические породы докембрия и отложения силура, сеномана, палеогена и неогена.

В настоящей работе мы останавливаемся на подробной характеристике только песчано-сланцевой толщи силура, так как с последней связан вопрос о фосфоритности этого района.

Силурийские отложения восточной части Подолы представлены в нижней части песчано-сланцевой толщей, начинающейся грубозернистыми аркозовыми песчаниками, лежащими непосредственно на неровной поверхности кристаллического массива. Песчано-сланцевая толща покрывается известняком верхнеуинлоцкого и ландоверского ярусов силура.

Общая мощность надпродуктивной свиты 120—135 м. Общая мощность всей песчано-сланцевой толщи около 270 м. Этой песчано-сланцевой толще, на основе стратиграфических соотношений, можно приписать нижнесилурийский возраст.

Песчано-сланцевая свита пород покрывается известняковой толщей верхнеуинлоцкого возраста, в нижней части которой наблюдается переслаивание известняков со сланцами. Продуктивные сланцы (как впрочем и остальные горизонты песчано-сланцевой толщи силура) уменьшаются в мощности по направлению с юга на север (от 25 м в Приднестровьи до 14—16 м — в Североушницком районе). Весьма характерны в них (Приднестровье) линзовидные включения *con in con.*

Об условиях залегания силурийских отложений до 1929 г. определенной точки зрения не существовало. В литературе были противоречивые указания о направлении падения палеозойских слоев.

Отсутствие единой точки зрения объяснялось главным образом неясностью стратиграфии древней осадочной толщи. Было лишь известно, что в восточных частях Подолы палеозой представлен песчаниками и сланцами, а в западных — верхнеуинлоцкими и лудловскими известняками.

Первая попытка картирования палеозойских отложений Галиции и Подолы относится еще к 90-м годам прошлого столетия. Галицийский геолог W. Szajnocha в 1889 г. главным образом на основе работ A. v. Alth подразделил палеозойские отложения Галиции и Подолы на четыре горизонта. Допуская слабое падение слоев на ЮЮЗ, W. Szajnocha подразделяет палеозойское плато на ряд полос с северо-западным простиранием.

Большинство исследователей считало, что песчаники и сланцы Подолы одновременны по возрасту известняковой толще и представляют собою фации одного бассейна.

Сланцы, содержащие включения первичных фосфоритов, П. Н. Венюков относит к основанию уинлоцкого яруса. По мнению В. Д. Ласкарева «наиболее соответствует действительности одновременность песчано-сланцевых пород и известняков».

Th. Văscăntanu и M. Savul подтверждают силурийский возраст сланцевой толщи, отрицая возможность отнесения их к кембрийскому возрасту, сланцы же с фосфоритами они считают одновременными известняково-мергелистым слоям.

Выяснить условия залегания песчано-сланцевых силурийских отложений удалось лишь путем детального их картирования. Они выходят на поверхность лишь в склонах глубоких долин левых притоков р. Днестра и по берегу последнего, в водораздельных же частях плато они скрыты под мощной толщей меловых и третичных отложений. Детальное картирование позволило установить условия залегания силурийских отложений и разрешить тем самым истинную причину несогласованности мнений о направлении падения их, существовавшую до сих пор.

Силурийские отложения имеют направление падения ЗЮЗ в пределах северо-западной части изученной площади, изменяя его на ЮЮЗ в юго-восточной части. Угол падения крайне незначителен: от $0^{\circ}25'$ до $0^{\circ}45'$ (мелкая складчатость не принята во внимание). Наряду с образованием мелких форм складчатости силурийские отложения заложено до наступления сеноманского моря были флексурообразно изогнуты в широтном направлении (возможно разорванная флексура) и разорваны в направлении СЗ—ЮВ с крайне незначительным вертикальным смещением. Результатом этих дислокаций мы имеем образование трех структурных элементов, отражающих тектонику древнего массива. Эти структурные элементы: 1) североушицкий (северный), 2) приднестровский (западный) и 3) михалпольско-куриловецкий (восточный). Размеры их точно не установлены. Надо полагать, что это разделение силурийского массива изученной нами области объясняется незначительными вертикальными перемещениями участков фундамента, покрытого песчано-сланцевой толщей. Это разделение произошло в досеноманское время, так как вышележащая толща сеномана в этих дислокациях не участвует.

Обособление североушицкого структурного элемента силурийского массива мы объясняем вертикальным смещением уже слабо дислоцированных, лежащих со слабым уклоном на юго-запад силурийских отложений; дислокация эта представлена флексурой, местами возможно разорванной, причем вертикальная высота этого смещения для изученной части площади колеблется в пределах 10—15 м.

Разделение западного и восточного структурных элементов обусловлено разломом по линии СЗ—ЮЗ участка кристаллического массива, покрытого силурийскими песчаниками и сланцами, причем перемещенные весьма незначительно друг относительно друга эти участки массива были затем вновь приведены почти в исходное положение. Эти движения подтверждаются наличием мелкой складчатости вдоль линии разлома. В пределах восточного структурного элемента в течение континентального времени выработана, как основная форма рельефа его с простиранием и падением тальвега на ЮЗ. Долина эта имеет асимметричный профиль и прослеживается на расстояние до 100 км.

Долина эта имеет асимметричный профиль и прослеживается на расстояние до 100 км.

Характерной формой рельефа приднестровского элемента является пологая ложбина с пологими распылчатыми склонами, вытянутая в направлении стратиграфических зон силура с СЗ на ЮВ.

Весьма интересным фактом является обнаружение в пределах древней долины (восточный структурный элемент) близ г. Новая Ушица сохранившегося от размыва сеноманским морем силурийского острова—останца, погребенного под сеноманскими осадками.

Касаясь вопроса о продолжении силурийского массива далее за пределы изученной нами области, следует указать, что граница распространения силурийского моря, отлагавшего песчаники и сланцы, вряд ли располагалась далеко на восток от видимой линии выходов кристаллических пород; на юг силурийские отложения безусловно распространялись (во всяком случае много южнее р. Днестра), но после обра-

зования Предкарпатской впадины силурийские отложения опустились весьма глубоко.

На запад силурийские отложения песчано-сланцевого комплекса уходят под известняки верхнего силура за пределы территории СССР, и безусловно продолжаются и далее на север от изученной нами площади.

Сеноманские отложения Подолья представлены в северной части изученной площади глауконитовыми песками, а на юге глауконитовыми мергелями с постепенным переходом между собой. В основании они содержат фосфоритный галечник, который подробно описан ниже.

Мощность сеноманских отложений изменяется от 6—8 м (Зиньков), 46 м (Джуржевка), до 55 м (Приднестровье); она зависит главным образом от рельефа силурийского массива: положительные формы последнего сопровождаются уменьшением мощности, и наоборот. На прослое кремней, венчающем сеноманскую толщу мощностью 6—10 м, залегает небольшой слой желтоватого песка с прослоем глин, относимый к Подольскому ярусу (выделен Р. Р. Выржиковским и отнесен им к палеогену). Выше располагаются известняки и глинисто-мергельная толща нижнего сармата, покрываемая песчано-глинистыми породами среднего сармата.

Послесеноманская тектоника представлена небольшим сбросом, нарушившим как силурийские, так и сеноманские отложения у Черкасовки. Это нарушение обнаружено впервые Р. Р. Выржиковским в забойных частях старого фосфоритного Черкасовского рудника (с. Черкасовка). Дислокация эта, очевидно, является отголоском крупных нарушений по западным и южным окраинам кристаллического массива (образование Молдавской, Восточно-Галицийско-Волынской и Ровенской впадин). На наличие более поздних посленеогеновых дислокаций указывает антиклинальное поднятие (в районе с. Соколовка), в котором участвуют породы сеномана и неогена (Пухтинский). О дислокациях третичного и послетретичного времени, особенно резко сказавшихся в области к юго-востоку от изученной нами площади, говорят А. К. Алексеев, В. Д. Ласкарев, Р. Р. Выржиковский.

Условия образования подольских месторождений фосфоритов

Работами НИУИФ было: 1) твердо доказано, что песчано-сланцевая толща силура является самостоятельным стратиграфическим комплексом, который кроется известняковыми отложениями верхнего силура; 2) установлено, что песчано-сланцевая толща поддается расчленению на ряд свит и горизонтов; 3) точно выявлено положение продуктивной толщи, содержащей первичные фосфориты; 4) выявлено истинное направление падения слоев этого комплекса; 5) доказано залегание сеноманских пород с фосфоритным галечником (вторичные залежи фосфоритов) в основании на различных горизонтах песчано-сланцевой силурийской толщи.

После этих предварительных замечаний мы можем перейти к рассмотрению вопроса об условиях образования фосфоритных залежей района. Необходимо оговориться, что в дальнейшем речь будет только о так называемых вторичных месторождениях. Генезиса первичных фосфоритовых желваков, рассеянных неравномерно в продуктивной толще сланцев, мы здесь не рассматриваем. Не касаемся мы здесь также характеристики мелких фосфоритных желвачков, рассеянных в основании сеноманских отложений и содержащих до 10% P_2O_5 .

До работ НИУИФ по вопросу об условиях образования вторичных залежей фосфоритов имелись схематические указания, сводящиеся к тому, что находящиеся во вторичном залегании фосфоритные галыки образуют скопления колеблющейся мощности от 0 до 1 м и залегают

под роговиками сеномана, подстилаясь сланцами силура. Образованы эти вторичные месторождения фосфоритов за счет размыва содержащих первичные фосфориты силурийских сланцев трансгрессировавшим сеноманским морем. Наконец, было известно, что месторождения приурочены к довольно узкой прерывистой полосе, вытянутой с СЗ на ЮВ.

В пределах этой полосы встречаются так называемые месторождения вторичных фосфоритов, часто разделенные большими промежутками.

Само собой разумеется, должен был возникнуть вопрос, какие факторы влияли на образование этих вторичных месторождений, подчинены ли они каким-либо закономерностям, в чем они заключаются и, наконец, какова их связь с геологической историей Подольского района?

Вполне естественно было предположить, что, несмотря на все разнообразие условий залегания месторождений вторичных фосфоритов, все-таки должны существовать определенные закономерности, обусловленные всем комплексом геологических факторов, действовавших в интервале времени между силуром и сеноманом. Ход событий мы представляем себе по следующей схеме.¹

К началу длительного континентального периода (от девона до сеномана), наступившего после ухода из нашей области верхнесилурийского моря, имели место тектонические подвижки, осложненные небольшими сбросовыми явлениями. В результате этого восточная часть области оказалась несколько более приподнятой и, естественно, в большей степени подверглась денудации. В связи с общим наклоном силурийских слоев на юго-запад и несколько более высоким (в то время) положением восточной части области различные горизонты песчано-глинистой толщи силура были денудированы для западной и восточной частей неравномерно. В последней уже за время континентального периода были уничтожены все верхние горизонты этой толщи, включая и свиту продуктивных сланцев. Неравномерность денудационных процессов в известной мере еще усугублялась различным петрографическим характером отдельных горизонтов песчано-сланцевой толщи силура.

Таким образом, к моменту начала сеноманской трансгрессии поверхность силурийских пород имела весьма сложный рельеф, обусловленный комплексом причин тектонического и денудационного порядков. Деятельность трансгрессировавшего сеноманского моря, следовательно, выражалась в дальнейшем разрушении силурийских пород, переносе, собирании и отложении обломочного материала и фосфоритных конкреций. Береговая линия была опоясана этим галечным материалом, который распределялся неравномерно. Он сносился в больших количествах в те участки береговой линии, которые вдавались в материк.

Естественно, что при ограниченном количестве галечного фосфоритного материала наиболее богатые месторождения фосфорита могли образоваться в зоне максимального размыва продуктивных сланцев, но в непосредственной близости от контакта этих сланцев и пород, их подстилающих. Это хорошо видно в Джуржевском районе. Там где с сеноманом контактируют аркозовые песчаники, залегающие значительно ниже продуктивных сланцев или где на контакте располагаются еще более низкие горизонты песчано-сланцевой толщи, промышленные скопления фосфоритов отсутствуют. Наоборот, в тех пунктах того же района (правобережье Морозовской балки), где на контакте с сеноманом выходят слои, непосредственно подстилающие продуктивные сланцы, и частью последние, мы встречаем значительные скопления вторичных фосфоритов (Дубки, Морозовка и т. д.). Такие же соотношения мы имеем

¹ Общие черты этой схемы были впервые установлены для Джуржевского района Н. Зоновым. Впоследствии она была разработана и дополнена авторами настоящей статьи, применительно ко всей Подольской фосфоритоносной области.

и в северном районе: на безнадежных в промышленном отношении участках мы наблюдаем на контакте с сеноманом песчаники подпродуктивной свиты (III), между тем как в близко расположенном богатом месторождении (Вербецкое) контакт сеномана переходит на более высокие слои (свита IV, горизонт 10) силура. На примере североушицкой группы месторождений, где последние размещены в значительном количестве на небольшой площади и где для некоторых из них (Вербецкая залежь) запасы фосфоритов были весьма значительны, особенно рельефна связь их накопления с структурными особенностями силурийского массива.

Таким образом, одной из очень важных закономерностей является приуроченность наиболее богатых вторичных месторождений фосфоритов к участкам перехода контакта сеномана с силуром с продуктивных сланцев на нижележащие непосредственно их подстилающие слои.

Что же делается в направлении, где контакт все дальше переходит на более высокие горизонты продуктивных сланцев, и наконец, на вышележащие слои? Очевидно, что в этом направлении размыва все меньшая и меньшая толща продуктивных сланцев и, наконец, продуктивные сланцы уже вовсе не размывы, вследствие чего количество вторичных фосфоритов должно постепенно уменьшаться. Это, по нашей терминологии, — так называемая зона «недоразмыва».

Прекрасной иллюстрацией этому служит обнажение около села Великая Кужелева, где сеноман залегает на надпродуктивных сланцах: продуктивные сланцы здесь размывом не затронуты, и вторичных месторождений фосфоритов здесь нет.

Другой пример не столь рельефный — Боднаровская балка. Там тоже нет сколько-нибудь крупных скоплений, так как сохранилась от размыва довольно значительная толща продуктивных сланцев, и сеноман залегает на средней части продуктивной толщи.

Теперь посмотрим, что получается в пунктах, где контакт приурочен к аркозовым песчаникам и постепенно переходит на более древние силурийские отложения.

Здесь мы большей частью видим только одиночные тальки фосфорита, постепенно все уменьшающиеся в размерах и дальше представляющие только обломками и, наконец, совсем исчезающие из контакта. Эту часть мы будем называть зоной «рассеяния».

Между зонами «рассеяния» и «недоразмыва» обычно располагается зона «накопления», которая и представляет собой в большинстве случаев зону промышленных скоплений фосфоритов. Понятно, что практически резкие границы между этими зонами провести крайне трудно и только экономические факторы обычно определяют границу между зонами. Кроме того, благодаря целому ряду геологических причин (соответствующий наклон силурийских пород, особенности береговой линии, направление береговых течений и т. д.), могут быть смазаны границы между зонами в пределах некоторых участков. Зона «рассеяния», например, может сильно увеличиться за счет зоны «накопления»; зона «недоразмыва» может быть более широкой и более ярко выраженной, зоны «накопления» мы вообще не получим, — тогда мы будем иметь дело с маломощными месторождениями, которые на Подолпи имеются в значительном количестве (Завваница, Глубочек и др.).

Из вышесказанного вытекает, что фосфориты вторичных месторождений далеко не переносились; залежи их образовались за счет размыва продуктивных сланцев, на которых и близ которых они и залегают.

Вот в общих чертах генетическая схема образования вторичных месторождений подольских фосфоритов, полученная на основе изучения и анализа большого фактического материала по геологическому строению района. Руководствуясь ею, нам удалось в ряде случаев найти новые месторождения (Гайдамакское, Майданское), расположенные уже

на водораздельных пространствах вдали от существующей гидрографической сети. Такого типа месторождения были недостижимы для основного вида разведочных выработок-штолен, долгие годы применявшихся в Подолии для поисков новых месторождений фосфоритов. Поиски на водораздельных пространствах могли проводиться только путем применения буровых работ, а рациональное размещение скважин было невозможно пока не выявились те закономерности, которые играли основную роль в образовании вторичных месторождений. Вот почему изложенная выше схема дала возможность не только объяснить специфические условия залегания фосфоритов и выявить законы образования этих месторождений, но и наиболее рационально направить поисковые работы и, наконец, правильно оценить потенциальные возможности этого фосфоритоносного района.

Краткая характеристика подольских фосфоритных залежей

Все Подольские фосфоритные месторождения в зависимости от положения их по отношению к зоне продуктивных сланцев характеризуются определенными особенностями строения фосфоритного галечника. Он состоит из округлых разных размеров фосфоритных галек (размер от долей сантиметра до 25 см) и галек других пород с примесью



Рис. 1. Шарообразные фосфоритные конкреции (окатанные).



Рис. 2. Сложная фосфоритная конкреция.

глауконитового песка, иногда сцементированного кремневым цементом. Состав галечного слоя зависит от петрографических особенностей подстилающих залежь силурийских пород. Так, если фосфоритные гальки аккумуляровались в зоне развития продуктивных сланцев, т. е. пород относительно мягких, их форма обычно шарообразна, а в состав фосфоритного слоя почти не входит кроме фосфоритных галек и окатанных обломков других пород; это — вербецко-джуржевский тип залежей, характеризующий зону «накопления».

Если залежи располагаются на продуктивных песчанистых сланцах, в состав их галечного слоя входит значительное количество галек песчаника, фосфоритные же гальки несколько сплюснены за счет истирания. Это — григоровский тип залежей, располагающихся на границе зоны «накопления» и «рассеяния». Наконец, если залежи располагаются в пределах развития аркозовых песчаников (свита III) на значительном расстоянии от полосы продуктивных сланцев, т. е. уже в зоне «рассеяния», в составе галечника преобладает грубообломочный материал подстилающих залежь пород (галька и глыбы песчаников), среди которого располагаются в сравнительно небольшом количестве плоские фосфоритные гальки и их обтертые обломки. Это — кучско-бернашевский тип залежей. Резких границ между этими типами залежей, естественно, провести нельзя.

В североушинской группе фосфоритных месторождений можно выделить четвертый — шаровский тип; залежи этого типа характеризуются редким расположением фосфоритных галек на поверхности слабо размытых продуктивных сланцев.

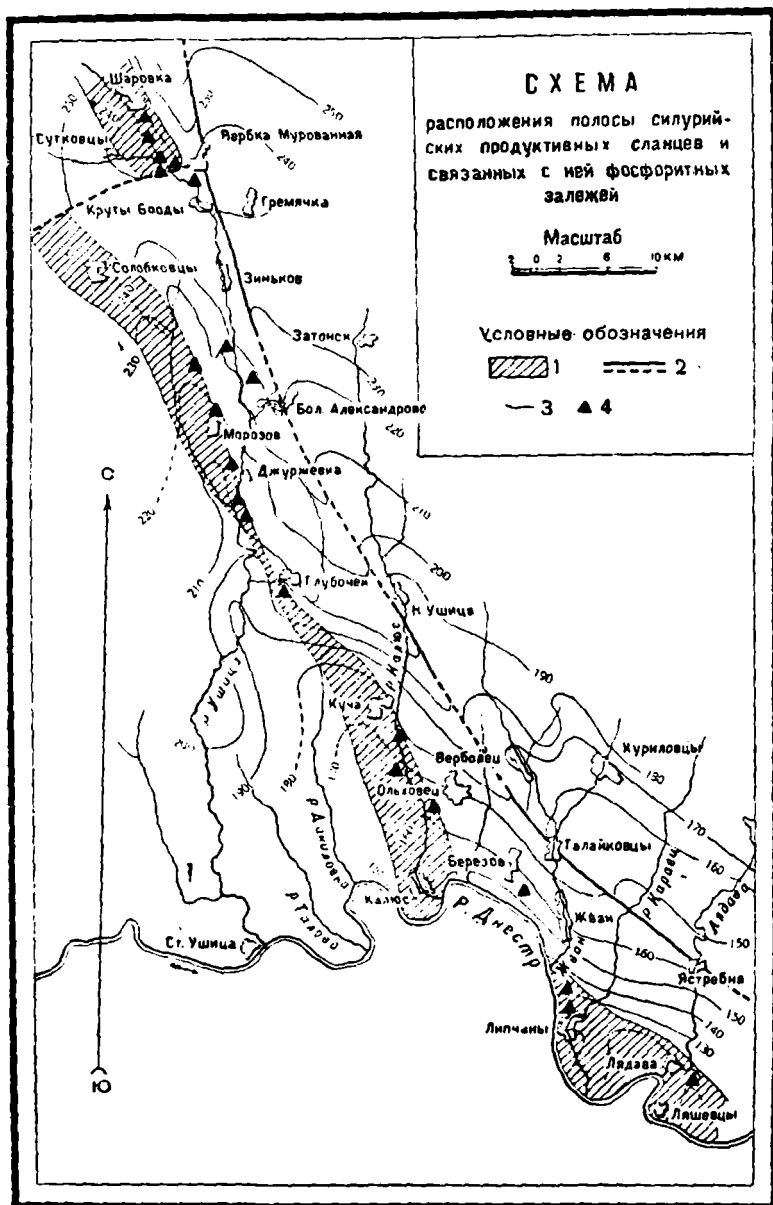


Рис. 3.

1 — продуктивные сланцы; 2 — тектонические линии (разломы); 3 — горизонталь поверхности силурийского массива; 4 — фосфоритные залежи, лежащие в основании «сеномана».

На приводимой карте нанесены наиболее крупные фосфоритные месторождения. Наибольшее практическое значение имели залежи Вербейко-Джуржевского типа, располагающиеся в пределах зоны «накопления», наименьшее практическое значение имели залежи Кучско-Бер-

нашевского типа, относящиеся к зоне «рассеяния». В зоне «недоразмыва» скопления фосфоритов не наблюдались.

Открытие в последнее время в СССР столь мощной и высококачественной фосфатной базы, как Хибин, и систематическое освоение целого ряда других месторождений фосфоритов (Казахстанского, Вятского, Егорьевского и т. д.) в сильной степени увеличили ресурсы фосфатного сырья Союза. В связи с этим подольские фосфориты, несмотря на их прекрасный состав (35—36% P_2O_5), в настоящее время являются относительно мало рентабельными.

ЛИТЕРАТУРА

1. Выржиковский Р. Р., Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья. Вісн. Укр. район. Геол.-разв. управл., вып. 14, 1929.
2. Выржиківський Р. Р., Звіт про детальне геологічне адіямання (Подільського фосфоритового району 1928 року). Укр. район. геол.-разв. упр., вып. VII, 1931.
3. Зонов Н. Т., Курман И. М. и Ларин Н. И., К вопросу об образовании Подольских месторождений фосфоритов. «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2, Труды НИУ, вып. 100, 1932 (Ежегодник за 1930 г.).
4. Красівський О. В., Короткий попередній звіт про геологічну частину работ 1-й Проскурівської фосфоритової партії 1929 г. Бюллетень Укр. район. геол.-разв. управл., 1930.
5. Ласкарев В. Д., Геологические исследования в Юго-западной России, 17-й лист общей геологической карты Европейской России. Петроград, 1914.
6. Ларин Н. И. и Светозарова Т. А., Стратиграфия песчано-сланцевой толщи силура Подолии. «Агрономические руды СССР», т. I, ч. 2, Труды НИУ, вып. 100, 1932 (Ежегодник за 1930 г.).
7. Ларин Н. И., О силурийском массиве Подолии. «Проблемы советской геологии» № 7, 1936.
8. Пухтинский М. Н., Деякі дані про будову и тектоніку силурської товщі Наддністрянщини. Вісн. Гірн. геол. відд. Укр. філ. НИУ, 1932.
9. Alois v. Alth. Ueber die Palaeozoischen Gebilde Podoliens und deren Versteinerungen, Abhandl. d. Geolog. Reichs-Anstalt, 1874. Bd. VII, H. I, Refер. „Горн. журн.“ 1, 1876.
10. Bloede G. V., Bemerkungen zur geognostischen Karte von Podolien und Bessarabien. Bull. Soc. Nat. de Moscou, XV, 1842.
11. Hommaire X. de Hell., Les Steppes de la mer Caspienne, le Caucase, la Crimée et la Russie Méridionale. Paris, 1844. T. III (Partie Scientifique), Atlas, 1845.
12. Siemiradzki L. Die paleozoischen Gebilde Podoliens. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oest.-Ung. Bd. XIX, 1906.
13. Szajonocha W., O Stratygrafii pokladow sylurskich galicyjskiego Podola. Sprawosd. Komis. fizyogr. Akad. Um. w. Krakowie, t. XXIII, 1889.
14. Teisseyre W., Der palaeozoische Horst von Podolien und die ihn umgebenden Senkungsfelder. Beitr. z. Pal. u. Geol. Oest.-Ung. Bd. XV, H. IV, 1903.
15. Văscăutanu Th. et Savul M., Sur les phosphorites paléozoiques du Nord de la Bessarabie. Annales des Mines de Roumanie, № 1, 1927.

АРТИНСКИЕ ПЛАСТОВЫЕ ФОСФОРИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Введение

Весной 1936 г. в печати появилось сообщение А. А. Варова об открытии на западном склоне Урала среди верхнеартинских отложений высокопроцентных нежелваковых фосфоритов. Открытие это было сделано при камеральной обработке материала, собранного партией Востоко-нефти на известных Стерлитамакских горах-одиночках. Учитывая, что до сих пор на территории СССР не были известны не только пермские фосфориты, но и вообще нежелваковые фосфориты, приуроченные к геосинклиналям, между тем как крупнейшие фосфоритовые месторождения мира принадлежат именно к подобному типу, НИУИФ послал летом 1936 г. на западный склон Урала для изучения фосфоритоносности артинских отложений две геологические партии.

Первая партия (П. Л. Безрукова), ознакомившись со Стерлитамакскими месторождениями, занялась поисками фосфоритов в артинских осадках к северу от Стерлитамака, сначала в бассейне рр. Усолки и Сима и далее в различных районах Уфимского плато. После окончания полевых работ были просмотрены керны некоторых глубоких скважин, вскрывших артинские породы в Верхнечусовских Городках. Вторая партия (Е. М. Ворожевой) имела задачей детальное изучение с опробованием фосфоритов стерлитамакских пиханов. Кроме того, партия совершила маршруты через полосу артинских отложений к югу от Стерлитамака по рр. Селеуку и Белой и ознакомилась с кернами глубоких скважин в Ишимбаеве.

В настоящей статье кратко излагаются основные результаты работ по изучению фосфоритоносности артинских отложений.

Стратиграфия

Артинские осадки на значительном протяжении Приуралья имеют две зоны распространения. С одной стороны, они составляют часть собственно предгорий Урала, будучи на востоке ограничены полосой каменноугольных, а на западе кунгурских и верхнепермских пород; с другой стороны — они выходят в отдельных антиклинальных складках уже несколько в стороне от хребта. Промежуточными складками обе полосы артинских отложений местами между собой соединяются. При переходе от восточной зоны к западной, т. е. с удалением от Урала, литологический состав артинских отложений резко меняется. В первой области мы имеем преимущественно мощные терригенные образования, во второй преобладают карбонатные осадки гораздо меньшей мощно-

сти. Мы сосредоточим внимание главным образом на западной зоне, с которой оказались связанными месторождения фосфоритов.

В южной части Приуралья в Стерлитамакском районе с западным типом артинских отложений лучше всего знакомят разрезы двух антиклинальных складок, к первой из которых приурочена меридиональная цепь стерлитамакских шиханов (Тра-тау с Шиханчиком, Новый Шихан. Шак-тау, Куш-тау и Юрак-тау), ко второй — близкая к ним по своему строению г. Воскресенка. Все эти горы представляют изолированные известняковые массивы с относительной высотой от нескольких десятков до 250 м, окруженные рыхлыми осадками кунгура.

Общий схематический разрез гор-одиночек следующий (снизу).

Подшвагерпиновый горизонт (C_3) — известняки водорослевые и брахиоподово-криноидные. Мощность	до 32 м
Швагерпиновый горизонт (P_1^6) (сакмарский ярус нижней перми) — известняки мшанково-фузулиновые. Мощность	до 10 м
Нижнеартинские слои (P_1^{A1}) — известняки брахиоподово-мшанковые и криноидно-фузулиновые; местами подразделяются на два горизонта: а) горизонт с <i>Pseudofusulina mölleri</i> , б) горизонт с <i>Pseudofusulina ex gr. anderssonii</i> . Общая мощность	до 35 м
Кладохонусовый горизонт (P_1^{A1-A2}) — темносерый или зеленоватый известняк с одиночными кораллами типа <i>Cladochonus</i> , криноидами и другой немногочисленной фауной. Залегает на подстилающих известняках со следами перерыва, что заставляет нас пока условно обозначать этот горизонт индексом P_1^{A1-A2} . Мощность	до 2 м
Верхнеартинские слои (P_1^{A2}) — располагаются на более древних породах с резко выраженными следами перерыва и переходят с кладохонусового известняка на нижнеартинские и местами, повидимому, на швагерпиновые слои; имеют следующее строение:	
а) Фосфоритовый горизонт, представленный пластовыми фосфоритами и слабо фосфатизированными, а иногда и доломитизированными известняками. Содержит гониатиты <i>Pronorites</i> (?) aff. <i>praepermicus</i> Tschern., <i>Parapronorites uralensis</i> Tschernow, <i>Parapr. skworzovi</i> Tschernow, <i>Popanoceras cf. krasnopolskyi</i> Karp., <i>Medlicottia d'orbignyi</i> Vern., <i>M. ex gr. artiensis</i> Gruenw., <i>Paragastrioceras jossae</i> Vern., <i>Parag. seussi</i> Karp., <i>Thalassoceras gemmellaroi</i> Karp. Мощность	0—3 м
б) Известняки доломитизированные, с редкими гониатитами, присутствуют только на холме Шиханчик (мощность 6—7 м) и на горе Воскресенка. Мощность	% = % 20 м
в) Глинистые сланцы с прослоями песчаников, развиты только на горе Воскресенка. Мощность	до 100 м
Кунгурский ярус (P_1^K) — доломитизированные известняки и доломиты, сверху сменяющиеся гипсами. За исключением горы Воскресенки везде залегают на подстилающих породах с разрывом, переходя с верхнеартинских известняков на нижнеартинские. В основании кунгура на Шиханчике П. Л. Безруковым встречена тонкая прослойка фосфорита пластового типа, на других шиханах она отсутствует. Мощность	0,01—0,03 м

Близкий состав артинские отложения имеют по данным глубоких скважин в пределах известняковых массивов Ишимбаева, расположенных в глубокой синклинали, проходящей к западу от антиклинали шиханов. Среди нижнеартинских известняков здесь над горизонтом с *Pseudofusulina ex gr. anderssonii* выделяют горизонт с *Ps. lutugini*. Верхнеартинские отложения в Ишимбаеве представлены известняково-мергельной толщей. В скважине № 722 (222) на глубине 995—1000 м в ней обнаружена повышенная фосфатизация известняков в пределах до $2,5\% P_2O_5$.

К востоку от антиклинали г. Воскресенки артинские отложения выходят в Усольской складке. Нижнеартинские слои здесь сложены плитчатыми известняками с брахиоподами; верхнеартинские — внизу чередованием глин, мергелей и известняков, иногда слабо фосфатизированных (до $6,6\% P_2O_5$), с гониатитами, выше — мощной (до 250 м) толщей песчаников и глин с редкими прослоями мергелей. Продолжением Усольской складки к югу служит антиклиналь, пересекающая рр. Селеуку и Нутуш. На Селеуке в ядре ее выходят темные известняки,

обычно относимые к карбону (вверху они по всей вероятности могут соответствовать нижнеартинским слоям). В западном крыле складки у д. Уразбаевой над ними лежат доломитизированные известняки, внизу с прослоями пластовых фосфоритов, а выше мощная серия глин, песчаников и мергелей. Эти отложения, повидимому, относятся к верхнеартинским слоям.

Еще восточнее артинские отложения представлены почти исключительно одними терригенными образованиями, изученными нами по рр. Белой, Зигану и Усолке; фосфатизированные породы среди них не встречены.

К северу от Стерлитамакского района западный тип артинского яруса наблюдается в окрестностях ст. Вавилово — на известных горах Змеиных и Липовой. К сожалению, контакт нижнеартинских и верхнеартинских известняков здесь не обнаружен, что не позволило выяснить его фосфоритоносность.

Севернее артинские отложения в карбонатных фациях развиты в области огромной антиклинали Уфимского плато, где они нами изучались по р. Юрезани, по восточной окраине плато между Юрезанью и Красноуфимском и в бассейне р. Шуртана. Сводный схематический разрез артинских отложений Уфимского плато следующий:

Швагериновый горизонт (P_1^S) — коралловые известняки (нижние рифы).

Нижнеартинские слои (P_1^{A1}): а) богатые фауной плитчатые известняки и мергеля с *Ps. lutugini*; б) брахиоподово-мшанковые известняки (верхние рифы), переходящие по простиранию в мергельно-глинистые отложения.

Верхнеартинские слои (P_1^{A2}) — известняки, доломиты, мергеля, аргиллиты, часто с гониматитами. В Красноуфимском районе верхнеартинские слои обычно сменяют подстилающие породы постепенно. В ряде пунктов восточной окраины плато (районы Метелей и Дувана) они ложатся на более древние слои с размывом, а иногда (Абдуллино, в низовьях р. Ая) с фосфоритным горизонтом в основании.

Кунгурский ярус (P_1^K) — известняки и доломиты.

Еще севернее западный тип разреза артинских отложений установлен буровыми скважинами в Верхнечусовских Городках. В кровле нижнеартинских слоев здесь располагаются массивы брахиоподово-мшанковых известняков, окруженные со всех сторон мергельно-глинистыми отложениями с гониматитами. По мнению одних исследователей мергельно-глинистые отложения синхроничны известнякам, по данным других — залегают на них с размывом. Нами при просмотре кернов в скважине № 52 на глубине 465 м на границе мергелей с подстилающими известняками обнаружена слабая фосфатизация (1,56% P_2O_5), что как будто бы подтверждает вторую точку зрения.

Общая характеристика верхнеартинского фосфоритного горизонта

Распространение и условия залегания. Как показали наши работы, артинские отложения фосфоритоносны, правда с большими перерывами, на значительном протяжении Приуралья — от истоков р. Селеука на юге, до низовьев р. Ая, а, может быть, даже до Верхнечусовских Городков — на севере. На всем этом пространстве фосфориты приурочены к основанию верхнеартинских отложений, только на р. Селеуке стратиграфическое положение фосфоритоносного горизонта осталось окончательно невыясненным, но, повидимому, он здесь имеет тот же возраст.

Обычно фосфориты присутствуют только там, где верхнеартинские отложения подстилаются известняками, сами представлены хотя бы в нижней части также карбонатными осадками и залегают на более древних породах со следами перерыва. Существование перерыва пока не установлено только на р. Селеуке и на р. Усолке, где нижняя граница фосфоритного горизонта осталась нескрытой. В области распространения мощных терригенных толщ, а в равной степени и в местах развития непрерывного разреза карбонатных осадков артинского яруса фосфориты не обнаружены.

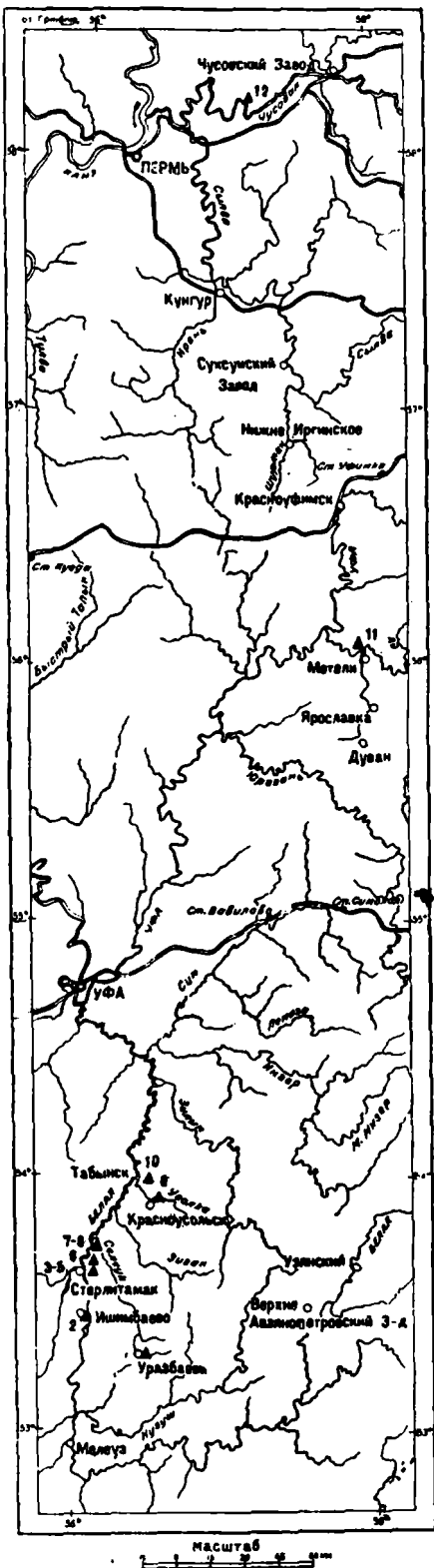


Рис. 1. Карта месторождений артинских фосфоритов и фосфатизированных известняков.

1 — Селеуковское; 2 — Ишимбаево; 3 — Тра-тау; 4 — Шиханчик; 5 — Новый Шихан; 6 — Шактау; 7 — Куш-тау; 8 — Юрак-тау; 9 — Усольское; 10 — Воскресенское; 11 — Абдулинское; 12 — Верхнечусовские Городки.

Большинство фосфоритных месторождений приурочено к своеобразным выступам подстилающих известняков, широко распространенных на территории Приуралья. К числу подобных выступов принадлежат известняковые массивы Ишимбаева и Верхнечусовских Городков, шиханы Стерлитамакского и Вавиловского районов и рифы восточной окраины Уфимского плато. Все эти выступы сложены массивными бентогенными известняками, богатыми фауной рифообразующих организмов (гидронидные кораллы, мшанки и др.).

Условия залегания подобных известняков бывают различными: в одних случаях в них вообще невозможно измерить элементы напластования, в других они лежат почти горизонтально, в третьих образуют более или менее пологие своды. Отношение массивов к окружающим их осадкам также непостоянно. В Красноуфимском районе они в горизонтальном и вертикальном направлениях постепенно переходят в окружающие их глины, мергеля и слоистые известняки и, следовательно, представляют типичные рифы. В некоторых пунктах восточной окраины Уфимского плато (Баргаджа, Малая Тастуба) и, может быть, в Верхнечусовских Городках известняки также переходят по простиранию из рифовой фации в органогенно-обломочную, но наряду с этим сверху кроются, с разрывом, более молодой известняково-мергельной толщей. Наконец, на стерлитамакских шиханах и в Ишимбаеве они окружены более юными отложениями, залегающими на них с явными следами перерыва уже со всех сторон. Происхождение описанных выступов, а особенно массивов Стерлитамакского района, является предметом горячих споров: одни авторы считают их крутыми брахиантиклинальными складками, образовавшимися до отложения верхнеартинских осадков, другие — эрозионными останцами, третьи — ископаемыми рифами и т. д. Не имея возможности рассматривать здесь все существующие взгляды, мы отметим только, что, по нашему мнению, все массивы в основном имеют рифовую природу, однако, на структуре большинства из них то в большей, то в меньшей степени оставили свой следы доверхнеартинские поднятия, сопровождавшиеся эрозией, и послепермские тектонические нарушения.

Фосфориты присутствуют только на тех выступах известняков, которые облекаются, с разрывом, более юными осадками. Окружая известняковые массивы, верхнеартинские отложения периферийно падают от них во все стороны и у подножья их скрываются под породами кунгура. На большинстве массивов, как например на Абдулинском и на Стерлитамакских шиханах, углы наклона верхнеартинских слоев колеблются от 15 до 35° и, до известной степени, могут быть объяснены отложением осадков на неровной поверхности. Самая плоскость сопряжения верхнеартинских отложений с подстилающими известняками иногда падает значительно круче и, следовательно, является поверхностью их прислонения. На других известняковых выступах, как г. Воскресенка, наклон верхнеартинских осадков достигает 60°, что несомненно связано с позднейшей тектоникой, с которой связана и региональная складчатость всей толщи пермских отложений Приуралья.

Нижняя граница фосфоритного горизонта весьма неровная; фосфориты нередко выполняют в подстилающих породах углубления, карманы и трещины. На стерлитамакских шиханах и на горе Воскресенка они резко отграничены и от кладохонусовых известняков.

В связи с позднейшим, докунгурским и современным, разрывом верхнеартинские отложения сохранились на теле большинства массивов в виде отдельных пятен, полос или лоскутков и более полно представлены только по их периферии. Интересно, что на ряде шиханов удавалось наблюдать, правда на коротком протяжении, возрастание первичной мощности как всего фосфоритного горизонта, так и отдельных его прослоев вниз по падению. Однако, судить о том, каковы будут фосфо-

ритные слои между шиханами, где они скрыты под мощной толщей кунгурских осадков, пока очень трудно. По восточной окраине Уфимского плато на пространствах между рифовыми массивами фосфориты нигде не обнаружены.

Наряду с месторождениями, приуроченными к выступам рифовых известняков, нами найдены два выхода фосфатизированных пород и вне зоны рифов — на р. Селеуке и на р. Усолке. Оба пункта расположены восточнее полосы шиханов, на западных крыльях антиклинальных складок, сложенных в ядрах слоистыми верхнекаменноугольными или нижнеартинскими известняками. Отношение к подстилающим породам осталось в обоих случаях с точностью не выясненным.

Структура и петрографический состав. В строении верхнеартинского фосфоритного горизонта принимают участие пластовые фосфориты и слабо фосфатизированные, глинистые, а нередко и доломитизированные известняки. В наиболее типичном виде фосфорит представляет твердую плитчатую слоистую породу серого, коричневого или темнобурого цвета, по внешнему виду напоминающую известняк или мергель и издающую при ударе специфический битуминозный запах. Удельный вес фосфорита, содержащего в пробе 23% P_2O_5 , равен 2,9 (Тра-тау). Слоистость выражается в чередовании более темных и более светлых тонких полос мощностью от 0,05 до 4 мм (в среднем 0,5—1 мм). Иногда она становится неправильной, волнистой, со срезанием и выклиниванием отдельных прослоев.

Неслоистые разности среди фосфоритов высокого качества встречаются редко. Тонкослоистые фосфориты связаны более или менее постепенными переходами с слабо фосфатизированными светлосерыми или коричневатыми глинистыми известняками, обычно лишенными слоистости. На г. Тра-тау подобный известняк при содержании в пробе 6,25% P_2O_5 имеет удельный вес 2,75. Известняки не только сменяют фосфориты по простиранию и вверх по разрезу, но иногда и переслаиваются с ними. Так, на г. Воскресенка фосфоритный горизонт почти везде разделен тонкой прослойкой известняка на два, а в одном месте даже на три слоя. То же наблюдается местами на г. Шак-тау и других шиханах. На Абдуллинском месторождении слабо фосфатизированный известняк залегает в основании горизонта под слоем собственно фосфорита. Интересно, что как внутри фосфоритного горизонта, так и над ним известняки нередко сильно доломитизированы; на р. Селеуке между пластами фосфоритов наряду с прослоями доломитизированного известняка встречены пропластки черного кремния. Мощность фосфоритного горизонта весьма непостоянна; на г. Тра-тау она иногда достигает максимальной величины — 2,5 м. Прослой известняков обычно играют подчиненное значение, но иногда полностью вытесняют фосфориты.

Микроскопическое изучение верхнеартинских фосфоритов показывает, что в составе их главную роль играет фосфат в двух его разновидностях — микрокристаллической и радиально-лучистой и кальцит. Остальные компоненты присутствуют в крайне малых количествах. Микрокристаллический фосфат, иногда принимающий, может быть, благодаря загрязнению органическим веществом, аморфное строение, составляет основную массу вещества породы, окрашенную в различные оттенки коричневого цвета. Нередко на однородном фоне этой массы выделяются отдельные неправильные округлые скопления фосфата, но характерной для пластовых фосфоритов ряда иностранных месторождений зернистой или оолитовой структуры наши фосфориты не имеют. Радиально-лучистый фосфат, являющийся вторичным, присутствует далеко не везде; он образует каемки по стенкам пустот и трещин. Минералогическая природа фосфата нами пока не установлена. Кальцит выполняет поры и трещины в фосфатовой массе и замещает отдельные ее участки, являясь вторичным, но иногда и переслаивается с ней. Кроме того он нередко

слагает обломки скелетов организмов. На р. Селзук в фосфоритах в большом количестве встречены кристаллы доломита, образующие целые прослои, чередующиеся с полосами фосфата.

Обломочный материал в фосфоритах представлен крайне редкими угловатыми зернами кварца. Глаукоцит обнаружен лишь в двух шлифах в виде мелких единичных зерен. Глинистые частицы, рассеянные лишь в небольшом количестве, мало заметны. Слоистость фосфоритов в основном связана с чередованием полос, в большей или в меньшей степени богатых кальцитом, а также с неравномерной окраской фосфата органическим веществом.

С переходом фосфоритов в слабо фосфатизированные известняки радиально-лучистый фосфат быстро исчезает, микrokристаллический приобретает второстепенное значение, и главная роль переходит к кальциту (здесь уже в основном первичной генерации) и иногда к доломиту.

Из фауны в шлифах фосфоритов наблюдаются радиолярии, пустоты от спикелей губок, а также фораминиферы, обломки мшанок и других вышедших животных, очевидно, вымытые из подстилающих известняков. Макроскопически в фосфоритах обнаруживаются гониатиты, перечень которых приведен выше, ортоцератиты, чешуи рыб и остатки растений, и только в одном месте найдены скопления криноидей.

Химический состав. Прежде чем рассматривать химический состав верхнеартинских фосфатовых пород, приведем несколько цифр, характеризующих состав подстилающих их известняков на стерлитамакских шпиханах по данным А. Б. Дворкина:

Таблица 1

	Нерас- твори- мый остаток	P_2O_5	CaO	MgO	SO_3	P_2O_5
Подшвагериновый горизонт	0,16	0,03	52,20	3,00	0,46	0,090
Швагериновый го- ризонт	0,26	0,14	54,75	0,47	0,10	—
Нижнеартинские слои	0,32	0,11	53,71	0,10	0,11	0,015
Нижнеартинские слои	2,09	0,76	54,60	—	0,12	—

Анализы говорят о том, что известняки, лежащие ниже верхнеартинского фосфоритного горизонта, отличаются чистотой своего состава и почти полным отсутствием фосфора. Ряд произведенных нами анализов кладонхусовых известняков показал, что в них содержание P_2O_5 несколько поднимается и иногда достигает 1,5%, но в среднем же равно 0,3—0,5%.

Изучение химического состава пород, слагающих самый верхнеартинский фосфоритный горизонт, показало прежде всего целесообразность выделения среди них фосфоритов и слабо фосфатизированных известняков. Фосфориты отличаются довольно непостоянным, но вообще высоким качеством, заключая от 14—15 до 34% P_2O_5 , причем тонкослойные разности, как правило, содержат свыше 21% P_2O_5 . Сведения о составе средних проб руд по всему разрезу фосфоритного горизонта на различных месторождениях даются ниже; сейчас мы приведем несколько наиболее полных анализов отдельных геологических образцов.

Таблица 2

	I	II	III	IV	V
Al ₂ O ₃	1,02	0,65	1,59	0,30	0,13
Fe ₂ O ₃	0,40	0,60	1,61	0,95	0,60
MgO	0,52	3,53	1,63	5,84	0,86
CaO	50,97	49,03	50,21	41,23	53,43
P ₂ O ₅	34,20	21,64	26,65	20,00	1,15
CO ₂	5,74	14,57	10,27	14,49	40,68
F	3,88	2,91	2,92	2,18	Нет
Cl	—	—	—	Нет	—
SO ₃	3,27	3,27	1,63	3,06	Нет
Нерастворимый остаток	1,12	2,29	3,78	9,87	3,78

I—тонкослоистый фосфорит, г. Шак-тау; II—тонкослоистый фосфорит, Воскресенка; III—тонкослоистый фосфорит, Абдулдино; IV—тонкослоистый фосфорит, р. Селеук; V—фосфатизированный известняк, г. Шак-тау.

Произвести пересчет приведенных цифр на молекулу фосфата невозможно, так как фосфориты содержат большое количество свободного кальцита. Следует отметить высокое содержание в фосфоритах окиси магния, обусловленное наличием в них доломита. Наиболее отчетливо выражено это в образце фосфорита с р. Селеука, заключающем целые прослойки доломита.

Анализы известняков, залегающих внутри фосфоритного горизонта, показывают их слабую фосфатизацию и местами значительную доломитизацию (особенно на г. Воскресенка); они содержат P₂O₅ 0,1—7%, нерастворимого остатка 3—29% и MgO 0,8—14,4%. Верхнеартинские известняки, кроющие фосфоритовый горизонт, содержат P₂O₅ 0—5%, нерастворимого остатка 2—13% и MgO 1,3—19,9%. Наконец, содержание P₂O₅ в кунгурских известняках нигде не поднимается выше 0,2—0,5%.

Условия образования фосфоритов

На основании изложенного мы можем рассматривать верхнеартинские фосфориты как нормальные первичные морские химические осадки, отложившиеся в сравнительно мелководной, но все же достаточно удаленной от берега зоне артинского бассейна уральской геосинклинали. Накоплению фосфоритов предшествовали поднятия значительных участков морского дна, вызвавшие перерыв в процессе седиментации и размывание ранее отложившихся осадков. Самое фосфоритообразование было тесно связано с началом последующей верхнеартинской трансгрессии, принесшей резкое изменение условий осадконакопления.

Приуроченность целого ряда фосфоритных месторождений к своеобразным выступам рифовых известняков, как мы могли убедиться, не является генетической, а, повидимому, обусловлена тем, что эти выступы представляли собой более приподнятые участки морского дна и обладали более благоприятствующей фосфоритообразованию глубиной. Однако, такие же мелководные условия существовали и вне всякой связи с рифами, несколько ближе к берегу артинского моря, как это подтверждается нахождением фосфоритов на р. Селеуке и фосфатизированных известняков на р. Усолке. Еще ближе к окраине бассейна в зоне накопления мощных терригенных толщ фосфориты не образовывались.

Краткая характеристика фосфоритных месторождений

Среди артинских отложений нами обследовано девять фосфоритных месторождений, не считая выходов слабо фосфатизированных известняков. Таковыми месторождениями являются: Тра-тау, Шак-тау и Новый.

Шихан, где фосфориты были ранее обнаружены А. А. Варовым, а также Шиханчик, Воскресенка, Абдуллино, Куш-тау, Юрак-тау и бассейн р. Селеука. В этих пунктах фосфориты открыты нами.

Тра-тау. На южном из стрелитамакских шиханов — Тра-тау верхнеартинские фосфориты распространены в нижней части восточного и юго-восточного склонов, где прослеживаются по простиранию свыше чем на 500 м, а также на северо-западном склоне. Имея периклинальное падение, они у подножья горы скрываются под осадками кунгура. Мощность фосфоритного горизонта, включая прослой слабо фосфатизированных известняков, достигает 2,50 м, средняя же 1,95 м. Содержание P_2O_5 в отдельных образцах приближается к 30%, в пробах колеблется от 15 до 25% и в среднем по всем пробам 20%. Запасы фосфоритов, подсчитанные до глубины 8 м, примерно исчисляются в 25 000 т.

Шиханчик. На вершине небольшого холма, у подножья г. Тра-тау выходят верхнеартинские доломитизированные известняки. Вскрытая мощность их около 6 м. В самом основании их обнаружены фосфориты с содержанием 30% P_2O_5 и 0,69% нерастворимого остатка; сами известняки содержат не больше 5% P_2O_5 . В подошве кунгура здесь

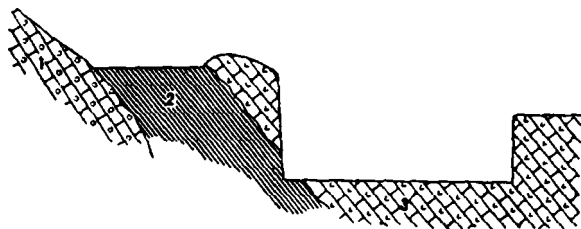


Рис. 2. Разрез через северо-западный склон горы Тра-тау (канавка Т).

1 — $P_1A_1 - A_2$ — гладохонусовые известняки; 2 — $P_1A_1 - A_2$ — верхнеартинские фосфориты и фосфатизированные известняки; 3 — P — кунгурские доломитизированные известняки.

встречен второй фосфоритный пропласток, представленный плитчатой тонкослойистой коричневой породой; мощность его 0,01—0,03 м. Состав фосфорита следующий: 25% P_2O_5 , 7,42% CO_2 , 42,56% CaO , 1,08% MgO и нерастворимого остатка 2,6%. Запасы обоих фосфоритных слоев близ поверхности ничтожны.

Новый шихан — небольшой холм между горами Тра-тау и Шак-тау. Верхнеартинские фосфориты выполняют карманы в кровле нижнеартинских известняков и сохранились в незначительном количестве. Содержание P_2O_5 в пробах до 24%, при 2,41% нерастворимого остатка.

Шак-тау. Фосфориты развиты узкой полосой длиной до 400 м в нижней части юго-восточного склона и небольшим пятном — на вершине горы. Нередко слоистые фосфориты замещаются слабо фосфатизированными известняками. Мощность горизонта равна в среднем 1 м. Содержание P_2O_5 в отдельных образцах достигает 34%, в пробах 27,5%; в среднем по всем пробам равно 11,5%. Наблюдаемые запасы руды ничтожны.

Куш-тау. Верхнеартинские породы выходят небольшими пятнами на южном и юго-восточном склонах горы. Представлены они в основном фосфатизированными известняками. Мощность их в среднем не превышает 0,75 м. Содержание P_2O_5 в отдельных образцах достигает 17%; в среднем по пробам равно 8%.

Юрак-тау (северный Стерлитамакский шихан). Здесь на юго-западном склоне обнаружен лишь один ничтожный по размерам выход фосфоритов с содержанием P_2O_5 в образцах до 22,5%.

Воскресенка. Фосфоритный слой прослеживается на протяжении 1 км по гребню г. Воскресенка, расположенной к северу от пос. Та-

бынска близ устья р. Усолки, с падением на С $45-60^\circ$. Максимальная мощность горизонта 0,32 м. Обычно он разделен прослойкой доломитизированного известняка на два слоя, причем верхний не обладает слоистостью. Содержание P_2O_5 в отдельных образцах до 29%, в среднем же по горизонту не выше 16%. Промышленной ценности месторождение не имеет.

Река Селеук. Выходы фосфорита обнаружены на правом берегу р. Селеука, примерно в 3 км выше д. Уразбаева, на высоте 40 м над уровнем реки. Фосфориты здесь представлены в основном двумя разновидностями: 1) тонкослойистой, в которой темные прослойки фосфата чередуются с прослойками доломита (содержание P_2O_5 в ней 14—22%) и 2) плотной почти черной породой, содержащей 31% P_2O_5 . Залегают они среди фосфатизированных известняков, содержащих прослойки кремня. Общая видимая мощность этих пород 2—3 м. Контакт с подстилающими породами в поле наблюдать не удалось. Месторождение нуждается в дальнейшем изучении.

Абдуллино. Фосфориты выходят близ вершины известнякового массива, расположенного на правом берегу р. Ая в 1,5 км ниже пос. Абдуллино. Мощность горизонта до 0,33 м. Мощность богатого фосфатом прослоя 0,1 м. Падение периклинальное под $\angle 20-35^\circ$, содержание P_2O_5 в отдельных образцах до 26,65%, в среднем гораздо меньше.

Заключение

В результате работ, приведенных НИУИФ в 1936 г., можно считать установленным, что фосфоритоносность артинских отложений есть явление региональное, прослеживающееся на широкой территории Приуралья. Верхнеартинские пластовые фосфориты представляют новый для территории СССР тип, связанный с осадками палеозойской геосинклинали. Целый ряд особенностей литологического состава и условий залегания верхнеартинских фосфоритов отличает их и от пластовых геосинклинальных фосфоритов других стран мира. Одной из интересных черт верхнеартинских фосфоритов является переслаивание их с доломитизированными известняками. Присутствие в последних гонимитов не позволяет говорить о сколько-нибудь серьезном осолонении артинского бассейна. Однако, указанный факт свидетельствует против общепринятого мнения о невозможности совместного нахождения доломитов и фосфоритов, что следует иметь в виду при дальнейших поисковых работах.

На большинстве месторождений, приуроченных к так называемым шиханам, фосфориты обладают весьма неплохим качеством, а на некоторых (Тра-тау, Шак-тау) и значительной мощностью. Однако, отрицательной чертой этих месторождений является крутое залегание, в силу которого продуктивный пласт быстро уходит на большую глубину, скрываясь под более молодыми осадками. В связи с этим особый интерес приобретает нахождение фосфатизированных пород вне зоны шиханов — на р. Усолке и особенно на р. Селеуке. Ближайшей задачей должно являться детальное изучение Селеукского месторождения, с прослеживанием фосфоритного горизонта по обоим крыльям соответствующей антиклинальной на юг до р. Нугуша. Наряду с этим весьма желательно продолжение поисков фосфоритов в бассейне р. Симы и по восточной окраине Уфимского плато.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Л. Стратиграфия и геологические условия образования русских фосфоритов. Фосфориты СССР, Изд. Геологического комитета, 1927.
2. Безруков П. Л., Отчет о поисках фосфоритов в палеозое Урала летом 1936 г. Фонд НИУИФ, 1936.

3. Варов А. А., О фосфоритовом слое гор-одинок Стерлитамакского района. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XII (4), 1935.

4. Ворожева Е. М., О фосфатизации артинских пород западного склона Южного Урала. Фонд НИУИФ, 1936.

5. Дворкин А. Б., Геологическая съемка шиханов Шак-тау и Тра-тау Стерлитамакского района. Фонд Востокнефти, 1935.

6. Катков Б. С., Отчет о геологических исследованиях в западной и юго-западной частях Красноусольского района Башкирской АССР. Фонд Востокнефти, 1934.

7. Осипов С. С., К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Уфимского плато. «Проблемы Советской геологии» № 4, 1933.

8. Раузер-Черноусова Д. М., О нижнепермском возрасте отложений с *Pseudofusulina lutugini* Schelw. на западном склоне Урала. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, отд. геологии, т. XII (1), 1935.

9. Руженцев В. Е., Новые данные по стратиграфии каменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской и Актыбинской областей. «Проблемы Советской геологии» № , 1936.

10. Трофимук А. А. и Дубровин А. Н., О природе нефтеносных известняковых массивов Ишимбаева. «Проблемы Советской геологии» № 11, 1936.

11. Шамов Д. Ф., Корженевский И. Д., Виссарькина А. Я., Стратиграфический очерк нефтеносных известняков Ишимбаева на основе изучения фауны. «Проблемы Советской геологии» № 9, 1936.

ДАТСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

За последние годы в связи с открытием в Вольском районе (Поволжье) и на р. Хопре (бассейн р. Дон) высокосортных нежелваковых фосфоритов НИУИФ были проведены большие работы по изучению стратиграфии и фосфоритоносности смежных горизонтов верхнего мела и палеоцена в различных районах Восточноевропейской платформы.

Автору настоящей статьи пришлось принять участие в этих работах в 1934—1935 гг., причем его основной задачей являлось отыскание фосфоритов хоперского типа на пространстве между Волгой и Уральским хребтом и одновременно выяснение вопроса о присутствии в той же области датских отложений. Следует заметить, что достоверные осадки датского яруса на Восточноевропейской платформе до последнего времени не были известны, хотя в литературе и имелись смутные сведения о нахождении их на Общем Сырте (Каменский, 1927) и близ г. Уральска (Илювайский, 1931). Некоторые же авторы (Н. Т. Зонов, А. В. Пейве и др.) высказывали предположения о принадлежности к датскому ярусу хоперских фосфоритов.

Полевые исследования, проведенные на обширной территории, позволили установить, что фосфориты хоперского типа так же, как и другие связанные с ними отложения в центральных частях Восточно-русской впадины (широтное колено р. Урала, Общий Сырт), совершенно отсутствуют, по всей вероятности в силу того, что они являются осадками самой прибрежной зоны соответствующего морского бассейна. Однако, в этой области удалось обнаружить и проследить на протяжении свыше 350 км палеонтологически охарактеризованные отложения датского яруса. Анализ их фациального состава, условий залегания и взаимоотношений с близкими по возрасту осадками соседних районов дает большой материал для познания палеогеографии пограничного времени между верхним мелом и палеоценом на территории Восточноевропейской платформы. Более подробно этот материал излагается в другой статье автора, в настоящей же даются лишь некоторые основные выводы.

В области левобережья р. Урала (на пространстве между верховьями р. Утвы и бассейном озера Чалкар) и в западной части Общего Сырта датские отложения залегают на верхнесенонском чистом писчем мелу, содержащем внизу *Belemnites mucronata* Schloth. и *langue* (Schatsky) (кампан), выше *lancoolata* Schloth. (нижний маастрихт) и в самой верхней части *americana* Morton (верхний маастрихт). На границе датского яруса с маастрихтом обычно наблюдаются следы перерыва в виде железисто-фосфатовых примазок или кремнистых ходов.

Особенно резко они выражены в западных частях района, где слои с *americana* местами, повидимому, размыты.

Литологический состав датских отложений в пределах рассматриваемой области претерпевает резкие фациальные изменения. К востоку от меридиана г. Уральска датский ярус сложен, главным образом, чистыми мелоподобными кокколито-мшанковыми известняками, содержащими ничтожное количество нерастворимого остатка. По своему происхождению они представляют довольно мелководные осадки, отлагавшиеся, однако, в условиях полного отсутствия приноса терригенного материала.

На Общем Сырте известняки замещаются мергелями и мергелистыми глинами. Интересно, что при этом происходит обогащение осадков не только обломочным материалом, но и водным кремнеземом. По мере движения к западу содержание кремнезема заметно возрастает, а извести — уменьшается; таким образом, осадки, карбонатные в западном направлении, т. е. с приближением к берегу датского бассейна, имеют тенденцию перейти в кремнистые отложения. Довольно близкие изменения наблюдаются здесь местами и вверх по разрезу датских осадков. Наконец, на крайнем западе Общего Сырта отложения, повидимому, датского возраста представлены кварцевыми песками с отдельными прослойками глины и кремнистого песчаника. Эти породы представляют уже довольно типичные прибрежные образования.

В карбонатных осадках датского яруса содержится многочисленная фауна, из которой приводим следующие формы: *Hercoglossa danica* Lyell, *Gryphaea pitcheri* Mort., *G. similis* Pusch., *Lima* sp., *Plicatula* sp., *Spondylus* cf. *fazensis* Lndgrn., *Terebratula* aff. *lens* Nils., *T. mobergi* Lndgrn., *Terebratulina gracilis* Schloth., *Crania* sp., *Bryozoa*, *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Pyrina* (?) sp. nov., *Cyclaster* cf., *aturicus* Seun., *Crinoida*, *Anthozoa*.

Для разделения яруса по фауне на зоны пока не имеется достаточного материала.

Характер границы датских отложений с вышележащими породами нижнесызранского яруса не постоянен. На левобережье р. Урала последние ложатся на датский ярус с резким размывом, в связи с чем его мощность колеблется от 0 до 5 м. На Общем Сырте, где мощность датских отложений достигает 15—18 м, местами намечается почти постепенный переход от них к нижнесызранским опоковидным глинам и опокам, чем подтверждается принадлежность последних к монтекому ярусу.

В связи с открытием датских отложений в зауральских степях и на Общем Сырте следует проследить их вероятное распространение в других районах Восточноевропейской платформы.

К западу от исследованного района датский возраст могут иметь, как это ранее отмечалось Н. Т. Зоновым и другими авторами, прежде всего осадки так называемого хоперского горизонта, развитые в окрестностях г. Вольска и в бассейне р. Хопра. Они представлены кварцевыми песками, бурыми железняками, белыми пластовыми фосфоритами, фосфатовыми глинами и опоками, общей мощностью от 0 до 15—20 м. Налегают эти отложения с резким эрозионным размывом на различные слои верхнего мела от сеномана до нижнего маастрихта и покрываются, в одних случаях со следами перерыва, в других же совершенно согласно осадками нижнесызранского яруса.

Анализ фауны, встреченной в хоперском горизонте, и стратиграфические сопоставления приводят к выводу, что если местами в частности в некоторых пунктах Вольского района, нижние слои данного горизонта и принадлежат самым верхам маастрихта, то в основном его осадки имеют более молодой возраст и, вероятно, представляют прибреж-

ные аналоги карбонатных пород более удаленной от берега части датского бассейна.

К западу от Хопра аналогичные отложения в сходных стратиграфических условиях были в 1936 г. открыты Н. Т. Зоновым у северной окраины Днепровско-Донецкой впадины, в районах Рыльска и Обояни. Согласно мнению названного исследователя они и здесь скорее всего соответствуют датскому ярусу. У южного борта впадины датский возраст, вероятно, имеют мергеля с *Nautilus*, по сообщению П. М. Кумпана недавно обнаруженные над лянцезитовыми отложениями в Донецком бассейне. У крайней западной окраины Восточноевропейской платформы датские мергеля с богатой фауной известны в Польской мульде, где они залегают с перерывом на песчаниках зоны *Belemnitella lanceolata* и вверх постепенно переходят в слои монтецкого яруса палеогена.

У восточного борта платформы датские отложения недавно обнаружены на западном склоне Урала в бассейне р. Сакмары, где они залегают на размытой поверхности маастрихского мела и представлены железняками и глинами хоперского типа. Наконец, в самой южной части Восточнорусской впадины карбонатные породы датского яруса, повидному, развиты на озере Баскунчак и в низовьях р. Эмбы. Эти точки связывают исследованный район с областью распространения датского яруса в Крымско-Кавказской зоне и Прикаспийской области.

Анализ всего материала, собранного по датским отложениям Восточноевропейской платформы, приводит к следующим основным палеогеографическим выводам. В самом конце верхнего сенона на платформе имели место довольно крупные поднятия, обусловившие сокращение площади и обмеление покрывавшего платформу моря. В результате этих движений осадки датского моря легли на более древние породы в удаленных от берега частях бассейна со следами перерыва осадочного процесса, а по его окраинам с эрозионным, а местами и с угловым несогласием.

В датское время море, слегка расширив свои очертания, занимало прежде всего довольно обширную площадь южной части Восточнорусской впадины — от Уральского хребта до Волго-Донского водораздела. Далее, на западе, оно заходило нешироким заливом в пределы Днепровско-Донецкой мульды, а огибая с юга Азовско-Подольскую кристаллическую глыбу, повидному, распространялось в западную часть Причерноморской впадины. Через один, а, может быть, через оба эти рукава оно, вероятно, соединялось с бассейном Польской мульды, а далее — с морем Дании. На юге оно было тесно связано с бассейном Крымско-Кавказской геосинклинали. На востоке датское море огибало Мугоджары и уходило куда-то в область Тургайского пролива и Западносибирской депрессии.

В центральных частях датского бассейна Восточноевропейской платформы отлагались чистые известняки, ближе к окраинам — более или менее кремнистые мергеля и мергелистые глины и, наконец, вблизи берегов — песчанистые опоки, глины и пески. В отдельных участках прибрежной зоны как вдоль западной, так и вдоль восточной окраины бассейна шло выпадение химических осадков: бурых железняков, пластовых фосфоритов и местами свободных гидратов глинозема. Материал для накопления этих пород, повидному, приносился водами континентального стока, поступававшими со стороны прилегающей низменной суши в условиях довольно жаркого и влажного климата.

После отложения датских слоев на платформе имела место вторая фаза поднятий, в результате которой датские отложения на значительных пространствах подверглись размыву. Однако, эти поднятия, как и преддатские, не везде отличались одинаковой интенсивностью и в целом ряде пунктов платформы осадочный процесс этими поднятиями не был нарушен.

В сызранское время последовали новые крупные опускания, обусловившие проникновение в Восточнорусскую впадину холодных вод северного моря и приведшие к новому этапу седиментации.

ЛИТЕРАТУРА

Безруков Н. Л., Датский ярус Восточноевропейской платформы. Изв. Акад. наук, серия геологическая, № 5, 1936 (в работе дается обзор литературы по 1935 г.).

Зонов Н. Т., Геологические наблюдения в Рыльском районе Курской области и нежелваковые фосфориты холерского горизонта (бассейн р. Сейма). Фонд НИУИФ, 1936.

ФОСФОРИТНЫЕ ФАЦИИ И ГЕНЕЗИС ФОСФОРИТОВ

Введение

Обширные и разносторонние исследовательские работы Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам (НИУИФ) в области геологии, литологии и химии фосфоритов позволяют в настоящее время ближе подойти к проблеме генезиса фосфоритов. Этот сложный теоретически и практически важнейший вопрос уже издавна привлекал к себе внимание ряда поколений ученых, представителей разных специальностей — геологов, минералогов, биологов, океанографов и химиков. Приходится отметить, что обычно наблюдаемая односторонность подхода к решению этой проблемы и отсутствие должной методологической комплексности в увязке отдельных граней этого сложного генетического вопроса не дали возможности создать удовлетворительную гипотезу и тем более теорию.

В настоящей работе мы даем краткий очерк основных факторов фосфоритообразования и новую гипотезу автора об образовании фосфоритов, как типичных химических осадков из морской воды.

Эволюция представлений о генезисе фосфоритов

Развитие представлений о генезисе фосфоритов исторически шло по различным туслам и, несмотря на 80-летнюю давность этой темы, к настоящему моменту мы не имеем в этой области твердо установленных общепринятых взглядов.

Первые гипотезы по генезису фосфоритов принадлежат французским и бельгийским геологам (1855—1890) — первым исследователям фосфоритных месторождений Франции и Бельгии. На базе изучения альбских желваковых песчанисто-глауконитовых фосфоритов платформенного типа группы *Pas-de-Calais* и *Ardennes* (Франция), верхне-меловых фосфоритов группы *Somme* (Франция) и *Cirpy, Mons* (Бельгия) возникла впервые «биолитная» теория образования фосфоритов — *Lyell* (1855), *Daubrée* (1868), *Cornet* (1886—7) и др.

Вслед за этим в 90-х годах прошлого столетия и начале 1900-х годов в научную мысль геологов, работающих в области осадочных пород, проникают новые океанографические идеи, непосредственно отразившиеся на генетических представлениях в области фосфатообразования. Это относится прежде всего к английским океанографическим работам *Murray*, *Renard* и *Philippi* (1891—1905) и французским минералогам и химикам *Sauveux*, *Carnot*, *Collet* (1893—1897). *Murray* и *Renard* (1891), участники глубоководной экспедиции *Challenger* (1873—76) впервые высказали гипотезу, по которой основным источником фосфора

для образования фосфоритов являются планктонные и пелагические (нектон) организмы, подвергающиеся массовой гибели вследствие резкого изменения биологических условий водной среды — места встречи холодных и теплых течений, области смещения вод различной солености и т. п. К этой же точке зрения присоединяются L. Cayeux и L. Collet (1905).

Несколько позже, в 1908 г., Murray и Philippi отметили, как новое — чрезвычайную медленность процесса образования фосфоритных конкреций на примере классических фосфоритов Agulhas Bank у берегов Капштадта (Южная Африка).

Эта «биолитная» гипотеза фосфоритообразования была перенесена и на пластовые месторождения геосинклинального типа Сев. Африки, с большим акцентом, однако на процессы «биолитного диагенеза» в донном илу, — т. е. на процессы минерализации фосфатного вещества остатков организмов, сопровождающиеся частичным переходом фосфата в раствор в иловой и придонной воде, с последующим метасоматозом по CaCO_3 — (Carnot, 1896, 98; Chateau, 1897; Pervinquière, 1900; De Lannay, 1903; Roussel, 1910; Самойлов, 1912; Joleand, 1923 и др.).

L. Cayeux (1897) на примере фосфоритов Парижского бассейна указал на связь формирования фосфоритных слоев с колебанием дна моря, именно с явлениями трансгрессий и регрессий.

Эти главнейшие идеи о генезисе фосфоритов легли в основу позднейших работ русских ученых — А. Д. Архангельского (1909—1911) и Я. В. Самойлова (1912). Эти авторы полностью присоединяются к «биолитной» теории образования фосфоритов, т. е. к идеям Murray, Carnot и Cayeux.

Несколько особняком шло развитие (с 1892 г.) генетических представлений в области фосфоритообразования в среде американских исследователей.

В отношении формирования скоплений своеобразных, нежелательных фосфоритов штатов Теннесси и Флориды, приуроченных к карбонатным породам, все американские геологи принимают гипотезу континентального поверхностного обогащения первично фосфатизированных известняков (или выщелачивания слоев гуано, с метасоматозом по подстилающим известнякам). Первоначальным источником фосфора в известняках считаются редко рассеянные фосфорсодержащие органические остатки или слои гуано на поверхности известняков.

Что касается позже открытых обширнейших пластовых фосфоритов западных штатов США, то большинство американских геологов признает за ними морское биолитно-диагенетическое происхождение, в основном присоединяясь к взгляду европейских ученых.

Современный характер и сама методика исследовательских работ в области интересующей нас генетической проблемы носят своеобразные черты. Прежде всего необходимо отметить появление совершенно новой серии океанографических исследований по распределению и миграции фосфора в морских (и пресноводных) бассейнах. Среди исследователей в этой области первое место занимает W. R. Atkins, начавший с 1923 г. систематические исследования по этому вопросу — главным образом по воде пролива Ла-манш.

Крупную роль в изучении распределения и миграции фосфора в океанических бассейнах сыграла немецкая глубоководная атлантическая экспедиция на судне «Meteor» (1925—1927) при участии крупных ученых — океанографов G. Wüst (1927, 1928, 1932), гидрохимика H. Wattenberg (1926, 1927, 1936), микробиолога E. Hentschel (1927—1931) и др.

Из русских работ в этом направлении следует отметить океанографические исследования Черного моря — Чигирин (1930), Северного и Баренцева морей — Крепс (1932), С. Бруевич (1930) и др.

Классификационная схема главнейших гипотез о генезисе фосфоритов (стадия образования фосфатного вещества фосфоритов)

Тип генезиса		Главнейшие работы—авторы
I. Континентальное поверхностное обогащение	1. Элювиально-карстовый (остаточные месторождения)	Shaler (1870)—впервые предложена для фосфоритов Ю. Каролины Breton (1887) } Франция, департамент Соммы Cornet (1887) } и др. Hayes (1898—1899). Reese (1892). Самойлов (1914). Blackwelder (1916). Hummel (1924). Graham (1925). Blackwelder (1916)—Бельгия—Монс } Теннесси, Флорида
	2. Метасоматоз по CaCO_3 в процессе гравитационной инфильтрации растворов в нижележащие слои карбонатных пород.	Hayes (1902), Самойлов (1914). Sellards (1913), Rogers (1915) и др. К этому типу относятся и образования гуано. Процессы 1-го и 2-го типа большей частью идут одновременно. Главнейшими агентами являются воды, содержащие CO_2 и гуминовые кислоты
II. Биолитный	3. Непосредственные остатки фосфатизированных скелетов и других твердых частей макроорганизмов (зубы, кости, скелеты)	Lyell (1855), Daubree (1868).—фосфориты Франции (Па-де-Кале). Cornet (1886)—фосфориты Франции (Сомма). Collet et Lee (1905) и др.
	4. Биолитный диагенез (донной морской метасоматоз) А. Планктон Б. Нектон В. Бентос	А { Murray (1891, 1898, 1908). Архангельский (1909, 1911), Bregier (1911). Б { Carnot (1896), Murray (1898), Chazal (1904), Gale и Richards (1910), Самойлов (1912—1914), Blackwelder (1915), Mansfield (1918—1931)
III. Химические осадки из морской воды	5. Усыхающие регрессивные бассейны—пересыщение фосфатом и его выпадение (обычный солевой тип)	Condit, Finch и Pardee (1928)—для фосфоритов Зап. штатов США
	6. Выпадение из морской воды при подходе донных течений к области материкового шельфа	Казakov (1934—1937)

Главнейшие генетические типы месторождений осадочных фосфатов (формирование фосфатных слоев)

Континентальные образования			Переходный тип		Морские бассейны (бассейны нормальной солености)
Г у а н о	Элювий-карст фосфатизирован- ных известняков	Химические осадки пресноводных бассейнов	Химические осад- ки лагунных прибрежных бас- сейнов	Платформенный тип	Геосинклинальный тип
1	2	3	4	5	6
<p>А. Тип гуано коралловых островов:</p> <p>а) метасоматоз по карбонатным породам;</p> <p>б) метасоматоз по изверженным породам — образование алюмофосфатов и др.</p> <p>Б. Тип гуано пещер и гротов</p>	<p>Флорида. Тен- несси (бурый фос- форит M. Pleasant). Монс (в Бельгии)</p>	<p>Вивияпитовая груп- па — торфяные болота, озерные илы. Источником фосфора являются грунтовые во- ды, питающие данные пресноводные водоемы (определенный тип вод)</p>	<p>„Фосфоритные фации“</p>		
			<p>Фосфоритные железные руды, осадочные: Эльзас - Лотарин- гия, Керчь и др.</p>	<p>Фосфоритные желваки или зерна (коагрегации), рассеянные в породе или сгруженные в фор- ме желвачно плитняко- вых слоев. Фосфориты русской платформы I_3, Cr_1, Cr_2, $T-Alb$; фосфориты Франции, Бельгии и др.</p>	<p>„Пластовые фосфориты“ обычно приурочены к мощным свитам кар- бонатных или глинисто- сланцевых осадков: За- падные штаты США, Северная Африка, аргин- ские (P_1) фосфориты зап. склона Уральской гео- синклинали, повидимо- му, триассовые фосфо- риты Мангышлака и др.</p>

Второй новой группой исследовательских работ являются прежде всего экспериментально-теоретические физико-химические исследования процессов химического осаждения из морской воды CaCO_3 , гидратов окислов железа, алюминия, марганца, фосфатов и др.

Сюда относятся также исследования по выпадению и равновесию CaCO_3 в морской воде — Н. Gee (1932), Н. Wattenberg (1936), по системе равновесия фосфатов кальция — $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ — F. Cameron (1904—1905), Н. Bassett (1907, 1908, 1917), А. Казаков (1937) и др.

Значительным продвижением вперед в области познания химической природы фосфатного вещества фосфоритов, апатита и ряда синтетических фосфатов кальция мы обязаны новым методам рентгеноструктурного анализа Hentschel (1923), Mehmel (1930), Naray-szabo (1930), Hendricks (1931, 1932), Bredig (1933), Соймонова (1935, 1936), Казаков (1936—1937), а также термического анализа различных типов фосфоритов — Казаков и Андрианов (1936—1937).

Наконец, необходимо отметить: усиление исследовательских работ в области палеогеографии фосфоритсодержащих бассейнов (Condit, 1928; Branson, 1932; введение понятия «фосфоритных фаций» — Наливкин, 1932; Казаков, 1934; Петрушевский, 1936; развитие работ по литологии и химии современных морских осадков — Архангельский, 1927, 1928; Moore, 1930, 1931; Brinkman («адсорбция PO_4^{3-} » из морской воды гелем CaCO_3 донных осадков, 1931) ⁴. Имеется значительный сдвиг по уточнению роли микробиологических процессов в донных осадках как факторов изменения физико-химических параметров неорганической среды минералообразования — (Drew, 1914; Vauhan, 1917, 1920; W. Vandam, 1931 и др.).

В отношении образования фосфатного вещества фосфоритов большинства месторождений автор выдвигает теорию осаждения фосфата кальция непосредственно из морской воды при определенных океанографических условиях.

Геологические факторы образования фосфоритных фаций

Фосфоритные фации

Фосфоритные фации, являясь частным случаем более общего понятия геологических фаций, отображают собой типовой комплекс физико-географических и океанографических условий накопления и формирования осадков на фоне определенного биоценоза. Фосфоритные фации характеризуются следующими особенностями.

1. Фосфориты не найдены и явно не образуются в континентальных отложениях, пресноводных и озерных бассейнах, в полузамкнутых застойных морях с сероводородным брожением, а также в реликтовых усыхающих бассейнах с повышенной соленостью, т. е. не встречаются среди осадков гипсов, ангидрида, гипсоносных доломитов, сульфатов и хлоридов натрия и калия.

2. Фосфоритные осадки — слои приурочены к строго определенной топографической зоне морского дна — к шельфу. Фосфориты не образуются и не встречаются в абиссальных и батинальных осадках, а также в береговых фациях штранда.

3. Среди синхронных смежных осадков морских бассейнов фосфоритные фации, будучи приурочены к полосе шельфа (глубиной до 200 м), естественно, занимают строго определенное положение и находятся в определенных соотношениях как к синхроничным более мелководным осадкам, так и к смежным более глубоководным (парагенезис с фосфоритными фациями).

4. В соответствии с рассмотренной характеристикой фосфоритных фаций заслуживает внимания их минеральный парагенез.

Нерастворимый остаток фосфоритов, получаемый в результате растворения фосфоритов на холоду в слабой однонормальной соляной кислоте, как по своему механическому, так и минеральному составу, обычно в точности отвечает нерастворимому комплексу той вмещающей генетически синхроничной породе, среди которой образовывался фосфорит. С этой точки зрения механизм образования фосфоритов как желвакового, так и литного типа в основном представляет собою фосфатную цементацию соответствующих терригенных осадков.

Глауконит во всех фосфоритах платформенного типа, нередко и для геосинклинальных типов, является обычным спутником, сигнализируя этим общность топографической зоны фосфоритообразования — шельфа. Однако, диапазон условий образования и существования глауконита значительно шире, чем для фосфорита.

Если, как правило, все наши фосфориты Русской платформы парагенетически ассоциируются с глауконитом, то нельзя сказать обратного, так как далеко не всегда глауконитовые осадки, взятые даже по всему своему фациальному профилю, сопровождаются фосфоритами. Это указывает, что в фосфоритообразовании кроме разобранных факторов участвуют какие-то добавочные специфические факторы, еще более сужающие рамки генетических условий.

Кальцит, как правило, присутствует почти во всех фосфоритах и вмещающих их породах. Порода, не содержащая кальцита, обычно и не содержит фосфоритов. Пример — кинешемские, вятские готерив-барремские черные глины, алтские и келловейские глины Брянского района и т. д.

Органическое вещество и кристаллики пирита, как парагенетического минерала, довольно обычны в фосфоритах. В светлых карбонатных или песчанистых фосфоритах, в которых обычно процент содержания органического вещества уменьшается, падает и содержание пирита.

Органическое вещество в наших фосфоритах платформенного типа обычно присутствует в форме гуматов, битумов и нерастворимого в щелочах и эфире «углистого остатка». Структурно органическое вещество тонко пронизывает фосфорит, концентрируясь все же в фосфатном цементе. При растворении фосфоритов в соляной кислоте оно целиком переходит в «нерастворимый остаток».

Гипс, ангидрит, первичный доломит, хлориды и сульфаты щелочей (Na, K) как осадки засоленных, усыхающих бассейнов обычно никогда не встречаются в первичном парагенезисе с фосфоритом. Точно так же не имеется определенных указаний на сингенетическое образование в фосфоритах сидерита.

5. Конфигурация морских бассейнов. Не всякий шельф морского бассейна даже нормальной солености является ареной фосфатонакопления. Анализируя палеогеографическую конфигурацию морских бассейнов, отлагавших в области своего шельфа фосфориты, можно подметить ряд намечающихся некоторых общих черт и закономерностей:

1) Бассейны были достаточно глубоководны (не менее 200 м) и обычно имели сообщение с океаническими областями, что давало возможность подвода к шельфу восходящих глубинных донных течений.

2) Наиболее мощное фосфатонакопление приурочено к шельфу больших геосинклинальных достаточно глубоководных морских бассейнов, имевших связь с мировым океаном — Тетис для северо-африканских месторождений, верхнепалеозойский бассейн — для Кордильерской геосинклинали западных штатов США.

3) В топографии фосфоритных отложений тех или иных бассейнов замечается некоторая асимметричность. Так например, фосфатизация в начале третичного периода для широтной Средиземноморской геосинклинали Тетис шла по шельфу южного крыла (северный берег

Африки), для пермского фосфатонакопления меридионально-вытянутой Кордильерской геосинклинали — по ее восточному берегу и т. д., что может быть поставлено в связь с обычно противоположными направлениями донных (подводящих растворенные фосфаты) и поверхностных течений.

4) В замкнутых бассейнах или узких глубокого вдающихся в континент заливах достоверные случаи фосфатообразования не известны.

6) Геосинклинальные и платформенные типы фосфоритных фаций. Наконец, необходимо обратить внимание еще на один геологический фактор — на различие типов фосфоритных фаций геосинклинальных бассейнов и платформенных, что по существу является отражением известного принципиального отличия самого хода и обстановки осадконакопления в геосинклиналях и на платформах. Нижеследующая схема иллюстрирует эти отличия.

Фосфоритные фации	
Геосинклинальные	Платформенные
а) Длительность и непрерывность циклов осадконакопления	а) Более короткие осадочные циклы, неустойчивость береговой линии, частые перерывы и смены трансгрессий и регрессий
б) Большая мощность осадков и большая их литологическая однородность	б) Обратная характеристика
в) Обычно геосинклинальные фосфоритные фации приурочены к карбонатным породам: известнякам или известковистым песчаникам	в) Прямая связь с карбонатными породами обычно отсутствует
г) Текстура фосфоритных слоев обычно пластовая — «однородно-плитняковая». Нередок ленточный габитус	г) Обычно желваковый, галечный габитус, реже — плитняк (большую часть текстурно-неоднородный)
д) В соответствии с вышеизложенным наблюдается большая стабильность шельфа фосфатонакопления и его меньшая ширина	д) Для платформенных областей наблюдается обратная картина — частая миграция шельфа и связанной с ним береговой линии (ондуляции платформенных массивов), большая его ширина, связанная с мелководностью этого типа бассейнов и вытекающее отсюда «рассеяние» фосфата в толще терригенных осадков

Структурные типы фосфоритных фаций

Структура фосфатных колонок

Если проанализировать колонки фосфоритных слоев Русской платформы, то независимо от их возраста бросается в глаза прежде всего поразительная общность их строения. В подавляющем большинстве случаев фосфатные колонки имеют четырехчленное строение.

1) Нижним членом фосфоритной фации обычно является «базальный конгломерат», трансгрессивно залегающий по склону шельфа. В том случае, когда абрадируемые толщи не содержат твердых пород (и конкреций) или абразия была кратковременна, базальный конгломерат четко не формируется. Мощность этого типа базального конгломерата для платформенных фосфатных колонок обычно не превышает 0.50 м.

2) Над базальным конгломератом обычно залегают «предфосфоритные пески» (песчанистые глинны), большей частью кварцево-глауконитовые. Мощность варьирует, но редко превышает несколько метров. В области донных течений и замедленной седиментации эти песчано-

глинистые осадки могут сокращаться до почти полного соприкосновения выше лежащего «главного фосфоритного слоя» с базальным галечником. В серии этих предфосфоритных осадков обычно уже наступает фосфатизация в форме мелких фосфоритных зерен (микрokonкреции), постепенно усиливаясь вверх по направлению к главной зоне фосфатонакопления.

3) Собственно «фосфоритный слой» имеет плитный или желвачатый габитус. Однако, и здесь фосфатизация не проявляется каким-либо резким скачком, а сравнительно плавно спадает вниз и вверх от зоны максимальной концентрации фосфора. Анализ показывает, что и сама «фосфоритная плита» с текстурной и генетической точек зрения не представляет чего-либо принципиально отличного от фосфоритных желваков. Процесс роста фосфоритных конкреций и фосфатизация промежутков между ними обычно и приводит к плотному плитному габитусу.

В общем, если отвлечься от местных вариаций непринципиального характера, эта структура фосфатных колонок прослеживается в подавляющем большинстве фосфоритных месторождений платформы.

Какие же характерные черты отличия наблюдаются для фосфатных колонок геосинклинальных типов месторождений? С первого взгляда может показаться, что между платформенным и геосинклинальным типами нет ничего общего. Однако, более внимательный анализ этих соотношений заставляет прийти к выводу, что в сущности мы имеем здесь различия не столько качественного, сколько количественного порядка.

Если проанализировать мощные фосфатные колонки такой типичной геосинклинальной, как Кордильерская в западных штатах США, то мы увидим:

а) фосфатная серия (P_1) несогласно трансгрессивно залегает на верхне- и среднекаменноугольных известняках, образуя на контакте с ними достаточно четкий абразионный базальный конгломерат;

б) выше залегает серия предфосфоритных глинистых сланцев или песков мощностью от 0,5 до 9 м; толща слабо фосфатизирована;

в) собственно фосфатная серия — чередующиеся слои фосфоритов и слабо фосфатизированных пород — достигает мощности до 50 м;

г) выше расположена надфосфоритная толща пород с убывающим содержанием фосфора. Эта мощная геосинклинальная фосфоритная фация в восточном направлении по мере приближения к береговой линии нижнепермского моря переходит в близко знакомую нам фацию платформенного типа, содержащую типичные низкосортные кварцево-глауколитовые фосфоритные желваки, с ничтожной продуктивностью. Повидимому, аналогичные соотношения можно видеть и в ряде месторождений фосфоритов Туниса и Алжира.

Связь с трансгрессиями

Анализ структуры фосфатных колонок платформенного типа, наряду с обычной абразивной поверхностью контакта с подстилающими породами, являющие определенно указывает на тесную связь формирования фосфоритных слоев, в первую очередь их нижнего члена — базального конгломерата — с трансгрессиями, на что впервые обратил внимание Л. Сауеих (1897), а позже и А. Д. Архангельский, Я. В. Самойлов и др.

Широкий региональный характер фосфоритных месторождений платформ, их приуроченность на значительных пространствах к узко определенным стратиграфическим горизонтам и четырехчленная структура самих фосфатных колонок, при наличии в основании обычного базального конгломерата, указывают на теснейшую связь формирования платформенных фосфоритных фаций с эпохами трансгрессий и заставляют усматривать в фосфоритных фациях этого типа начальную ста-

дию нормального осадочного цикла трансгрессий. Этим и объясняется то обстоятельство, что подавляющее большинство фосфоритных месторождений Русской платформы приурочено к эпохам главных трансгрессий — верхнеюрской, нижнемеловой, верхнемеловой, нижнетретичной.

Однако здесь же следует оговориться, что далеко не все трансгрессии и не на всем своем протяжении по времени и простираению несут за собой формирование фосфоритных фаций. Это опять-таки предопределяет наличие какого-то другого мощного второго фактора — фактора собственно фосфатообразования.

Для фосфоритов геосинклинального типа эта связь с трансгрессиями, с начальными этапами осадочных циклов, выражена не так отчетливо, и нередко мощное фосфатонакопление приурочено к середине или даже конечным этапам (регрессиям) главного осадочного цикла — поступательно-возвратные миграции шельфа.

Геологические факторы петрографической структуры и качества фосфоритов.

а) Базальный конгломерат. В зависимости от характера абрадируемых пород, а также рельефа береговой полосы состав и габитус конгломерата различны. Петрографическая структура и качество фосфоритов базального конгломерата совершенно отчетливо генетически связаны с петрографической структурой самих абрадированных подстилающих толщ. На этом нижнем структурном элементе платформенных фосфатных колонок эта связь особенно резко выражена.

б) Верхние структурные элементы типовой фосфоритной платформенной колонки. При ближайшем анализе верхние структурные элементы фосфоритной колонки оказываются также в сильнейшей степени связаны с характером седиментирующегося приносимого с суши терригенного материала. На это обстоятельство в свое время обратил внимание еще А. Д. Архангельский (1927).

Несомненно, при этом известные дополнительные вариации будут вноситься факторами конфигурации береговой линии, устьями рек, течениями и пр. Однако, общая главная закономерность теснейшей зависимости петрографической структуры и качества фосфоритов от характера береговых пород, подвергнувшихся абразии и эрозии, и от общего характера седиментации терригенного материала — несомненна.

в) Валовое процентное содержание P_2O_5 в колонке фосфоритных фаций. Если петрографические типы фосфоритов с точки зрения выявленных нами закономерностей их «нерастворимых остатков» являются прямым следствием петрографического характера вмещающих их синхроничных пород, т. е. терригенного компонента, то общее валовое содержание фосфорной кислоты в колонке фосфоритных фаций является следствием совершенно другого фактора и другой природы.

Валовое содержание P_2O_5 и петрографический тип фосфатной колонки в целом есть функция трех основных независимых переменных факторов:

$$P = f(x, y, z)$$

где: x — скорость седиментации и характер приносимого с суши терригенного материала («терригенный компонент»). Литологический характер абрадируемых пород;

y — скорость и характер гальмиролизных процессов в осадках («гальмиролизный компонент»);

z — скорость выпадения химических осадков, в первую очередь фосфата («хемогенный компонент»).

Если фосфатная колонка подстилается песчаными осадками, то и сами фосфориты песчанисты и низкосортны по содержанию P_2O_5 (табл. 3). Обычно слабое проявление в этих осадках гальмиролизных процессов приводит к слабому развитию глауконитообразования — фосфориты относительно бедны содержанием Al_2O_3 и Fe_2O_3 , а также и органическим веществом — цвет их на расколе большей частью светло-серый.

Если фосфатная колонка подстилается глинистыми породами, то в общем и фосфориты образуются «глинистого» более высокосортного типа. При этом в зависимости от интенсивности гальмиролизных процессов мы имеем или чисто глинистый тип, или переходный глауконитово-песчанистый, или глауконитово-глинистый. Обычно — большая примесь органического вещества, цвет темный, до черного.

В том случае, если в основании фосфатной колонки залегают карбонатные породы (известняки, мергеля), мы обычно имеем наиболее высокосортные фосфориты, большей частью светлой (до белого цвета) окраски (за немногими исключениями).

Эти, пока чисто эмпирические, закономерности дают возможность сделать следующее обобщение по прогнозу условий залегания и нахождения высокосортных фосфоритов: — *высокосортные фосфориты всегда приурочены к серии карбонатных осадков.*

Близкие к нашим взглядам выводы на теснейшую генетическую связь концентрации фосфора в фосфоритах с характером и скоростью седиментации приносимого с берегов терригенного материала были недавно опубликованы Б. А. Петрушевским и Н. С. Зайцевым (1936) для третичных фосфоритов Гиссарского хребта (Средняя Азия).

Геологические факторы мощности (продуктивности) и качества фосфоритных слоев

До самого последнего времени анализ закономерностей изменения продуктивности фосфоритных слоев по простиранию в сущности даже и не ставился. Вырабатывались методы опробования, накапливался и систематизировался материал. Лишь в самые последние годы достаточно четко стали вырисовываться первые основные контуры интересующих нас геологических факторов изменения продуктивности фосфоритных слоев по простиранию.

Инициатива в анализе и систематизации этих явлений принадлежит для фосфоритных месторождений западных штатов США D. Condit, E. Finch and I. Pardee (1928), для ряда фосфоритных месторождений СССР — В. И. Тамман (1933), А. В. Казакову (1930), А. А. Четыркиной (1933) и др.

Наш анализ фактического материала работ американских геологов над фосфоритами западных штатов США, а также анализ нашего обширного материала по фосфоритам СССР, позволяет совершенно отчетливо формулировать три положения, абстрагируя их от ряда второстепенных побочных факторов: 1) изменение продуктивности фосфоритного слоя есть функция расстояния от береговой линии; 2) эта функция геометрически выражается кривой, возрастающей от нуля до определенного максимума (наибольшая продуктивность) и далее снова падающей практически до нулевого положения; 3) продуктивность и качество фосфоритов данного горизонта находятся между собой в прямой зависимости: увеличение продуктивности, как правило, сопровождается повышением качества, и наоборот.

В работе D. Condit и др. (1928) приведена карта всех известных выходов фосфоритных месторождений пермского возраста западных штатов США и даны линии изомощностей для верхнего главного фосфоритного слоя. Мы видим серию параллельно идущих гомологичных кривых, отвечающих мощностям фосфоритного слоя 4—3—2 и 1 фут., с законо-

Связь петрографической структуры и качества фосфоритов с характером подстилающих (подошва) и вмещающих пород

1. Платформенный тип

Показатели	Петрографические типы фосфоритов				
	Песчаные	Глауколитовые (переходный тип)	Глинистые		Вольско-хоперский тип высококачественных белых фосфоритов
			В.-Камские и др.	Подольский тип	
Содержание P_2O_5 , %	14-18	18-24	24-28	30-34	30-36 (в чистых разностях) до 2
Нерастворимый остаток, %	50-30	30-12	12-3	около 2	
Вмещающие породы	Пески	Глауколитовые пески	Глауколитовые глинистые пески	Для коренных фосфоритов — битуминозные тонкие сланцы глинистые	Ополки, бурый железняк, тонкие зеленоватые глины
Породы подошвы фосфоритного слоя	Пески	обычно — глины	Глины	Тонкие аргиллиты	Карбонатные породы — мел, мергеля

II. Геосинклинальный тип

Показатели	Петрографические типы фосфоритов			
	Геосинклинальный тип		Переходные типы	
	С. Африка	Зап. штаты США	Артинские фосфориты Урала	Каратаг (Ср. Азия)
Содержание P_2O_5 , %	28-34	30-35	37-30	23-25
Содержание нерастворимого остатка, %	6-0.5	—	13-8	20-15
Вмещающие породы	Известняки	Известняки, сланцы P_1	Известняки, доломиты, сланцы P_1A_2	Глинисто-кремнистый карбонатный тип
Породы подошвы фосфоритного слоя	Известняки	Известняки C_3	Известняки P_1	Песчаные известняки

мерным убыванием в сторону береговой линии, расположенной недалеко к востоку от линии изомощности фосфоритного слоя в 1 фут.

Полностью проверить наши положения (1 и 2) на примере фосфоритных месторождений западных штатов США не удастся, за отсутствием фактического материала, что же касается последнего нашего положения (3), то оно прекрасно подтверждается всем фактическим имеющимся материалом.

Для доказательства приводим один из серии составленных нами «водных широтных профилей» через пермскую фосфатную формацию геосинклинального типа западных штатов США (табл. 4).

Таблица 4

Южный широтный профиль — $43^{\circ} \pm 1$

Р а й о н	Западные поля		Восточное поле
	Portneuf Quadrangle Idaho	Anaconda Copper Co (рудник) Idaho	Wind River and Embarras Wyoming
Географические } широта	42°45'—43°00'	42°45'	43°30'
координаты } долгота	111°45'—112°00'	111°30'	108°00' ±
Расстояние от береговой линии в среднем, км	340—320	—	40—80
Тип фосфатной колонки	Павестняково-сланцевый		Сланцево-песчаный
Мощность фосфоритной свиты, м	55 ±	39,6—60,9	60—90
Суммарная мощность фосфоритных слоев, м	до 9	—	1,5—2,0
Средняя мощность главного фосфоритного слоя (рабочий слой), м	до 2—3	2,1—3,0	1,5—2,0
Среднее содержание, %			
P ₂ O ₅	30—35	32—33	16—22
R ₂ O ₃	—	2	1,3—2,7
Нер. ост.	—	6	—

На целом ряде примеров видно, что береговая восточная полоса пермской геосинклинальной фосфоритной фации приобретает здесь уже знакомый нам тип платформенной фации, с базальным конгломератом в основании и песчанистым, частично, желваковым, табитусом самих фосфоритов. В этой крайней восточной береговой полосе не осталось и следа от той мощно развитой фосфоритной фации, выраженной карбонатно-фосфатными осадками, какую мы наблюдаем на западе, в пограничной полосе штатов Айдахо и Вайоминг.

Сантонские фосфоритные поля Актюбинского района. Обширный накопленный НИУИФ фактический материал по детальным геолого-разведочным показателям различных фосфоритных месторождений СССР позволил поставить анализ зависимости продуктивности (и качества) фосфоритных слоев от ряда геологических факторов. Одними из таких работ являются работа В. И. Тамман (1933)² по сантонским фосфоритам Актюбинского района и работа А. А. Четыркиной (1933) по валаянским фосфоритам Верхнекамского района.

На карте Актюбинских фосфоритных залежей прекрасно видно, что в исследованной полосе сантонских залежей длиной вдоль берега 280 км и шириной вкрест простираения от берега сантонского моря

¹ По материалам G. Mansfield (1929) и D. Condit (1928).

² В. И. Тамман, Изменение продуктивности сантонского фосфоритного слоя Актюбинского района в зависимости от расстояния береговой линии, 1933.

80—100 км видно закономерное уменьшение продуктивности (в $\text{кг}/\text{м}^2$ P_2O_5) по мере приближения к берегу.

Расстояние от береговой линии одновременно сказывается и на изменении текстурных особенностей и качества фосфорита. На западе (Кандагач, Таласпай, Н.-Украинка и др.) вся верхняя фосфоритная серия представлена обычно крепкой монолитной фосфоритной плитой, наиболее высокосортной (18,5—19,5% P_2O_5 для класса +4 мм), в то время как в восточных полях прибрежной полосы фосфориты представлены большей частью одними рыхлолежащими желваками, менее сцементированными, слоем с содержанием P_2O_5 для класса +4 мм в среднем 15—16% (Белогорский участок, Джурун и др.).

Нижнемеловые фосфориты Верхнекамского района. На карте Верхнекамских фосфоритных залежей по данным А. А. Четыркиной нанесены линии изопроductивности нижнемелового фосфоритного слоя. И здесь мы четко видим буквально ту же самую картину, что и для Актюбинского сантонского слоя, — ряд параллельных кривых от максимальной продуктивности в 300 $\text{кг}/\text{м}^2$ P_2O_5 вдали от берега до 100 $\text{кг}/\text{м}^2$ — вблизи береговой линии.

В связи с этим закономерно изменяется текстура и качество фосфорита. Полосе максимальной продуктивности (250—300 $\text{кг}/\text{м}^2$ P_2O_5) соответствует наивысшее качество, и наоборот (табл. 5).

Таблица 5

Сопряженная связь продуктивности и качества Верхнекамских нижнемеловых фосфоритов, как функция расстояния от береговой линии (по северо-восточному склону мезозойской мульды)¹

Показатели	П о л о с ы				
	Западная		Средняя	Восточная	
Участки	Дедов-ский	Гилев-ский	Рудняч-ные	Лонно	Левый берег р. Вятки
Среднее расстояние от берега в км	30—50		—	10—20	
Продуктивность в $\text{кг}/\text{м}^2$ P_2O_5 . . .	от 250 до 300		200	100—150	
Качество класса +4 мм {	P_2O_5 . . .		25	23	
	R_2O_3 . . .		7	9—10	
	26,5	26,7		24	
	4,0	6,0		9—10	

Миграция фосфоритных фаций

«Биолитная» теория образования фосфоритов в основном не была созвучна новым представлениям о морских фосфоритных фациях. В значительной степени этим может быть объяснена поразительная инертность геологической мысли в восприятии и использовании для целого ряда геологогенетических обобщений идей об обычных широких миграциях фосфоритных фаций, пространственно непрерывно переходящих параллельно движению береговой линии из горизонта в горизонт.

Мы еще в 1934 г. резко выдвинули положение о том, что *обычно фосфоритные фации секут стратиграфические горизонты*, что стоит в прямой зависимости от движений береговой линии, а, следовательно, и связанного с ней движения шельфа фосфатонакопления.

Регрессивные фосфоритные фации обычно менее четко выражены, что естественно стоит в связи с особенностями общего процесса осадконакопления в фазу регрессии. В этих случаях нередко наблюдаются для

¹ Юго-восточная часть мульды.

них тонкие фосфатные прослойки (проводники), как бы соединяющие разорванные отрезки более активной фосфоритной фации трансгрессивного типа. Если к этому добавить вероятную возможность «пульсаций» самого процесса седиментации фосфата (изменения подводящих к шельфу фосфор донных течений), то картины пространственного распределения «фосфоритных слоев» могут еще больше усложниться.

На примере фосфоритов Русской платформы мы имеем прекрасные примеры такой миграции фосфоритных фаций. Мы ограничимся здесь одним классическим примером непрерывной миграции верхнеюрской фосфоритной фации от Волги к предгорьям южного Приуралья в связи с широкой трансгрессией келловей-оксфорд-кимериджского бассейна.

Мы видим, что впервые фосфоритная фация в этом профиле начинает образовываться в нижнем келловее, в расстоянии ориентировочно около 100 км к востоку от Волги¹.

В районе же Сызрани и ближайшей к Волге территории келловейские осадки (*Kl. i* — *Kl. s*) выражены в более глубоководной глинистой бесфосфоритной фации, и нижележащие песчаные осадки бата (*Bt*), трансгрессивно перекрывающие палеозойские отложения, — также бесфосфоритны.

С ходом развития трансгрессии на восток медленно мигрирующий шельф фосфатонакопления доходит до д. Торпановки (233 км к востоку от Сызрани) в среднекелловейский век, оставляя эту точку в начале оксфорда (образование *Kl. m* — *Oxf. i* фосфоритного слоя). К началу верхнего келловоя шельф мигрирует еще далее на восток. В окрестностях Валушева (ок. 270 км к востоку от Сызрани) этот фосфоритный слой формируется в интервале *Kl. s* — *Oxf.*

С ходом дальнейшей трансгрессии миграция к востоку шельфа фосфатонакопления доходит к началу верхнего оксфорда до Соль-Илецкого района (Песчанка — ок. 370 км от Волги), формируя здесь *Oxf. s* — *Kl. m* фосфоритный слой и *Kl. m* — *Oxf. i* предфосфоритные пески, трансгрессивно залегающие на континентальной средней юре. В нижнекелловейский век море сюда уже не доходило.

В районе Сарыгул (487 км к востоку от Сызрани, 60 км к СВ от Оренбурга), все фосфатообразование приходится на один лишь нижнекимериджский век (*Km. i*); ниже этого фосфоритного слоя залегают *Kl. m* — *Oxf. s* предфосфоритные пески. В 10 км еще далее к востоку фосфоритная фация уже выклинивается, а в 20 км — проходил берег нижнекимериджского моря.

С началом верхнекимериджского века связан поворотный этап осадочного цикла, бассейн переходит в фазу регрессии.

Из этого обзора ясно видно, что во время верхнеюрской трансгрессии к востоку от средней Волги (Сызрань) шельф фосфатонакопления медленно мигрировал с запада на восток, продвинувшись в века с нижнего келловоя до нижнего кимериджа включительно, ориентировочно на 400 км. В результате этого был сформирован фациально один и тот же пространственно непрерывный фосфоритный слой платформенного типа, огромного протяжения (ширина полосы около 400 км). Время непрерывного формирования этого фосфоритного слоя относится от нижнего келловоя в западных участках до нижнего кимериджа в восточных.

Если проанализировать с этой точки зрения верхнемеловой осадочный цикл на той же территории, продолжив ее до района Актюбинск-Орск, то в основном отвлекаясь от принципиально несущественных деталей (поступательно-возвратные колебания береговой линии во второй половине этого осадочного цикла), мы будем иметь ту же самую картину медленной постепенной миграции шельфа фосфатонакопления от

¹ Ближайший к Волге известный пункт нахождения *Kl. i* фосфоритов находится в 160 км к востоку от Сызрани.

сеномана (в сущности, повидимому, даже с верхнего альба) до нижнего маастрихта. Отличием будет лишь то, что верхнемеловая трансгрессия проникла гораздо далее на восток, к самым предгорьям Урала, по сравнению с выше рассмотренной верхнеюрской трансгрессией.

Океанографическая обстановка миграции и осаждения фосфатов

В этой главе мы проанализируем в самых общих чертах основные факторы закономерностей распределения и миграции фосфора в морских бассейнах, оттенив также и сопряженные показатели: CO_2 , щелочность, pH , t , продукцию планктона.

1. Глубина. Поверхностные слои воды, соответствующие зоне фотосинтеза и фитопланктона, всегда обеднены фосфорной кислотой, которая здесь энергично поглощается растительными организмами. В этой поверхностной зоне, глубиной до 50 м, содержание P_2O_5 обычно не превышает 50 мг/м³, спускаясь часто до 2—5 мг P_2O_5 . Ниже зоны фотосинтеза содержание P_2O_5 быстро возрастает, доходя в ряде случаев до 300—400 мг/м³ и даже выше.

2. Сезонные изменения. Весной, с расцветом жизнедеятельности фитопланктона, растворенные в морской воде фосфаты как питательные элементы энергично усваиваются растительными клетками и содержание P_2O_5 в верхних слоях морской воды резко падает. С началом осени, в силу уменьшения жизнедеятельности фитопланктона и стратификации, содержание P_2O_5 повышается, доходя обычно до исходной концентрации.

Взаимоотношения P_2O_5 , CO_2 и pH морской воды

а) CO_2 — парциальное давление в поверхностных слоях морской воды. В поверхностных слоях морской воды (зоне фотосинтеза, в среднем до глубины 50 м) растворенная в морской воде CO_2 наряду с P_2O_5 является «питательным элементом» и энергично поглощается растительными клетками, при одновременном выделении свободного кислорода. Вследствие этого содержание CO_2 и P_2O_5 в поверхностных слоях, с одной стороны, всегда меньше, чем в глубоких слоях воды, с другой, оба эти вещества сопряженно подвержены годовым циклам колебаний.

Чем больше в морской воде растворено CO_2 , тем при прочих равных условиях снижается в сторону кислотности ее pH (табл. 6).

Таблица 6

Зависимость между парциальным давлением CO_2 , температурой и pH для морской воды нормальной солености¹

(Н. Wattenberg, 1936)

pH	P_{CO_2} (в 10^{-4} ат)				Общее содержание CO_2 (10^{-3} мол./л)			
	0°	10°	20°	30°	0°	10°	20°	30°
7,6	11,7	13,4	14,8	16,5	2,40	2,36	2,33	2,30
7,8	7,8	8,1	8,8	9,8	2,33	2,29	2,25	2,21
8,0	4,3	4,8	5,2	5,7	2,26	2,20	2,15	2,10
8,2	2,5	2,8	3,0	3,1	2,16	2,10	2,03	1,96
8,4	1,5	1,6	1,6	1,7	2,05	1,96	1,88	1,81

¹ Парциальное давление CO_2 в атмосфере, выраженное в этих единицах измерения, равно $3 \cdot 10^{-4}$ ат.

В работе 1932 г. K. Bruch и Grippenberг в сущности впервые выяснили роль давления как фактора, меняющего при прочих равных условиях величину рН (табл. 7).

Таблица 7

Изменение рН с глубиной вследствие увеличения давления при одном и том же количестве CO_2

Глубина в м	рН	рН	рН
0	7,80	8,00	8,20
2 000	7,75	7,96	8,16
4 000	7,70	7,91	8,12
6 000	7,65	7,87	8,08
8 000	7,60	7,82	8,04
10 000	7,55	7,78	8,00

Таким образом, например, поверхностные воды, погружающиеся течениями в глубины при прочих равных условиях становятся «более кислыми», т. е. более активным растворителем.

б) Распределение CO_2 в глубоких водах океана. В самом поверхностном слое содержание CO_2 вследствие равновесия с атмосферой близко к $3 \cdot 10^{-4}$ ат.

В зоне фитопланктона (0—50 м) вследствие ассимиляции растительными клетками содержание CO_2 несколько уменьшается.

Несколько ниже зоны фитопланктона мы встречаемся со слоем, в котором баланс CO_2 уравнивается между процессами ассимиляции и респирации.

Ниже этого слоя содержание CO_2 в морской воде начинает быстро возрастать, доходя до максимума на глубинах 500—1500 м, при соответствующих максимальных значениях P_{CO_2} = до $10 \cdot 10^{-4}$ ат (что соответствует $760 \cdot 12 \cdot 10^{-4} = 9,12$ мм рт. ст. против обычного 2,3 мм для атмосферы).

Ниже этой зоны максимума, до глубины 4000—5000 м содержание CO_2 снова падает до величины, соответствующей в среднем поверхностным слоям¹.

Основными генетическими факторами этого океанического вертикального распределения CO_2 являются:

Горизонтальная и вертикальная стратификация (течения) водных масс — погружение поверхностных вод, бедных CO_2 , в придонные зоны, и обратно.

Разложение (минерализация) падающих отмерших организмов, для мелких организмов происходит уже в верхних слоях океана. В мелководных областях этот «дождь» падающих организмов доходит до дна, в то время как в глубоководных частях бассейна большинство организмов успевает нацело разложиться, не достигая дна. Это является основной причиной увеличения содержания CO_2 с глубиной (до вышеуказанного максимума 500—1500 м).

Понижение температуры с глубиной: в верхних более теплых слоях окислительные процессы идут быстрее, чем в глубоких холодных водах.

¹ В континентальных, более мелких, водоемах этого «глубинного спада» содержания CO_2 обычно не наблюдается и увеличение CO_2 идет от 50 м до самого дна бассейна.

Повидимому, из этих трех факторов последние два имеют решающую роль для вертикального распределения CO_2 .

В полном соответствии с кривой вертикального распределения CO_2 стоит кривая pH, естественно являясь «обращенной кривой».

в) Содержание CO_2 в придонной воде. Обычно в нижних 100 м океанических вод наблюдается небольшое увеличение содержания CO_2 (и соответствующее небольшое снижение pH). Главными причинами этого являются: более затрудненное обновление придонной воды глубокowodными течениями (трение движущихся водных масс по дну) и разложение (вероятно с участием бактерий) остатков организмов, не успевших до конца минерализоваться во время погружения на дно.

Растворяющее действие морской воды (агрессивность).

Показатель «щелочности»

Придонная морская вода и осадки морского дна находятся между собой в непрерывном взаимодействии. Еще в 1884 г. химик экспедиции Чалленджер, W. Dittmar, высказал предположение о растворяющем действии морской воды на CaCO_3 донных осадков. К аналогичному выводу в 1921 г. пришел и W. Baennicke. Однако лишь позднейшие исследователи подвели под этот вопрос надежный физико-химический фундамент.

Для характеристики количества растворенного в морской воде $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ и CaCO_3 вводится понятие «щелочности» (A) (Alkalität), определяемой методом титрования, и отношение $A : \text{Cl}$ — «специальная щелочность». Обе эти величины характеризуют величину избытка оснований (главным образом Ca) над сильными кислотами.

В одной из последних работ H. Wattenberg (1936) приходит к геологически интереснейшему выводу, что поверхностные слои воды всего мирового океана, содержащие, как было выше указано, количество растворенной CO_2 , находящееся близко к равновесию с атмосферой, являются перенасыщенными по отношению к CaCO_3 . Это особенно резко сказывается для теплых вод тропиков и субтропиков.

Региональное распределение P и CO_2 океанических вод. Связь с планктоном, течениями

Остановимся здесь еще на работах лишь двух исследователей — E. Hentschel (1927—1931) и H. Wattenberg (1927—1936).

В работе 1936 г. E. Hentschel дает в высшей степени интересные для нас две сравнительные карточки регионального распределения содержания фосфора (мг/м^3) и планктона в зоне фотосинтеза (поверхностный слой воды от 0 до 50 м) для южной части Атлантического океана. На этих карточках прежде всего отчетливо выступают максимумы фосфора и планктона в прибрежных водах западного побережья Африки между южной оконечностью (мыс Кап-Бланко) и Канарскими островами; наоборот, вода противоположного бразильского берега южной Америки резко обеднена фосфором и планктоном.

Эти особенности в основном объясняются тем обстоятельством, что вдоль западноафриканского берега имеют место восходящие донные течения, выносящие из глубоких слоев холодные, богатые фосфором и углекислотой воды, которые, поднимаясь к поверхности, и являются богатейшим источником питательных веществ для планктона. Расцвет планктона вдоль этой береговой полосы непосредственно связан с повышенным содержанием в воде восходящих донных течений этих питательных элементов. Эти глубинные воды, поднявшиеся здесь к поверхности, пассатными ветрами переменяются к западу, к бразильскому

берегу, быстро теряя фосфор и углекислоту за счет ассимиляции планктоном. Эти уже обедненные воды, доходя до бразильского берега, погружаются, переходя в нисходящие течения.

Гипотеза автора о генезисе фосфатов

Высказанная нами весной 1934 г. в докладе НИУИФ гипотеза о генезисе фосфоритов как химических осадков из морской воды¹ вкратце может быть охарактеризована следующими положениями:

1. Глубокие воды морских бассейнов являются основными резервами фосфора, посредством глубинных течений вступающего в цикл дальнейшей миграции и превращений.

2. Главнейшим источником интересующих нас элементов — Р, Са и CO_2 — морской воды являются кроме привноса их с континентов (реки — растворы и минеральные суспензии) также минерализация отмерших животных и растительных организмов (планктон, нектон) и донные осадки. Глубоководные донные течения не могут, конечно, являться нейтрально инертными по отношению к донным осадкам. При наличии в воде свободной агрессивной CO_2 , последняя дополнительно переводит в раствор карбонат и фосфат кальция донных осадков, обогащая эти глубинные воды фосфором.

3. Основным агентом, переводящим фосфаты (и карбонаты кальция) в раствор, является CO_2 , повышенное содержание которой в слоях ниже зоны фитопланктона (глубже 50 м) обусловлено процессами окисления органических веществ — минерализация падающих на дно остатков организмов (процессы жизнедеятельности пелагических животных организмов). Менее ясна роль растворителя H_2S , образующегося в донных илах при анаэробных процессах и могущего в известных случаях поступать в придонные воды.

4. Так как значительная часть падающих на дно отмерших микроорганизмов успевает разложиться (минерализоваться), не доходя до глубины 500—1500 м, то как раз эти слои океанических вод и являются наиболее богатыми CO_2 и Р. Этот максимум содержания лежит для южной части Атлантического океана на глубине около 500 м.

5. В соответствии с этим океанические воды с гидрохимической точки зрения достаточно четко подразделяются на пять последовательно расположенных (сверху вниз) зон, представляющих для минерало-генетических обобщений первостепенный интерес. Так, для вод южной части Атлантического океана под тропиками мы имеем следующую картину этой зональности (табл. 8).

Таблица 8

Глубины, в м	Температура	P_{CO_2} ($x \times 10^{-4} \text{ ат}$)	pH	P_2O_5 мг/м ³
0—50 (зона фотосинтеза)	22 — 20	~ 3	8.15	От 0 до 50 (сезонные колебания)
50—500	20 → 7	3 → 11 (макс.)	8.1 → 7.7	Увеличение до 300 (макс.)
500—1 500	7 → 4	11 → 4	7.7 → 8.0	Спад примерно до 200
> 1 500	< 4	4.0	8.0	200
Придонная вода (до 100 м над дном)	около 0.5	4.8	около 7.95	Некоторое увеличение

¹ А. В. Казаков, Фосфориты. Статья в сборнике «Химическая промышленность в борьбе за урожай». М., 1934 г., стр. 30.

6. Этот материал океанографических экспедиций в связи с выше-разобранными геологическими факторами фосфатонакопления дал основание для высказанной нами гипотезы образования фосфоритов как химических морских осадков.

Для условий выпадения фосфатов (и карбонатов) необходимы два основных фактора — подход глубинных вод, богатых Р и CO_2 к поверхностной береговой полосе и уменьшение в этих водах парциального давления CO_2 . Последнее может быть обусловлено диффузией избытка CO_2 в обедненные углекислотой поверхностные слои — зоны фитопланктона. Этому естественно способствует нагрев поднимающихся к поверхности вод холодных донных течений и уменьшение давления.

Вследствие уменьшения парциального давления CO_2 в этих восходящих слоях морской воды последняя становится пересыщенной прежде всего по отношению к CaCO_3 , который и должен выпадать в первую очередь; несколько позже в верхней половине шельфа должна идти кристаллизация фосфата кальция. На основании опытов W. Graham (1927) соотношение выпадающих при этом масс ориентировочно должно быть: $\text{CaCO}_3 : 3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaO}$ от 100 : 1 до 200 : 1, или в абсолютных величинах порядок цифр намечается: 50—80 г CaCO_3 и около 0,5 г фосфата кальция из 1 м³. Эти цифры требуют экспериментальной проверки.

7. Фосфатонакопление идет по шельфам за счет химического осаждения фосфата кальция из морской воды восходящих глубинных донных течений, могущих содержать P_2O_5 до 300—600 мг/м³.

8. Химическая седиментация фосфата не может происходить в зоне фотосинтеза, где растворенный в морской воде фосфор энергично потребляется фитопланктоном, а также в глубоких областях моря (ориентировочно более 200 м — континентальный склон), где высокое содержание CO_2 препятствует образованию условий пересыщения. С этой точки зрения химическое осаждение фосфатов наступает в верхней и средней частях шельфа, т. е. на глубине ориентировочно 100 ± 50 м. При этом налицо должны быть условия: а) прямая связь шельфа с глубокими частями открытого океана (ориентировочно не менее 200—500 м); б) восходящие к шельфу глубинные холодные донные течения как основной источник фосфора.

9. Отсюда становятся понятными и ясными генетический смысл самих «фосфоритных фаций» обычно широкого регионального масштаба. явления их миграции, отсутствие фосфоритообразования в континентальных пресноводных бассейнах и морских мелководных замкнутых, а также и усыхающих осолоненных обычно также мелководных бассейнах. Ясным становится и отсутствие фосфоритов, с одной стороны, в прибрежных фациях штранда, с другой, в глубоководных фациях и приуроченность их всюду к характерным промежуточным фациальным полосам, т. е. к шельфу.

При этой генетической концепции не вызывает досадного недоумения бедность фауной целого ряда мощных фосфатонакоплений — западных штатов США, Сев. Америки, фосфориты вольско-хоперского типа, Каратага, артинские фосфориты западного склона Урала и т. д.; между фауной и фосфатонакоплением нет никакой прямой генетической связи.

Все эти факты в сущности не были объяснимы с точки зрения классической «биолитной» теории генезиса фосфоритов.

Для уточнения и экспериментальной проверки выдвинутой нами гипотезы генезиса фосфоритов нами начато изучение систем равновесия

¹ По последним данным японских гидрохимиков содержание P_2O_5 в глубинных водах у Японских островов доходит до 1000 мг/м³.

в полях низких концентраций $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{HF} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (на фоне морской воды), из которой система $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ (изотерма 25°C) закончена и нами опубликована (1937) — табл. 9.

Таблица 9

Поля устойчивости фосфатных фаз изотермы 25° системы $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$
(А. Казаков, 1937)¹

Твердая фаза	Состав равновесной жидкой фазы		
	CaO м/л	P ₂ O ₅ раствора м/л	pH
$\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	≥ 80	≥ 150	$\leq 6,40$
$\text{Ca}_3\text{P}_2\text{O}_8 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ (трифосфат)	от 80 до 6,0	от 150 до 3	6,4—7,0
$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$ (гидроксилапатит)	от 6 до > 140	от 3 до $< 0,011$	от 7,0 до $> 9,2$

Чрезвычайно любопытно, что содержание P_2O_5 и величина pH жидкой фазы равновесной с гидроксилапатитом совпадают с параметрами этих цифр для морской воды в областях верхней и средней частях шельфа, что подводит первый фундамент под нашу генетическую гипотезу.

Мы убеждены, что дальнейшее комплексное изучение геологических, океанографических и физико-химических факторов фосфатообразования и формирования фосфоритных фаций позволит в ближайшее время выяснить остающиеся детали этой генетической проблемы. На фоне нашей вышеразобранной гипотезы уже и в настоящее время становятся возможными теоретические прогнозы дальнейших поисков фосфоритов в новых районах и стратиграфических горизонтах, считавшихся совсем недавно «бесфосфатными».

¹ А. В. Казаков, Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис. I. Система $\text{CaO} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{H}_2\text{O}$ в полях низких концентраций. Труды Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам. Вып. 139, 1937.

Б. А. Петрушевский, Н. П. Херасков и А. А. Шугин

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НАУЧНОГО ИНСТИТУТА ПО УДОБРЕНИЯМ И ИНСЕКТОФУНГИЦИДАМ (НИУИФ) В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Введение

Начиная с 1929 г., НИУИФ производил в Средней Азии исследования фосфоритов, калийных солей, селитры и серы. За это время им были обследованы 1) фосфориты Западного Таджикистана, 2) фосфориты Восточной Ферганы, 3) карататское месторождение фосфоритов, 4) исфаринское месторождение натронной селитры, 5) калийные месторождения Карлюкского района Туркменской ССР и 6) месторождения самородной серы в Каракумах.

Эти работы, ставившиеся как и все геологические работы Института на базе всестороннего изучения геологии данных районов, дали много нового для выяснения стратиграфии, тектоники и палеогеографии мезокайнозойских отложений, к которым приурочены указанные полезные ископаемые.

Геологическое строение Таджикистанской депрессии

На основании огромного фактического материала, накопленного работниками различных организаций и учреждений, геологическое строение основного района исследований НИУИФ Таджикистанской депрессии представляется в следующем виде.

Наиболее древними, палеонтологически доказанными мезозойскими отложениями Таджикистанской депрессии являются лейасовые. По южному склону Гиссарского хребта в районе р. Ханака М. С. Швецов обнаружил мощную, до 1500 м, толщу континентальных пород — песчаников и сланцев с покровами эффузивов (ханакинская свита); она лежит с угловым несогласием на заведомо палеозойских породах и с угловым же несогласием покрывается континентальной угленосной юрской толщей. Основываясь на этом, некоторые авторы склонны относить ханакинскую свиту к триасу, что, однако, не может считаться доказанным. Вполне возможно, что здесь перед нами еще палеозойские, верхнепермские отложения.

Точно так же не доказано присутствие рэта, к которому С. П. Левицкий относит в ряде пунктов по южному склону Гиссарского хребта нижнюю часть угленосной юрской толщи (мощностью в несколько десятков метров), основываясь на небольшом угловом несогласии и размыве по верхней границе предположительных ретских слоев и наличию флоры *Clathropteris abovata* Oishi, *Thaumatopteris hissarica* Brik. и некоторых других. Однако, флора эта не является типичной для рэта, а эрозийные местные несогласия наблюдаются в описываемой толще часто.

Лейас Таджикистанской депрессии представлен сланцево-песчаниковой и отчасти конгломератовой (внизу) толщей с маломощными прослоями каменного угля и углистых сланцев с флорой *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. et H., *Cl.* cf. *kryshfafovichii* Pryn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn. и др. Мощность лейаса возрастает к юго-западу, достигая здесь 300—400 м против 90—100 м в северо-восточных районах южного склона Гиссарского хребта.

Вверх она постепенно переходит в свиту тонкозернистых песчаников и сланцев с аммонитами *Parkinsonia parkinsoni* d'Orb., *P.* cf. *balachanensis* Khud., *P.* ex gr. *subarictis* Wetz., свидетельствующими о верхнебайосском возрасте свиты; следовательно, верхи нижележащей толщи принадлежат, очевидно, уже не лейасу, а байоссу. На западе байосские отложения достигают мощности 100 м; к востоку, не доходя Сталинабада, они выклиниваются, замещаясь континентальными породами.

Покрываются они 30—40-метровой пачкой песчаников и сланцев с прослоями угля и углистых сланцев, с обильной флорой (*Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Ginkgo digitata* Brongn., *Baiera longifolia* Roem. и др.), свидетельствующей по мнению В. Д. Принадо о байосбатском возрасте.

Выше следует свита песчаников и сланцев с маломощными известняками, содержащая верхнебатскую фауну (*Oppelia* ex gr. *fusca* Quen., *O.* cf. *notabilis* Roem., *Perisphinctes* ex gr. *rotundatus* Roem.), а также брахиопод, пелеципод, ежей и белемнитов. На западе мощность свиты достигает 70 м, к востоку она выклинивается, замещаясь континентальными породами, но распространена здесь шире, чем морская байосская пачка.

Вышележащие верхнеюрские отложения представлены характерными однородными известняками, содержащими келловей-оксфордских аммонитов (*Stepheoceras banksi* d'Orb., *Perisphinctes* cf. *comptoni* Pratt., *Pev. marcelli* Oppr. и др.), пелеципод, гастропод и кораллов. На юго-западе мощность известняков достигает 500 м, к востоку падает до 150—200 м, причем возможно, что здесь известняки отвечают только келловейскому ярусу. Таким образом, и для верхней юры устанавливается та же закономерность изменений мощности пород при движении к центральному частям Таджикистанской депрессии, которую мы отмечали для нижней и средней юры.

Известняки постепенно сменяются кверху гипсами; в верхней их части залегает толща каменной соли с горизонтами калийных солей, служивших объектами исследований НИУИФ (Н. П. Херасков, Б. М. Гиммельфарб, А. В. Пейве, А. А. Шугин, В. А. Вахрамеев). Мощность каменной соли на юго-западе доходит до 150—180 м; на восток быстро уменьшается; толща эта не является повсеместно выдержанной, отчего можно думать, что она отлагалась в изолированных крупных лагунах, а не в едином бассейне. Мощность всей соляно-гипсовой свиты на юго-западе достигает 300—350 м. На востоке она замещается толщей красных гипсоносных глин в 75—100 м мощности, иногда с горизонтами гипсов до 30 м с линзами каменной соли (хребет Петра I, данные И. Е. Губина). Здесь она может отвечать всей верхней юре и части нижнего мела, тогда как на крайнем юго-западе обнимает собой, очевидно, кимеридж-титон.

Нижнемеловые отложения Таджикистанской депрессии представлены преимущественно красноцветными породами и различными песчаниками и глинами, часто гипсоносными, с редкими прослоями известняков и мергелей. До недавнего времени эта толща описывалась вообще как нижнемеловая, без более drobных подразделений. Работами НИУИФ (Н. П. Херасков) было положено начало ее расчленению на ряд

горизонтов, выделенных по петрографическому признаку. Приводить здесь названия и характеристику этих горизонтов мы не будем.

Возрастные определения отдельных свит пока возможны лишь самые проблематические. Самая верхняя, представленная темными глинами, содержит альбскую фауну: *Acanthophites* cf. *multispinatus* Auth., *A. nolani* Seun. и др. В средней части толщи найдены *Gervillia* cf. *linguloides* Farb. и *Exogyra*, сходная с *Ex. tuberculifera* Koch et Dunk., говорящие, повидимому, о баремском возрасте. На крайнем юго-западе в промежуточной части разреза найден верхнеаптский *Parahophites* aff. *campischi* P. et R.

Мощность нижнемеловых отложений (как и всех остальных отложений в Таджикистанской депрессии) возрастает к юго-западу, достигая в Карлюкском районе 1000 м против 300—400 м восточных областей. К востоку от Сталинабада колонка значительно изменяется главным образом в нижней части, и здесь уже нельзя выделить свит, характерных для юго-западных участков Гиссарского хребта. Свита альбских глин с аммонитами распространена и здесь, причем в ряде мест залегает трансгрессивно по отношению к юрским отложениям.

Верхнемеловые отложения Таджикистанской депрессии, изучавшиеся Б. М. Здориком, Б. А. Борнеманом и др., представлены многократным чередованием аргиллитов и известняков, часто ракушечных; аргиллиты заметно преобладают. Весьма характерным является наличие в разрезе гипсовых прослоев, вместе с которыми иногда наблюдаются песчаники. Эти гипсово-песчаниковые пачки как бы намечают некоторую цикличность осаднения и иногда являются довольно выдержанными по простиранию, что впервые было подмечено Б. М. Здориком; однако, их нельзя рассматривать как следы универсальных регрессий верхнемелового моря.

По богатой и разнообразной фауне аммонитов, устриц, ежей и др. устанавливаются сеноманский, туронский и сенонский (дробнее не подразделенный) ярусы (*Thomasites konlabica* Cler., *Placenticerus kharesmensis* Lah., *Mammites* cf. *nodosoides* Schloth., *Inoceramus lamarki* Park., *Exogyra columba* Lam., *E. conica* Sow., *Ostrea acutirostris* Nils. и пр.). Мощные известняки и доломиты с гипсами, венчающие верхнемеловые отложения и до недавнего времени относившиеся к датскому ярусу, являются в действительности палеоценовыми.

Мощность верхнемеловых пород возрастает к юго-западу, достигая здесь 700—1000 м. Распространены они шире всех остальных мезозойских отложений, в ряде мест залегая прямо на палеозое. Не покрытыми верхнемеловым морем оставались лишь крупные острова, отвечающие осевым частям Гиссарского, Заравшанского и других хребтов. Верхнемеловая эпоха является временем максимальной мезозойской трансгрессии, когда под уровень моря погружаются значительные участки возникшей еще в конце палеозоя в южном Тянь-шане суши.

Сходно с верхнемеловыми построены и палеогеновые отложения, представленные внизу известняками и доломитами с гипсами (палеоцен), а выше аргиллитами с подчиненными горизонтами известняков и непостоянными прослоями гипсов, намечающих некоторую цикличность осаднения подобно тому, как это имеет место и в верхнем мелу. Выше в разрезах появляются отдельные прослои красных глин, а еще выше нормальные морские породы исчезают, заменяясь мощными красноцветными глинами и песчаниками.

В слоях, где чередуются морские и континентальные породы содержится олигоценовая фауна *Ostrea tianschanensis* Rom., *Gryphaea severzevi* Rom. и др., а ниже — эоценовые устрицы *Gr. esterhazyi* Pav., *Ostrea multicostata* Desh., *O. strictiplicata* R. et D.; в палеоценовых известняках и в непосредственно их покрывающих слоях найдены *Corbula*

angulata Lam., *C. biangulata* Desh., *Gr. esheri* var. *antiqua* Schwetz., *Turritella kamyschinensis* Netsch. и др.

Мощность морских палеогеновых отложений возрастает к юго-западу, достигая здесь 400—500 м. О. С. Вялов указывает, что в центральных частях Таджикистанской депрессии образование континентальных пород началось только в олигоцене, а по периферии депрессии море регрессировало уже в конце верхнего эоцена (здесь на слои с *Gr. esterhazyi* Pav. непосредственно налегают красноцветные породы).

К нижне- и верхнеэоценовым глинам приурочены фосфориты, изучавшиеся НИУИФ (Б. М. Здорик, Н. С. Зайцев, Н. И. Ларин, А. В. Пейве и Б. А. Петрушевский).

К палеогеновым и верхнемеловым глинам и аргиллитам в Фергане приурочены залежи селитры, образующейся на пологих склонах в поверхностном, элювиальном, слое. Распространены палеогеновые отложения в общем так же широко, как и верхнемеловые, в ряде мест даже шире, чем они.

Неогеновые породы представлены в Таджикистанской депрессии мощными (до 2000—3000 м) красноцветными глинами, песчаниками и конгломератами. Значительно западнее, в Каракумах, где неоген построен сложнее, верхним его горизонтом (верхнему плиоцену), представленным континентальными глинами и песчаниками, подчинены известные месторождения серы, в последние годы также изучавшиеся НИУИФ (А. А. Шугин). Миоцен здесь представлен еще морскими породами.

Краткий тектонический очерк

Большую роль работы НИУИФ сыграли в понимании структуры районов, геологическое описание которых приведено выше.

Таджикистанской депрессией Н. П. Херасковым был назван своеобразный район как тектонической, так и орографической депрессии между палеозойскими массивами Гиссарского и Алайского хребтов и Памира. Своеобразие этой зоны еще ранее было отмечено Клебельсбергом и отражено на сводной геологической карте Средней Азии.

Большая часть этой депрессии сложена исключительно меловыми и третичными отложениями, и только на востоке, в наиболее сжатой части депрессии, в антиклинальных структурах появляются более древние отложения (юра и верхний палеозой). На юго-запад Таджикистанская депрессия широким раструбом виргирующих складок продолжается в Афганский Туркестан и складки ее каким-то образом смыкаются со складками предгорий Гиндукуша.

Складки Таджикистанской депрессии возникли на месте обширной области прогибания мезозойско-третичного времени, причем история этого прогибания отчетливо выражена в фациальных особенностях отдельных разрезов.

Особенности молодых структур Таджикистанской депрессии и прилегающих к ней частей Гиссарского хребта были проанализированы Н. П. Херасковым. Юго-западное окончание Гиссарского хребта характеризуется развитием складок, названных им «складками облекания». Это — крупные широкие складки с палеозойским ядром неправильной формы, разорванные с одной стороны довольно крупными надвигами. В их форме ярко проявляется влияние жесткого палеозойского ядра, лишь слабо сминавшегося, а в основном реагировавшего на тангенциальное давление расколами. Мезозойско-третичный покров, более пластичный, в основном пассивно приспособлялся, «облекая» выпиравшие палеозойские глыбы. Складки облекания, повидимому, непрерывными переходами связаны с односторонними горстами, которые были обнаружены в более восточных частях Гиссарского хребта Ю. М. Шейнманом.

Там, где палеозойские глыбы остались погруженными и испытали лишь слабые вертикальные движения, на поверхности образовались широкие синклинальные котловины почти недислоцированного неогена или мелкие, но резкие складки сорванного с фундамента мезозойско-третичного покрова («складки срыва»).

Такие мелкие области погружения палеозойского фундамента представляют собой переход по своим структурам к области Таджикистанской депрессии. В западной части ее — в Прикафринианских хребтах наблюдается пучок типичных складок срыва, причем срыв происходит здесь по пластичной свите гипсов и каменной соли, венчающих юру.

Складки отличаются небольшой шириной и крутизной, но простой в поперечном разрезе формой. В направлении опрокидывания на юго-восточном крыле они разорваны обычно надвигами и часто превращены в чешуи.

Более сложные формы наблюдаются по данным Б. М. Здорика в Привахшских хребтах. Наряду с простыми складками вышеописанного типа здесь образуются и более сложные веерообразные структуры с развитием надвигов по обоим крыльям. Местами в этих складках несомненно участвует юра, не выходящая, однако, на поверхность. Срывание с фундамента происходит здесь не только по соляно-гипсовой юре, но и по более низким горизонтам.

Развитие плоскостей срыва не позволяет сколько-нибудь отчетливо представить себе дислокации палеозойского фундамента. Чередование областей резко дислоцированных отложений и широких котловин почти недислоцированного неогена показывает, что они были неравномерными.

Надвиги развиты на подымном крыле как складок облекания, так и складок срыва. Обычно это крупные расколы с падением, превышающим падение слоев, но иногда встречаются и обратные соотношения. Менее пучковой формой, но, повидимому, также распространенной являются пластовые перемещения, смещения по которым часто достигает большой величины. Наиболее эффектной разновидностью таких смещений представляются так называемые постэрозионные надвиги, встреченные Н. П. Херасковым в районе Куптанта, а позднее А. В. Пейве в Гаурдакском и Б. А. Петрушевским в Каратагском районах. В надвигах этого типа стратиграфически более высокие слои скользят первоначально по поверхности наслоения, а потом по размытым головам более древних слоев, образуя при этом крайне причудливые формы.

Единственная попытка объяснить образование структуры Таджикистанской депрессии в целом принадлежит Ю. М. Шейнману. Последним было замечено, что складки депрессии развивались с краев к центру депрессии, так что в районе Нурека встретились два различных пучка складок. На основании этого, а также некоторых других данных он рассматривает депрессию как своеобразную рамповую долину, образовавшуюся под влиянием надвигания Памирской глыбы на Таджикистанскую и подвигания последней под Гиссарскую. Несмотря на заманчивость этой концепции, она вызывает ряд возражений.

Дело дальнейших исследований выбрать из нее все ценное для более точного анализа условий образования этой интересной структуры.

Полезные ископаемые

Фосфориты Западного Таджикистана

Первые указания на возможность нахождения в Таджикистане практически ценных фосфоритов было сделано геологом М. С. Швецовым (1927 г.).

В 1929 г. партией НИУИФ (Б. М. Здорик) был детально обследован горный район к югу от Гиссарской долины, между рр. Вахш и Кафир-

ниган. Этими работами в глинистой толще Сузакского горизонта (палеоген) было обнаружено два прослоя фосфоритов по 0,2—0,3 м мощностью каждый. Фосфоритные прослои состоят из крупных (до 10 см в диаметре), черных глянцевитых с поверхности желваков фосфорита, залегающих в глине. Средняя продуктивность концентрата класса +4 мм доходит до 120 кг/м². Содержание P₂O₅ в желваках 25—26%. Фосфоритный слой прослежен по линии выхода на расстояние до 16 км.

Работы, проведенные НИУИФ в 1930 г. к западу от р. Вахш, в сторону Сурхан-Дарвинской долины (Н. П. Херасков), показали, что фосфоритный слой Сузакского горизонта в этом направлении выклинивается, в восточном же и северо-восточном направлении продуктивность сузакского фосфоритного горизонта снижается до 50—80 кг/м².

Фосфориты Восточной Ферганы

В 1931 г. НИУИФ (А. В. Пейве) проведены геолого-поисковые работы на фосфориты в пределах восточной Ферганы. Наиболее интересным с точки зрения фосфатизации и в этом районе является сузакский горизонт, к основанию которого приурочен своеобразный фосфоритный слой, представленный мелкими зернами фосфорита, включенными в толщу известняков, 1—2,5 м мощности.

Содержание P₂O₅ в зернах до 26,4%, R₂O₃ 2,1%, нерастворимый остаток 4,5%, CO₂ до 7%. Содержание P₂O₅ в исходной руде 6—10%.

В Исфаринском районе, по обоим берегам р. Исфары, в 8 км севернее г. Исфары этот же фосфоритный слой имеет мощность 0,5—0,6 м с содержанием P₂O₅ до 11%.

Каратагское месторождение фосфоритов

Из всех известных месторождений фосфоритов Средней Азии Каратагское месторождение фосфоритов представляет наибольший практический интерес.

Оно находится на территории Таджикской ССР в 10 км к северу от ст. Чептура Среднеазиатских ж. д.

В 1931 г. это месторождение было открыто геологом Б. М. Здорик, работы которого продолжались в 1932 г.

В 1934 г. НИУИФ (Н. И. Ларин, Б. А. Петрушевский) было произведено на значительной площади геологическое изучение фосфоритов, а отдельные участки месторождения были разведаны детально.

В геологическом строении исследованной местности принимают участие породы, начиная с палеозоя и кончая верхнетретичными. Детальному изучению подверглись осадки эоцена, к которому приурочен промышленный фосфоритный горизонт.

Колонка интересующих коренных пород в районе кишлака Каратаг представляется в следующем виде (по Н. И. Ларину). Под мощной толщей красноцветных пород неогена залегают:

P ₂ ⁺³	Темносерые глины и аргиллиты с 9-метровым прослоем известково-кварцевого песчаника; мощностью .	70—78 м
P ₂ ²	Глины и аргиллиты с прослоями мергелистых песчаников; мощностью .	122—137 м
P ₂ ²	Толща чередующихся слоев песчаников, аргиллитов и зернистых фосфоритов. Насыщенность породы зернами фосфорита — слабая. Общая мощность толщи .	1,7—1,8 м
P ₂ ²	Плотный известняк, выступающий в рельефе четко-выраженной грядкой; мощностью .	3—4 м
P ₂ ²	Толстоплитчатые сероголубоватого цвета аргиллиты; мощностью .	5—6 м

P_2^2 Фосфоритная серия:

- а) верхний фосфоритный слой, представляющий собой плотную стальносерого цвета породу с неравномерно рассеянными мелкими зернами фосфорита; мощность 0,08—0,15 м
- в) листоватая глина стального или бурого цвета; мощность 0,05—0,07 м
- с) нижний основной фосфоритовый слой — зернистая, плотная, стальносерого цвета порода, в основном состоящая из зерен фосфорита, размер которых редко превышает 3—5 мм; цементом является глинистое, иногда глинисто-кремнистое вещество, встречающее калцит. Мощность слоя 0,35—0,4 м

Общая мощность продуктивной фосфатной серии . . 0,48—0,62 м

- P_2^1 Белый плотный известняк, в верхней части которого гнездообразно встречаются черные зерна фосфорита. В толще известняков имеется два тонких непостоянных прослоя фосфоритов, мощностью от 0,0—0,07 м
- Общая мощность известняков 27—28 м

Породы фосфоритной серии согласно с остальными коренными породами района падают на Ю 20—45°. Простираение фосфоритного слоя изменяется от СВ $\angle 75^\circ$ до СЗ $\angle 50^\circ$.

В пределах изученной полосы отмечается ряд ступенчатых обросов, пересекающих толщу палеогеновых пород; кроме этого, в районе месторождения отмечается наличие послеерозионных надвигов.

Описанный фосфоритный горизонт прослеживается на большие расстояния как к западу, так и к востоку от исследованного района, однако, состав и мощность фосфоритного слоя изменяется.

В отдельных пунктах в этом горизонте констатировано полное отсутствие фосфоритных зерен.

Фосфоритный слой Каратагского месторождения отличается от обычных желваковых фосфоритов платформенного типа значительным преобладанием мелких фосфоритных зерен, что хорошо иллюстрируется.

Средний ситовой анализ фосфоритной руды по данным разведки представляется в таком виде (Н. Ларин).

Таблица 1

Наименование участков	Мощность в м	Выход по классам, %									Продуктивность (сух.) кг/м ²		
		+ 10	- 10 + 4	- 4 + 1	- 1 + 0,5	- 0,5 + 0,25	- 0,5 + 0	- 0,5	+ 0,5	+ 0,25	Руда	+ 0,5	+ 0,25
Каратагский	0,33	1,5	6,5	30,1	9,9	14,8	30,3	52,0	48,0	69,7	787	360	473
Восточно-Камбарский	0,57	0,5	4,6	20,5	2,4	13,2	52,9	66,0	34,0	47,2	1337	433	597

Содержание P_2O_5 для концентрата класса + 0,25 мм колеблется в пределах 18,4—21,3%, а для + 0,5 мм — 20,3—22,3%, при содержании 3—4% P_2O_5 . Исходная руда содержит 13,9—14,6% P_2O_5 . В отдельных случаях, в условиях особенно тщательной промывки, содержание P_2O_5 доходит до 25,7%.

Исфаринское месторождение натронной селитры

В 1930—1932 гг. НИУИФ (К. С. Андрианов, С. В. Одинцова) изучались в Средней Азии месторождения селитры. Было открыто и изу-

чено Исфаринское месторождение селитры. Работами выяснено, что натронная селитра встречается в продуктах выветривания глин и мергелей главным образом палеогенового и мелового возрастов. Селитроносный элювий рыхлым чехлом покрывает обнажения глинистых пород в районах с пустынным климатом и широко распространен в северных предгорьях Туркестанского хребта.

Селитра в комплексе с хлоридами и сульфатами концентрируется в солевом горизонте, на границе между невыветрившейся породой и выветривающимися порошкообразными продуктами выветривания. С углублением в породу содержание нитратов быстро падает. Мощность солевого горизонта около 25 см.

Месторождение это в отличие от курганных месторождений калийной селитры не связано с разложением органических отбросов. Происхождение Исфаринской селитры объясняется микробиологическими процессами (фиксация атмосферного азота и нитрификация азотистых соединений корневых пород), приводящими в аридных областях к накоплению нитратов.

Курганные месторождения селитры встречаются в Средней Азии часто и связаны обычно с древними поселениями и другими пунктами накопления органических отбросов. Калийная селитра, получившаяся в результате нитрификации азотистых соединений, пропитывает рыхлую почву курганов главным образом поверхностные горизонты, образуя так называемые выпцеты.

Калийные соли Средней Азии

С незапамятных времен известны залежи каменной соли в Средней Азии, о наличии же среди них калийных солей стало известно лишь в 1930 г. (В. А. Корвацкий). После этого (1930—1934 г.) с целью нахождения промышленных залежей калийных солей НИУИФ было обследовано до шестнадцати отдельных месторождений соли (Руженцев, Гиммельфарб, Херасков, Пейве, Шугин, Митрейкин). Все эти месторождения соли в той или иной степени калиеносны. Наиболее детально изучено Окуз-Булакское месторождение сильвинита. Это месторождение находится на территории Карлюкского района в 20 км к северу от ст. Калиф-Сталинабадской ж. д.

Как и все обследованные месторождения соли Карлюкского района, Окуз-Булакское по возрасту приурочено к границе юры и мела.

Работами 1931 г. (Б. В. Гиммельфарб) было установлено наличие промышленного калийного горизонта, залегающего в толще каменной соли. Средняя мощность этого горизонта была определена в 3,5 м при среднем содержании KCl 20%.

В 1932—1934 гг. работы на месторождении были продолжены (А. А. Шугин, Б. Н. Митрейкин). Открытый в 1931 г. промышленный горизонт наклонной шахтой был прослежен по падению на 100 м; качественные и количественные показатели, установленные в 1931 г., подтвердились: кроме этого, был открыт второй промышленный калийный горизонт мощностью в 2,2 м, при среднем содержании KCl 17,2%.

Строение соленосной толщи в пределах изученной части месторождения таково (снизу):

1. Белая разнокристаллическая соль с пятнами интенсивно-розовой окраски; видимая мощность 6—7 м. Содержание KCl 3—6%.
2. Желтоваторозовая ленточная соль — чередование каменной соли с глинистыми прослоями; мощность до 30 м. Содержание KCl до 1,5%.
3. Глинистая красноватая, до мясокрасной, соль. Мощность до 16 м.

Во всей толще этого горизонта присутствует KCl, в нижней же части калиеносность настолько увеличивается, что представляется возможным выделить промышленный калийный горизонт мощностью до 3,5 м, с содержанием KCl 20%.

4. Полосчатая соль — второй калийный горизонт, представленный чередующимися разноокрашенными полосами калийной и каменной соли.

Общая мощность этого горизонта 5,31 м. По степени обогащения он разделяется на три прослоя:

а) обогащенный, мощность 2,01 м — 19,29% KCl

б) Слабо обогащенный » 1,38 м — 5% »

в) обогащенный » 1,92 м — до 10% »

Средняя мощность обогащенной части равна 4,3 м при 16,3% KCl.

5. Ленточная соль — чередование розовой и белой каменной соли с глиной, мощность 7 м. Содержащие KCl не превышает 2,8%.

Судя по естественному выходу соли на поверхность, общее ее простирание согласуется с простиранием пород, ее покрывающих и подстилающих и направлено на СВ: падение ЮВ $\angle 25-65^\circ$.

Кроме аликлативных дислокаций на Окуз-Булакском месторождении имеют место нарушения, свойственные обычно солевым месторождениям, а также дислокация дизъюнктивного характера.

Наличие отдельных калийных прослоев в ряде других месторождений соли свидетельствует о широком распространении промышленного калийного горизонта на исследованной территории Средней Азии.

Каракумское месторождение самородной серы

Каракумское серное месторождение находится в центре пустыни Каракумы, в 240 км к северу от г. Ашхабада (Туркменская ССР).

Первые сведения об этом месторождении относятся к 80-м годам прошлого столетия. Начиная с 1930 г., месторождение эксплуатируется.

Кратковременные работы НИУИФ (1934—1936) имели целью учет сырьевых ресурсов в районе двух сероплавильных заводов, работающих на месторождении. За время этих работ собран фактический материал, позволяющий по новому трактовать вопросы происхождения каракумских бугров, к которым приурочено промышленное осернение.

По возрасту осернение приурочено к песчаникам нестроцветной Каракумской свиты (плиоцен по В. А. Обручеву). Осернение неравномерное, мощность осерненного горизонта порядка 2—3 и до 10 м. Основная руда — осерненный кварцевый песчаник; имеются кремнистые и битуминозные разности. Происхождение серных бугров всеми авторами трактуется как результат совместной эрозийной и эоловой деятельности.

В пределах Каракумского серного месторождения обнажается весьма ограниченный комплекс пород: палеонтологически охарактеризованные глины и мергеля сармата, а также немая каракумская свита, представленная глинами, песчаниками и мергелями. Сарматские отложения по всему району залегают горизонтально. В надсарматской свите наблюдаются некоторые нарушения.

А. Д. Нацкий считает, что куполообразный изгиб пород, составляющих верхние части серных бугров, произошел вследствие медленного увеличения объема при отложении серы горячими источниками.

А. В. Данов считает серные бутры останцами окраинной части Каракумской возвышенности, отмечая, что никаких следов тектонической деятельности они не несут.

Однако, произведенными НИУИФ наблюдениями в 1935—1936 гг. (А. А. Шугин) удалось выявить ряд интересных моментов, касающихся проявления своеобразной тектонической деятельности.

Эксплуатационными работами на буграх Чеммерли, Кызыл-Джаульба, Зеагли, Дарваза в пределах рудоносной площади вскрыты купола, сложенные породами, лишенными осернения. Среди этих пород преобладают гипсы, имеются песчаники, пнезда песка, причем все они носят следы пнмзтости и взаимопроникновения.

Можно также отметить следующие факты:

1) породы купола по составу и структуре резко отличаются от окружающих пород;

2) контакт пород купола с окружающими породами резкий и характеризуется отсутствием серы и наличием окисленных пород;

3) все породы, окружающие купол, имеют ясно выраженную нарушенность и падают от центра купола, причем углы падения уменьшаются от центра к периферии.

В пределах эксплуатационной площади бугра Зеагли отдельные вздутия наблюдаются в нескольких местах. На этом бугре, как нигде, имеется большее количество трещин. Осерненные породы нижнего горизонта битуминозны. К вопросу о битуминозности необходимо добавить, что в шурфах, заложенных в битуминозных породах, от выделяющихся газов не всегда можно работать, а в скважине № 19 количество газов было так велико, что они со взрывом вошли от брошенной в скважину зажженной спички. Из сказанного вытекает, что район Каракумского серного месторождения в свое время претерпел ряд своеобразных тектонических нарушений, выразившихся в образовании куполов, которые в дальнейшем предопределили направление эрозийной и золотой деятельности, создавшей рельеф месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андриянов К. С., Нитратные солончаки Исфаринского района, «Химизация советского земледелия», № 10, 1936.
2. Вахрамеев В. А., Петрович Ю. А., Кырк-Кызское месторождение сильвинита. Труды НИУ, вып. 121, 1934.
3. Вахрамеев В. А., Пейве А. В., Херасков Н. П., Юрские и нижнемеловые отложения Гиссарского хребта и Таджикистанской депрессии. Труды ТПЭ, вып. 58, 1936.
4. Гиммельфарб Б. М., Среднеазиатские калийные залежи. Труды НИУ, вып. 121, 1934.
5. Данов А. В., Геологические исследования в районе Каракумского серного месторождения.
6. Здорик Б. М., Геологические исследования фосфоритных залежей Курган-тюбинского района Таджикской ССР. Труды НИУ, вып. 100, 1932.
7. Казаков А. В., Одинцова С. В., Селитра. Сборник «Минеральные богатства Средней Азии», 1935.
8. Нацкий А. Д., Материалы к познанию Каракумского серного месторождения. Изд. Геолкома, 1926.
9. Петрушевский Б. А., Зайцев Е. С., Ларин Н. И., Каратагские фосфориты. Труды ТПЭ и НИУИФ, вып. 57.
10. Серная проблема в Туркменистане. Сборник под ред. акад. А. М. Ферсмана, 1928.
11. Херасков Н. П., Тектонический очерк юго-западного окончания Гиссарского хребта. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, вып. 3—4, 1932.
12. Херасков Н. П., Поисковые работы на калий в Средней Азии. Труды НИУ, вып. 121, 1934.
13. Швецов М. С., Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Дошамбе (Таджикистан). Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, т. V, № 3—4, 1927.
14. Шугин А. А., Калийные соли Средней Азии. Сборник «Минеральные богатства Средней Азии», 1935.
15. Шугин А. А., Сырьевая база Дарвазинского и Каракумского серолаваильных заводов треста Союзасера, Фонд НИУИФ, 1934—1936.
16. Шугин А. А., Каратагское месторождение фосфоритов. Труды НИУИФ, вып. 125, 1934.
17. Чпхачев П. К., Тектоника юго-западного Таджикистана. Труды ТПЭ, вып. 4, 1934.

И. М. Курман и З. М. Усачева

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕНЕЗИС ДАТОЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИНЕРАЛОВОДСКИХ ЛАККОЛИТОВ ¹

(СЕВЕРОКАВКАЗСКИЙ КРАЙ)

Введение

Группа живописных лакколитов Минераловодского района уже издавна привлекала внимание геологов той яркой гаммой целебных минеральных источников, на которых базируются столь известные всему миру прекрасные курорты Северного Кавказа. В последние годы к этим интрузиям пробудился интерес с другой точки зрения: здесь были обнаружены весьма оригинальные контактовые породы, содержащие в довольно значительном количестве столь редко встречающийся боросиликат, как датолит. Всего лишь несколько лет тому назад СССР не обладал месторождениями борных минералов, а вся потребность страны покрывалась исключительно импортом.

Первые систематические работы (1932) в направлении поисков своей собственной борной сырьевой базы были предприняты Научным институтом по удобрениям и инсектофунгицидам (НИУИФ) и связаны как раз с обследованием лакколитов Минераловодского района. В результате работ НИУИФ здесь был выявлен целый ряд месторождений датолитовых пород и выработан способ их переработки. Одновременно с этим трест «Союзхимруда» приступил к пробной эксплуатации на горе Бык датолитовой породы и производству из нее борной кислоты. Но наряду с этим НИУИФ ясно себе представлял, что датолитовые породы по своему минералогическому составу, генезису и условиям переработки не могут являться достаточным и вполне эффективным источником борного сырья и что радикальное решение вопроса с борным сырьем для СССР надо искать по линии поисков новых месторождений и в первую очередь не боросиликатов, а боратов. В связи с этим на основе теоретических соображений и отрывочных архивных указаний нами был намечен ряд районов Союза для постановки поисков борных минералов.

В 1934 г. в одном из намеченных нами районов (Урало-Эмбенская область) было обнаружено ставшее теперь столь известным крупное Индерское месторождение боратов. Индерское месторождение, изучение которого еще продолжается, обладает крупными запасами боратов осадочного происхождения и дает возможность радикально разрешить про-

¹ В деле изучения лакколитов и датолитовых месторождений, кроме авторов настоящей статьи, принимали участие сотрудники НИУИФ: Е. М. Ворожева, Е. Н. Виноградова и Ц. И. Уфлянд. Все работы проводились под руководством И. М. Курман.

блему борного сырья для Союза. Естественно, что промышленное значение датолитовых месторождений в свете новых открытий (Индер) теперь невелико, но за ними остается та пионерская роль, которую они сыграли в решении проблемы борного сырья для Советского союза.

Датолитовые месторождения Минераловодского района представляют большой научный интерес, и еще далеко не все теоретические вопросы, связанные с образованием этих оригинальнейших месторождений, к настоящему времени решены. Надо отметить, что эти месторождения почти не имеют аналогов, и столь значительные скопления такого сравнительно редкого минерала как датолит, поскольку это известно авторам, в других местах пока не встречены. Вот почему мы решаемся опубликовать настоящую статью, тем более, что вопросы, разбираемые в ней, созвучны одной из основных тем («Взаимная связь тектонических процессов, магматических образований и рудных месторождений») XVII сессии Международного геологического конгресса.

Группа минераловодских лакколлитов расположена в пределах 79-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Местность представляет собой довольно ровную степь, расположенную между р. Малкой на юге и р. Кумой — на севере. Общий фон этой ровной степи нарушается отдельно стоящими, обособленными горами, известными под названием Пятигорских лакколлитов, разбросанными на пространстве свыше 2 000 км², высота которых колеблется от 1 400 м (гора Бештау) до 500 м (гора Кинжал). Они имеют довольно разнообразные внешние очертания: то форму правильного конуса (гора Бештау), то форму каравая (горы Бык, Золотой Курган, Джуца); другие выделяются в виде пика (гора Кинжал).

Необходимо заметить, что первоначальные литературные указания о наличии датолита в этом районе были крайне скудны и ограничивались краткими заметками Н. Орлова и Н. Чирвинского по горе Мамук (1909), А. Герасимова [2] по горе Бык и довольно расплывчатым указанием Н. Платонова по горе Золотой Курган.

В результате систематического исследования района работами НИУИФ борсодержащие породы были обнаружены на следующих лакколлитах: гор Бык, Змейка, Золотой Курган, Шелудивая, Джуца, Верблюды, Мамук, и следы — на горе Бештау.

Геолого-петрографический очерк

Нет никакой необходимости давать подробный очерк геологического строения района, так как эти данные можно найти в работах одного из старейших исследователей и лучшего знатока района А. П. Герасимова [3]. Мы лишь очень кратко, для лучшего понимания дальнейшего, охарактеризуем основные стратиграфические комплексы.

В дальнейшем мы специально остановимся на метаморфизованных породах, датолитовых породах и условиях их образования, т. е. вопросах, которыми мы специально занимались, и которые не освещены в работах других исследователей.

Общезвестно, что лакколлиты Минераловодского района образовались путем внедрения гипабиссальных интрузий в осадочные толщи. В связи с этим более древние осадочные образования обнажаются только вблизи интрузивных ядер лакколлитов, в то время как на равнинных межлакколлитовых пространствах осадочные образования залегают почти горизонтально, и более древние горизонты, прикрытые молодыми образованиями, залегают на значительной глубине. Что касается интрузивных пород, то они на одних лакколлитах (г. Бештау) обнажены очень широко, на других (г. Золотой Курган) лишь в очень слабой степени и, наконец, на третьих (криптолакколлит Лысая) совсем не выходят на поверхность.

В пределах Минераловодского района древние осадочные образования, выходящие на дневную поверхность, тесно связаны с тектоническими явлениями, а именно с внедрением трахитопаритовой магмы и образованием куполообразных лакколитоподобных вздутий.

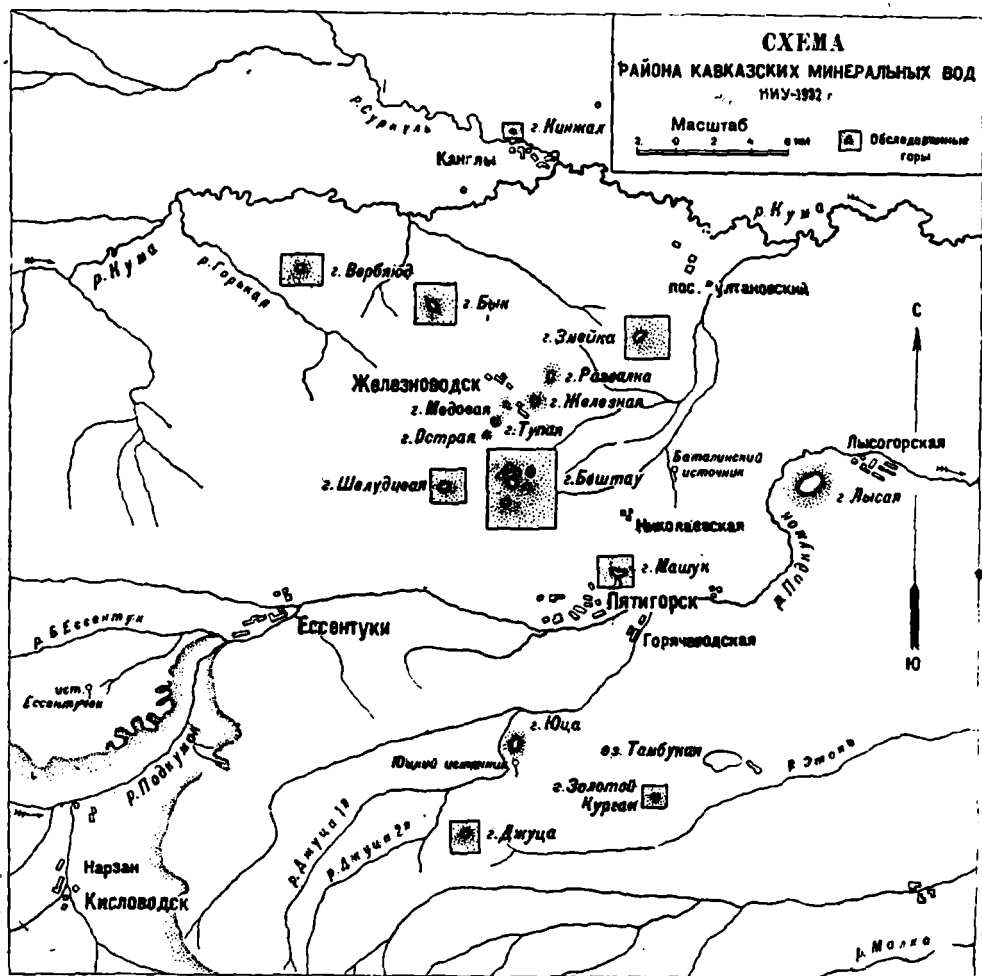


Рис. 1.

В период тектонических нарушений горизонтально залегавшие слои осадочных пород были выведены из своего первоначального положения внедрявшейся магмой и приняли куполообразную форму с периклинальным залеганием. В возвышенных центральных частях таких куполов выходят поэтому более древние породы, в пониженных и краевых — более молодые.

Меловые отложения. Наиболее древними осадочными образованиями, выведенными на дневную поверхность, являются меловые отложения. Единственным лакколито, на котором выходят нижнемеловые породы, является г. Бештау, где они обнажены на юго-восточном и восточном склонах.

Весьма существенным в строении этой горы является то обстоятельство, что здесь как нижнемеловые, так и верхнемеловые и отчасти третичные отложения залегают в перевернутом виде.

Нижнемеловые отложения представлены на г. Бештау нижнеальбскими буровато-серыми и серыми песчаниками.

Кроме нижнеальбских песчаников на г. Бештау встречаются сланцы с *Aucellina griphaeoides* Sow., характерной для верхнего альба (враконских слоев). От развитых здесь же третичных сланцев (аргиллитов) они отличаются: 1) несколько более темным цветом, 2) содержанием значительно большего количества слюды, 3) очень редкими микроорганизмами (при наличии последних раковины выполнены кварцем, в то время как раковины в эоценовых отложениях выполнены карбонатом) и 4) большим содержанием кварца.

Верхнемеловые отложения наиболее полно представлены также на г. Бештау. Что касается сеномана, то большинство исследователей считают, что он отсутствует.

Туронские отложения представлены на г. Бештау мощной толщей (125 м) известняков и мергелей.

На основании собранной А. Герасимовым фауны эти отложения отнесены к верхнему турону.

Нижнесенонские отложения известны только на г. Бештау и представлены мощной свитой перемежающихся слоев известняков и мергелей. Переход от турона к нижнему сенону постепенен.

Верхнесенонские осадочные образования известны кроме г. Бештау на гг. Джуца, Юца, Золотой Курган, Железная и др. и представлены несколько более толстослоистыми (чем в нижнем сеноне) светлосерыми известняками, переслаивающимися с пачками тонкослоистых мергелей. На гг. Джуца и Золотой Курган те же толстослоистые известняки переслаиваются с мергелистыми более темными известняками.

Третичные отложения. К нижнеэоценовым осадкам мы относим глинистые темные сланцы, развитые на гг. Бештау, Бык и Золотой Курган, содержащие иногда значительное количество раковин фораминифер, выполненных кальцитом. Эти сланцы на гг. Бык и Золотой Курган подстилаются толщей мелкозернистых песчаников, отсутствующих на г. Бештау. Относительно возраста этих пород среди исследователей этого района нет единого мнения.

А. Герасимов относит сланцы г. Бык к эоцену, а подстилающие их песчаники условно к датскому ярусу. В. Лодочников при описании сланцев г. Лысая относит их к промежуточной свите между верхним мелом и третичными отложениями.

Наблюдения Я. Лангвагена на рр. Юце и Джуце показывают, что сенонские известняки далеко не всюду кроются песчаниками, а местами они покрываются типичными эссентукскими мергелями, что дает право говорить о перерыве, имевшем место до отложения песчаников. Исходя из этого, мы склонны отнести песчаники и сланцы нашего района к нижнему эоцену, а первые могут быть даже палеоценовыми.

Верхнеэоценовые отложения представлены мергелями, залегающими непосредственно над сланцами, без каких либо следов перерыва. Кроме гг. Бештау, Бык, Золотой Курган, эти мергеля составляют значительную часть гг. Верблюд, Шелудивая и Змейка. Для этой толщи характерным является обильное содержание раковин фораминифер, отчего они в Кубанском районе получили название «фораминиферовой свиты». Бедность этих осадков ископаемыми долгое время не давала возможности точно определить их возраст. Обнаружение в этой толще разными авторами *Lyrolepis caucasica* Röm. заставляет отнести ее к верхнему эоцену и возможно частично к нижнему эоцену.

Олигоцен и нижний миоцен. Фораминиферовые мергеля на гг. Бештау и Змейка покрываются мощной толщей темных сланцеватых глин, или, как их называют в Минераловодском районе, «баталинских глин» (соответствует «майкопской свите» Дагестана). Эта свита играет большую роль в северокавказских нефтяных месторождениях. На основа-

нии главным образом стратиграфических соотношений этим отложениям придают олигоценовый и частично нижнемиоценовый возраст.

Интрузивные породы. Кроме осадочных пород в геологическом строении лакколлитов значительное участие принимают изверженные породы. Изверженные породы в большинстве случаев занимают центральную часть поднятий.

Магматические породы, вообще говоря, принадлежат к одному типу, и по своему химическому и минералогическому составу относятся к группе трахилипаритов. Корни этих интрузий находятся на значительной глубине и недоступны изучению. Нет сомнения, что трахилипариты отдельных лакколлитов являются производной одного общего, очевидно, гранитного очага. Об этом частично говорят встреченные в трахилипаритах на гг. Бештау, Шелудивая и Змейка ксенолиты гранитов и диоритов. Несмотря на это обстоятельство, они все же не являются совершенно одинаковыми. Индивидуальные особенности наблюдаются не только по отдельным интрузивным телам, а иногда даже в пределах одного и того же лакколита.

При микроскопическом изучении трахилипаритов можно выделить следующие три разновидности: 1) биотито-пироксеновую (гг. Верблюд и Золотой Курган) 2) биотитовую (гг. Бештау, Шелудивая и Джуга) 3) почти лишенную темноцветных минералов (г. Бык).

Совсем особняком стоят мало распространенные углистые трахилипариты гг. Бештау и Змейка, принявшие черную окраску от ассимилированного ими углистого вещества из осадочных пород.

Микроскопически трахилипариты представлены светлыми и светло-серыми плотными породами, состоящими из жерлапленников: полевого шпата, кварца и темноцветных минералов (пироксен, биотит), более редко: сфена, апатита, роговой обманки и основной мелкозернистой массы.

Основная масса состоит из явно преобладающих зерен полевого шпата, принадлежащего, согласно указаниям В. М. Дервиза, в большинстве случаев к ортоклазу и санидину.

На характеристике посттретичных образований мы останавливаться не будем.

Метаморфизованные породы и датолитовые месторождения

Датолитовые месторождения располагаются обычно в верхних частях куполообразных поднятий, вблизи выходов трахилипаритов, и имеют форму вытянутых полос различной мощности, залегающих обычно согласно с вмещающими их осадочными породами. Последние представляют собой целый комплекс в различной степени метаморфизованных осадочных пород, на характеристике которых мы остановимся несколько подробнее.

На г. Золотой Курган метаморфизованная толща, вмещающая борные минералы, располагается на южном склоне в верхах сенонских известняков, вблизи контакта с покрывающими их нижнеэоценовыми песчаниками и глинистыми сланцами.

К сенонским известнякам и мергелям приурочены также скопления датолита на г. Джуга. В отличие от Золотого Кургана здесь в кровле датолитовой породы располагаются не эоценовые глинистые сланцы, а те же сенонские мергеля.

На г. Бык известны двенадцать выходов датолитовых пород, расположенных в верхних частях купола в виде прерывающейся кольцевой полосы. В настоящее время, по видимому, сохранились лишь незначительные обрывки этой полосы, уцелевшей от эрозии.

Метаморфизованная толща здесь приурочена к контакту нижнеэоценовых глинистых сланцев и верхнеэоценовых мергелей. Контактному

изменению подверглись в более сильной степени прослой карбонатных пород, залегающих, повидимому, в верхних частях глинистых сланцев. Из всех известных месторождений датолита Минераловодского района наиболее изученным является пятый выход датолитовых пород на г. Бык. В 1933—1934 гг. здесь производилась пробная эксплуатация.

На г. Змейка полоса метаморфизованных осадочных пород, включающих датолит, встречена на северо-западном склоне горы. Она располагается в верхних частях фораминиферовой свиты, вблизи контакта с батальскими глинами.

На г. Шелудивая датолитовые породы выходят на самой вершине горы и приурочены к контакту фораминиферовых мергелей и остатков батальских глин. К тем же мергелям приурочены небольшие скопления датолитовой породы на г. Верблюд.

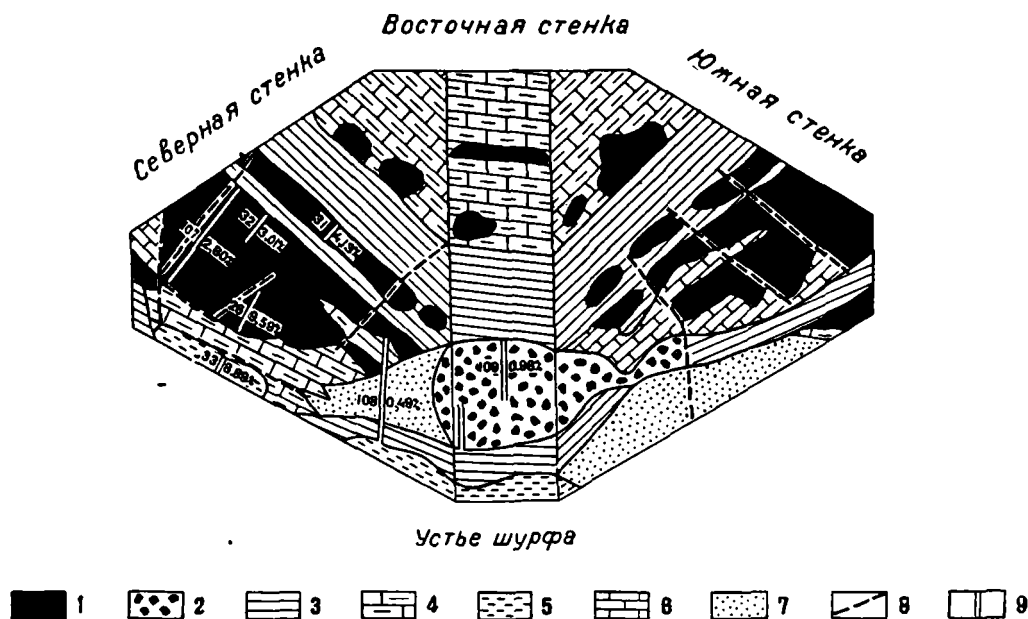


Рис. 2. Развертка глубокой расчистки.

1 — грапто-датолитовая порода; 2 — датолитизированная порода; 3 — кремнисто-глинистая порода; 4 — известково-глинистая порода; 5 — глинистые сланцы; 6 — грапто-известковая порода; 7 — цеолитизированные и каолинизированные породы; 8 — обозначения трещин; 9 — обозначения бороздопробования и содержания V_2O_5 .

Несколько особняком стоит в этом отношении г. Машук. Здесь довольно чистые кристаллы датолита выполняют небольшую трещину в мергелистом известняке, образуя незначительную по размерам жилу.

Датолитовые породы были вскрыты и прослежены поверхностными выработками (расчистки и канавы), а на г. Бык (выход № 5) — наклонными шурфами и буровыми скважинами. Они имеют форму прерывающихся пластообразных линз и включений, с меняющейся мощностью от десятка сантиметров до 2,5 м. Число таких пластов датолитовых пород на некоторых месторождениях достигает трех-четырех, разделяясь прослоями метаморфизованных пород.

По простиранию отдельные месторождения (г. Бык) прослежены с небольшими перерывами на 400—450 м. Большей частью отдельные выходы прослеживаются по простиранию на несколько десятков, реже сотен метров. По падению, наиболее крупное месторождение г. Бык (выход № 5) прослежено шурфами и буровыми скважинами на 25—30 м.

Обычно как по простиранию, так и по падению состав датолитовых пород сильно меняется.

Датолитовые породы залегают согласно с вмещающими их в различной степени метаморфизованными осадочными образованиями. Среди последних по минералогическому составу можно выделить следующие

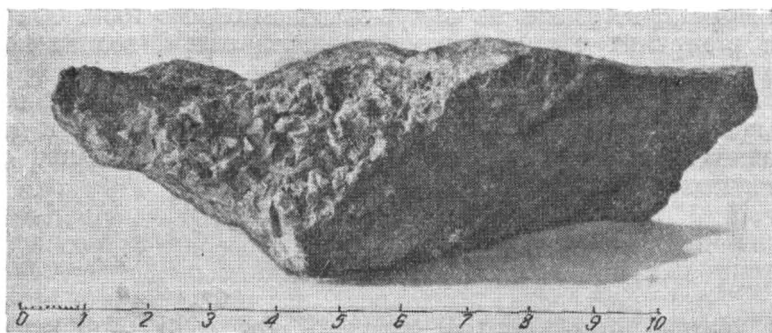


Рис. 3. Жеода выполнения кристаллами датолита.

разновидности: кремнисто-глинистые, гранато-известковистые, известково-глинистые, волластонитовые (на г. Бык) силлиманито-глинистые (на г. Змейка).

При этом необходимо отметить, что наблюдаемое на поверхности четкое разделение метаморфизованной толщи на разности с глубиной нивелируется, как это имеет место, например, на г. Бык. Здесь видно, как отдельные разности переходят одна в другую, и лишь изредка та-

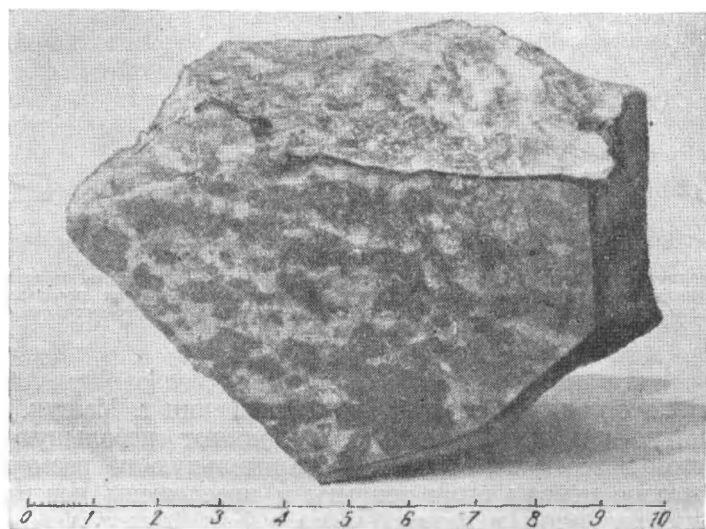


Рис. 4. Полированная поверхность гранато-датолитовой породы.

кие переходы связаны с трещинами, служащими их границами. Макроскопически — это светлые, сероватые и желтоватые, плотные, тонкозернистые, или кристаллические породы. Исключение представляет силлиманито-глинистая разновидность, встречаемая на г. Змейка, резко отличающаяся от других разновидностей своим темным лепельно-серым цветом и мелкозернистым шпороховатым изломом. Основные породообразующие минералы, характеризующие всю группу вмещающих метамор-

физованных осадочных пород, как-то: гранат, волластонит, везувиан и силлиманит (?), являются типичными контактовыми минералами, образование которых, очевидно, тесно связано с термальным метаморфизмом трахилипаритовой магмы без привноса вещества.

Что касается другой группы датолитовых пород, то они отличаются от первой тем, что образование их связано главным образом с привносом вещества. Макроскопически датолитовые породы представлены серыми, светлосерыми, иногда голубоватыми и более редко черными (г. Змейка и Бык) разностями неясно кристаллического или плотного роговикового сложения. Все они отличаются от вмещающих пород характерным маслянистым блеском и большим сравнительно удельным весом. Содержание B_2O_3 в них колеблется от 5 до 10%.

Минералогический состав датолитовых пород следующий: датолит, гранат, глинистое вещество, кальцит и более редко везувиан, волластонит, эгирин-авгит (г. Золотой Курган), пектолит (?), пренит, флюорит, силлиманит (?).

В зависимости от преобладания граната, эгирин-авгита и глинистого вещества среди них выделяются разности: гранато-датолитовая, имеющая наибольшее распространение, датолито-глинистая и эгирин-авгито-датолитовая.

Датолит обычно имеет гингидноморфные, а иногда неправильно-извилистые очертания и всегда несколько загрязнен мелкими частицами глинистого вещества. Датолит, а также если присутствует, то и кальцит включают кристаллики гранатов, реже везувиана, волластонита, являющихся по отношению к датолиту первичными минералами. В шлифах часто наблюдается замещение этих минералов датолитом.

Двумя главнейшими породообразующими минералами датолитовой породы являются, таким образом, гранат и датолит.

Что же касается пектолита (?), эгирин-авгита, пренита и силлиманита (?), то они наблюдались очень редко.

В заключение остановимся кратко на процессах, тесно связанных с датолитизацией осадочных пород: цеолитизации, каолинизации, флюоритизации, хлоритизации и окварцевания.

Процессы цеолитизации наблюдались не на всех известных датолитовых месторождениях, они наиболее развиты на г. Бык. Здесь этим процессом охвачена значительная часть всех разновидностей метаморфизованной толщи. Обычно цеолитизация замечается в более глубоких частях метаморфизованной толщи.

Наиболее частыми из группы цеолитов здесь являются: апофиллит и анальцит, реже эпистильбит и пмелинит.

Исследование этих пород показало, что процессы цеолитизации происходят после датолитизации. Цеолиты обычно замещают как первичный, так и вторичный кальцит, датолит и гранат. Интересно отметить, что в цеолитах наблюдались иногда включения корродированных зерен флюорита.

Что касается каолинизации, то необходимо заметить, что микроскопическое изучение этого процесса затруднялось наличием в породах первичного глинистого вещества. Наибольшая каолинизация, а также флюоритизация осадочных пород наблюдалась вблизи контакта с трахилипаритами. Под микроскопом среди тончайших скоплений каолина в большом количестве наблюдались мелкие плохо дифференцированные чешуйки хлорита. Иногда среди этой массы присутствуют гранат или эпидот, везувиан, кварц и рудный минерал. Кроме того, местами наблюдались скопления флюорита, по отношению к которому каолин является вторичным. Флюорит обычно замещает кальцит и наблюдается как в форме раковин микроорганизмов, так и в виде неправильных агрегатов мелких зерен. Кроме того, он иногда заполняет трещинки и пустоты

и даже служит цементом в брекчиевидных породах контакта с трахилипаритами.

Более редко флюорит замещается вторичным кальцитом и еще реже гидротермальным датолитом.

Анализ одного образца флюоритизированной породы показал 8,93% фтора.

Хлоритизированные породы распространены около контакта с трахилипаритами, а также вблизи трещин. Так, в одной из выработок на г. Бык наблюдалось заложение трещины гумитом совместно с ченнином. Анализ этого образца дал 0,36% F, что в пересчете дает 9,4% гумита.

Процессу окварцевания подвержены главным образом гранато-известковые и известково-глинистые разности метаморфизованных пород.

Вторичный кварц в них наблюдается или в виде скоплений аллотриоморфных зерен или выполняет мелкие трещинки в породе. Более редко наблюдались случаи окварцевания гранато-датолитовой породы, при этом кварц включает зерна датолита, кальцита и граната.

На основе проведенных работ был подсчитан запас датолитовой породы до условной глубины 15—20 м. 60% этого запаса сосредоточено на г. Бык. Единственное более или менее значительное скопление датолита в Европе (Listic), описанное Ф. Славик и И. Фишер (F. Slavik u. I. Fišer) [8], обладает, судя по описаниям, неизмеримо меньшими запасами датолита.

Условия образования датолитовых пород

Прежде чем обратиться к выяснению условий образования датолитовых пород, мы должны отметить несколько фактов, полученных в результате изучения этих месторождений. Прежде всего можно констатировать, что месторождения датолитовых пород располагаются в непосредственной близости от выходов трахилипаритов и главным образом в верхних, сводовых, частях интрузивных тел.

Датолитовые породы включены в толщу метаморфизованных осадочных образований, сильно измененных, но хорошо сохранивших места свою первоначальную слоистость. Мощность этой полосы метаморфизованных пород достигает до 20 м, иногда и более. Среди этого комплекса метаморфизованных осадочных пород залегает совершенно согласно с ними один или несколько прослоев (ленткообразной формы) датолитовых пород, часто тоже сохранивших свою слоистость и иногда содержащих раковины микроорганизмов, выполненных датолитом. Совершенно очевидно, поэтому, что как вмещающие, так и датолитовые породы представляют собой измененные осадочные образования.

Схема генезиса датолитовых пород представляется в следующем виде: в основном можно наметить два взаимосвязанных этапа. После внедрения магмы помимо чисто механических воздействий на осадочные породы (разрывы, трещины), она изменила последние под влиянием высокой температуры. С этой первоначальной фазой термального метаморфизма связано главным образом образование гранатов и других контактовых минералов.

Уже несколько позднее растворы и эманации, содержавшие бор, реагируя с осадочными образованиями, привели к образованию датолитовой породы путем замещения карбонатных прослоев. Вследствие нагревания пород происходила диссоциация CaCO_3 с удалением CO_2 . Оставшиеся благодаря этому открытые ходы, названные В. Гольдшмидтом «дымовыми трубами», являлись теми путями, по которым следовали продукты дистилляции магмы.

Благодаря охвату нашими работами целого ряда лакколитов, уже можно восстановить некоторые геологические детали, способствовавшие образованию этих оригинальных борсодержащих пород, и попытаться

проанализировать те изменения их, которые имеют место на отдельных интрузивных телах (лакколитах).

Прежде всего отметим, что все больше подтверждается положение о приуроченности датолитовых пород к сводовым частям лакколитов, что вытекает из стремления летучих соединений бора концентрироваться в более высоких частях магматического тела. Но помимо этого вырисовывается еще одно обстоятельство: довольно часто от центральной части интрузивного тела ответвляются дейкообразные отростки, вблизи которых сосредоточены наиболее крупные датолитовые месторождения. По нашему мнению эта связь не случайна. Естественно, что эти дейки внедрялись прежде всего за счет наиболее подвижных, а значит, наиболее богатых летучими соединениями порций магмы. С другой стороны, путями для внедрения этих порций служили наиболее раздробленные и богатые трещинами участки осадочных пород. Оба эти обстоятельства объясняют, почему наибольшие концентрации бора связаны с дейкообразными выступами интрузивного тела. Довольно хорошо это видно на г. Бык, где вблизи пятого, наиболее крупного, месторождения, от центральной части интрузивного тела отходит довольно крупная секущая дейка. Примерно такие же соотношения, но в менее ярко выраженном виде мы имеем на г. Джуце, где выходы трахилипаритов, вблизи датолитового месторождения, тоже сильно наминают секущую дейку. Приуроченность датолитовых пород к сводовой части интрузивного тела особенно хорошо выявляется на г. Шелудивая. Здесь датолитовое месторождение располагается на самой вершине горы, а датолитовые породы отделяются от трахилипаритов небольшим прослоем (0,5—0,6 м) метаморфизованных пород.

С другой стороны, выявляется весьма существенная роль характера образований («покрышки»), залегающих над теми осадочными породами, которые представляли собой наиболее благоприятный субстрат для замещения и впоследствии были превращены в датолитовые породы. Можно вполне определенно утверждать, что только в том случае, когда благоприятные для замещения осадочные породы были сверху «заперты» (покрывались) мало проницаемыми для борных эманаций и растворов осадочными образованиями (сланцы, глины), получались довольно богатые боросодержащие породы. Что же касается самих замещаемых пород, то их стратиграфическое положение значения не имеет. Нужно, чтобы они были в значительной степени карбонатными, но не обязательно, чтобы это были известняки и тем более толстослойные известняки, которые замещались хуже, чем тонкослойные мергеля.

Теперь мы можем в нескольких словах подвергнуть анализу условия образования датолитовых пород на некоторых отдельных лакколитах.

Начнем с г. Бештау. Казалось бы с первого взгляда что на г. Бештау должно быть наибольшее количество датолитовых пород, ибо Бештау самый крупный лакколит всего района. Здесь сосредоточен крупный объем магматических пород и выведено на поверхность значительное количество карбонатных пород. Между тем, на г. Бештау совсем не найдено датолитовых пород и лишь в одном пункте найдены обрывки контактовых пород, в наиболее богатых образцах которых обнаружено всего лишь 0,3—0,4% B_2O_3 .

Как можно объяснить это кажущееся на первый взгляд противоречие? Объяснить это можно, исходя из наших взглядов на генезис боросодержащих пород. Во-первых, г. Бештау является не только самым крупным, но и самым эродированным лакколитом, и осадочная покрышка не только сводовой, но отчасти склоновых частей интрузивного тела нацело уничтожена эрозией. Таким образом, если и имелись датолитовые породы, то они теперь нацело уничтожены. Во-вторых, на значительном протяжении трахилипариты контактируют с альбским пес-

чаником, а последний отнюдь не является подходящим субстратом для образования датолитовой породы. В-третьих, в тех местах, где трахилипариты контактируют с известняками, последние уже располагаются довольно далеко от сводовой части интрузивного тела, и здесь, повидимому, количество бора было столь незначительно, что об образовании месторождения уже не могло быть и речи. И, наконец, опрокинутое залегание известняков и их толстослойная текстура тоже не благоприятствовали образованию датолитовых пород. Все эти причины привели к тому, что на горе Бенштау имелось, вероятно, очень мало скоплений датолитовых пород, а те, которые имелись, в настоящее время нацело уничтожены процессами денудации.

На г. Джуца мы имеем несколько иную картину. Здесь, на южном склоне горы, мощность борсодержащих пород значительна (3—4 м), но содержание B_2O_3 весьма невелико (до 1%). Кроме того, наиболее богатые скопления датолитовой породы располагаются в виде небольших пятен и скоплений. Чем объясняется своеобразие этого типа датолитовых месторождений? Прежде всего необходимо отметить, что в данном случае обработке борными эманациями подверглись довольно толстослойные и плотные известняки.

Раздробленность и трещиноватость этих известняков была, конечно, значительно меньше, чем тонкослойных мергелей, и поэтому борные эманации могли проникать только по относительно крупным трещинам, образуя отдельные линзообразные скопления. При сильной раздробленности породы и тонкослойности ее борные эманации, проникая по мельчайшим трещинам и плоскостям напластования, в значительно большей степени могли влиять на окружающие породы. Вторым и, пожалуй, самым важным фактором является отсутствие непроницаемой «покрышки» над борсодержащими породами г. Джуца. Это обстоятельство привело к тому, что борные растворы и эманации, проникая в толщу известняков и не будучи задержаны непроницаемыми и мало поддающимися замещению породами, рассеялись в пределах значительной толщи, не дав ни сколько-нибудь обогащенного пропластка. Этим можно объяснить специфическую распыленность бора в контактной толще г. Джуца, довольно значительную относительную мощность борсодержащей толщи, но с невысоким содержанием B_2O_3 .

Совершенно иную картину мы имеем на г. Шелудивая. Здесь, на незначительном по размерам месторождении, довольно ярко выявляется почти весь сложный комплекс условий, который должен быть в природе соблюден для того, чтобы могла образоваться обогащенная (с 6—7% B_2O_3) датолитовая порода. Прежде всего месторождение приурочено к сводовой части интрузивного тела. Первоначальная осадочная порода, впоследствии превращенная в датолито-гранатовую, представляла собой тонкослойный мергель.

Почти непосредственно над датолитовой породой залегают метаморфизованные малопроницаемые сланцевые глины (соответствующий характер «покрышки»). И наконец, месторождение датолитовой породы со всех сторон окаймляется дейкообразными выступами трахилипаритов.

Примерно такие же соотношения мы имеем на г. Змейка, где датолитовые породы образованы за счет тонкослойных эоценовых мергелей. Плотные, малопроницаемые баталинские глины, перекрывающие в пределах месторождения датолитовые породы, явились на г. Змейка «покрышкой», не давней распылиться борным эманациям. В тех точках, где эти глины отсутствовали (в момент образования месторождения), мы уже не встречаем полноценных датолитовых пород и последние приближаются к типу борсодержащих пород г. Джуца. Таковы и эти соотношения на г. Бык, где они выступают благодаря большому масштабу месторождений еще более выпукло.

Заканчивая очерк, можно отметить, что довольно прочно укоренившееся в литературе мнение о весьма слабом проявлении контактового метаморфизма на лакколитовых интрузиях этого района требует внесения некоторого корректива, как это явствует из примера датолитовых месторождений. С другой стороны, повсеместное проявление бороносности служит лишним убедительным доказательством, что все неинтрузии Минераловодского района питались из единого, вероятно, довольно крупного магматического очага. И, наконец, учитывая, что наши неинтрузии еще в очень малой степени вскрыты эрозией, не исключена возможность наличия скоплений и других полезных ископаемых в более глубоких зонах интрузивных тел. В этой связи небезынтересно отметить появление в одной из разновидностей (жильной) датолитовых пород на Золотом Кургане довольно крупных, правда немногочисленных, кристаллов свинцового блеска.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков А., Район оз. Индер и месторождения бора и калия. «Бор и калий в западном Казахстане». Изд. Ак. наук ССОР. 1935.
2. Герасимов А., Месторождения датолита горы Бык в районе Кавказских минеральных вод. Изв. ГГРУ, вып. 60, 1931.
3. Герасимов А., Геологическое строение Минераловодского района (Северный Кавказ). 1. Бештау—Железноводск—Сухой Карамык. Труды ЦНИГРИ, вып. 30, 1935.
4. Курман И., Ворожева Е., Усачева З., Бороносные породы гор Бык и Золотого Кургана. Труды НИУИФ, вып. 117, 1934.
5. Курман И., Геологические исследования месторождений бороносных пород на горах Бык и Золотой Курган. Труды НИУИФ, вып. 125, том III, часть II, 1934.
6. Орлов Н., Пятигорье в химико-минералогическом отношении. «Ежегодник Кавказского Гор. о-ва», № 6, 1913.
7. Платонов Н., К минералогии и геологии горы Золотой Курган в районе Кав. мин. вод. Изв. Донского политехнического ин-та, том XI, 1928.
8. Slavík F. u. Fišer J., Datholith von Listic bei Beroun. Zbl. f. Miner. 1903.
9. Рукописные отчеты Ворожевой Е., Виноградовой Е., Курман И., Уфлянд Ц. и Усачевой З., посвященные изучению бороносных пород. Фил. НИУИФ.

ИЗДАНИЯ

Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам по вопросам геологии агрономических руд

(Цифры перед названием показывают № выпусков)

6. Самойлов Я. В., Об источниках калиевых солей в России, Общ. ком-т по делам удобрений, 1919, 18 стр.
8. Самойлов Я. В., Близжайшие работы Института по удобрениям, М., Общ. ком-т по делам удобрений, 1919, 13 стр.
11. Самойлов Я. В., Агрономические руды, М. Гос. изд., 1921, 23 стр.
21. Самойлов Я. В., Месторождения фосфоритов Эстонии, М., 1923, 22 стр.
22. Верховский И. М., Обогащение фосфоритных руд, М.—Л., 1924, 80 стр.
24. Казаков А. В., Фосфоритные руды СССР, т. I. Егорьевское фосфоритное месторождение Московской губернии, М., 1925, 66 стр.
36. Семихатова Л. И., Гипс. Месторождение гипса Европейской части СССР и Кавказа, С картой, М., НТО ВОНХ, 1926, 51 стр.
68. Фосфоритные руды СССР, II. Казаков А. В. Результаты работ по фосфоритам за 1927—1928 гг., М., Гос. техн. изд., 1930, 114 стр.
72. Фосфоритные руды СССР, III. Казаков А. В., Флвег М. П., Тамман В. И., Мурашкин П. К., Руженцев В. Е., Винокуров А. Н., Фосфориты Казахстана, М. Гос. техн. изд., 1930, 202 стр.
74. Розатов С. Н., К методике определения фтора в фосфоритах, М. Гос. техн. изд., 1930, 17 стр.
75. Фосфоритные руды СССР, IV. Орлова Е. В., Костюкевич-Тизенгаузен А. В., Жирмунский А. М., Фосфориты Западной области, М.—Л., Гос. научно-техн. изд., 1931, 64 стр.
78. Фосфоритные руды СССР, V. Руженцов В. Е., Геологическое исследование фосфоритов в Темляском районе Казахской АССР. Реконгноспировочное обследование фосфоритных залежей в Актюбинском районе Казахской АССР, М., Гос. техн. изд., 1930, 100 стр.
79. Фосфоритные руды СССР, VI. Гиммельфарб Б. М., Рыбинское месторождение фосфоритов, М.—Л., Гос. научно-техн. изд., 1931, 160 стр.
85. Фосфоритные руды СССР, VII. Гиммельфарб Б. М., Тамман В. И., Яншин А. Л., Фосфориты Казахстана, М.—Л., Гос. научно-техн. изд., 1931, 77 стр.
88. Фосфоритные руды СССР, VIII. Курман И. М., Уфлянд П. И., Кудина Е. А., Фосфориты Чувашской республики, М.—Л., Гос. научно-техн. горное изд., 1932, 119 стр.
89. Апатито-нефелиновые месторождения Хибинских тундр. Кукиевмчорр-Юкспор. Сборник 1. Под общ. ред. Казакова А. В. и Флвег М. П. Гос. научно-техн. горное изд. М.—Л., Новосибирск, 1932, 187 стр.
99. Агрономические руды СССР. Ежегодник за 1930 г., т. I, ч. 1. Сборник под общ. ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горное изд., 1932, 280 стр.
100. Агрономические руды СССР. Ежегодник за 1930 г., т. I, ч. 2. Сборник под общ. ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горное изд., 1932, 258 стр.
103. Методика массовых анализов агрономических руд и удобрений. Сборник работ химической лаборатории горно-геолог. отд. НИУ, Гос. научно-техн. изд. 1932, 92 стр.
105. Вопросы радиопализации добычи фосфоритов. Под ред. Шешко Е. Ф. Гос. научно-техн. горное изд., 1933, 54 стр.
111. Пробная эксплуатация фосфоритных месторождений СССР. Сборник 1. Под ред. Шешко Е. Ф. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1933, 172 стр.
112. Уналяяц Т. П., Добыча и переработка фосфоритных руд СССР. Технико-экономический обзор под ред. Шешко Е. Ф. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1933, 80 стр.

115. Агрономические руды СССР, т. II, ч. 1. Ежегодник за 1931 г. Под ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, стр. 236.
116. Агрономические руды СССР, т. II, ч. 2. Ежегодник за 1931 г. Под ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 172 стр.
117. Курман И. М., Ворожева Е. М. и Усачева З. М., Борсодержащие породы гор Бык и Золотого Курмана (Минераловодский р-н Северокавказского края), Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 67 стр.
118. Нечаев Л. А., Даррыдагское месторождение мышьяковых руд в Закавказье. Геологический очерк, методика и техника разведочных работ, Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 49 стр.
119. Зонов Н. Т., Геологический обзор юрских и меловых фосфоритовых отложений бассейна р. Волги от г. Мышкина до г. Рыбинска. Геологические работы НИУ в 1929 г., Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 41 стр.
121. Гаурдажский химический комбинат. Калий. Херасков Н. П., Гиммельфарб Б. М. и др., Поисковые и разведочные работы на калий в Средней Азии, Туркменгосиздат, Ашхабад—Баку, 1934, 190 стр.
122. Обогащение и размол фосфоритов. Сборник под ред. проф. Лященко П. В. и Казакова А. В., 1935, 259 стр.
124. Агрономические руды СССР, т. III, ч. 1. Ежегодник за 1932 г. Под ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 125 стр.
125. Агрономические руды СССР, т. III, ч. 2. Ежегодник за 1932 г. Под ред. Казакова А. В. Гос. научно-техн. горно-геолого-нефтяное изд., 1934, 172 стр.
128. Хибинские апатиты. Сборник II. Под ред. Фивег М. П., ОНТИ, Химтеорет, Л. 1936, 123 стр.
132. Исследовательские работы по удобрениям и инсектофунгицидам в 1934 г. Отчет НИУИФ. Под ред. Брицке Э. В., Вольфковича С. И. и Дубова П. И., ОНТИ, Химтеорет, Л., 1935.
133. Четыркина А. А., Шугин А. А., Казаков А. В., Афанасьев Н. А., Вятско-Камское месторождение фосфоритов. Сборник под ред. Дубова П. И., Казакова А. В., Курмана И. М. ОНТИ, Гл. ред. геолого-развед. и геодез. литературы, М.—Л., 1936, 133 стр.
134. Обзор исследовательских работ по удобрениям и инсектофунгицидам в 1935 г. Отчет НИУИФ. Под ред. Брицке Э. В., Вольфковича С. И. и Дубова П. И., ОНТИ, Химтеорет, Л., 1936.
138. Агрономические руды СССР, IV. Ежегодник за 1933—1935 гг. Под ред. Гиммельфарба Б. М., Дубова П. И., Казакова А. В., Курмана И. М. ОНТИ, Гл. ред. геолого-развед. и геодез. литературы.
139. Казаков А. В., Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис, ОНТИ, Химтеорет, Л., 1937, 74 стр.
- Химическая промышленность в борьбе за урожай. Работы Научного института по удобрениям и инсектофунгицидам, 1919—1924 гг. Госхимтехиздат, 1934, 132 стр.
- Удобрение и урожай. Ежемесячный научно-технический журнал по всем вопросам удобрений, Гостехиздат. Выходил с 1929 по 1931 г.
- Минеральные удобрения и инсектофунгициды. Ежемесячный научно-производственный журнал по всем вопросам удобрения. Выходил в 1935 г.
- Справочник по удобрениям. Научно-техническое пособие для работников туковой промышленности и сельского хозяйства. Под общ. ред. акад. Брицке Э. В. и Балашева Л. Л. Госхимтехиздат, Ленинградск. отд., 1933, 964 стр., (Готовится второе издание.)

Редактор *И. А. Поспелов*

Технич. редактор *Б. Модель*

Сдано в набор 25/V 1937 г.

Уполном. Главлита № Б—22566

Подписано к печати 15/VII 1937 г.

Тираж 1000 экз.

Формат бумаги $72 \times 105 \frac{1}{16}$

Изд. № 300/29

Объем 9 печ. л.

Учетный № 11123

Бум. л. $4,5 + 9$ вкл.

Тип. зн. в 1 бум. л. 134 976

Учетно-авт. л. 15

Заказ типогр. № 2044