

**АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ**



**ГЕОЛОГИЯ
РАКУШЕЧНЫХ
ФОСФОРИТОВ
ПРИБАЛТИКИ**

Академия наук Эстонии
Институт геологии

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

28

ГЕОЛОГИЯ РАКУШЕЧНЫХ ФОСФОРИТОВ ПРИБАЛТИКИ

Таллинн 1992

УДК 553.64 (474.2) (470.23)

Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992.

Сборник содержит часть материалов (VI Всесоюзного) совещания „Проблемы геологии фосфоритов“, проведенного 18-21 апреля 1988 г. в Таллинне. Статьи посвящены разным теоретическим и практическим аспектам проблем, связанных с ракушечными фосфоритами Прибалтики: генезису, стратиграфии, литологии. Разбираются вопросы вещественного состава, геофизических и геохимических особенностей пород фосфоритонесной толщи, возможности обогащения и технологической переработки ракушечных фосфоритов. Предназначен для геологов-фосфатчиков, литологов.

Научный редактор Х.Н. Хейнсалу

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемом сборнике представлены статьи по разным направлениям исследований ракушечных фосфоритов Прибалтики, составляющие часть материалов совещания "Проблемы геологии фосфоритов", проведенного 18-21 апреля 1988 года в Таллинне. В то время оно относилось к рангу всесоюзных, и затрагивало актуальные проблемы фосфатной геологии по всем регионам бывшего СССР.

Совещание было организовано Институтом геологии АН Эстонии совместно с другими организациями, названия которых приводятся здесь по существующей в то время номенклатуре: секцией литологии фосфоритоносных формаций Межведомственного литологического комитета и научного совета по рудообразованию АН СССР (ныне РАН), ПО "Эстонгеология", главным геологическим управлением по твердым полезным ископаемым и ВНИИгеолнерудом Мингео СССР (ныне Государственный комитет по геологии и использованию недр РФ), ГИГХСом Минудобрений СССР и научным советом по комплексной программе "Рациональное использование фосфоритовых месторождений ЭССР".

В работе совещания приняли участие представители 69 научных, производственных и других организаций. Было представлено 89 докладов, в которых обсуждался широкий круг теоретических научных проблем геологии фосфоритов, а также возможности их реализации на практике при разработке месторождений.

Часть материалов совещания – по общим вопросам фосфатной геологии и по разным регионам бывшего Советского Союза (кроме Прибалтики) уже вышла из печати в виде сборника "Проблемы геологии фосфоритов" (Москва: Наука. 1991). Третья, последняя часть материалов докладов совещания, касающихся результатов исследований фундаментального характера фосфоритоносных кембро-ордовикских пограничных отложений Северной Прибалтики, будет издаваться в виде отдельной монографии.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ ПЕРЕРАБОТКИ ФОСФОРИТНЫХ КОНЦЕНТРАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИБАЛТИКИ

Э.Э.Аасамяз, М.А.Вейдерма, Т.И.Завертлева, О.И.Куртева

Прибалтийские фосфориты относительно хорошо обогащаются. Несмотря на низкое содержание P_2O_5 в руде (6-12%), из нее путем флотационного и комбинированных методов обогащения получают концентраты, содержащие до 30-33% P_2O_5 . В промышленном масштабе на двух предприятиях (Кингисеппское ПО "Фосфорит" и ПО "Эстонфосфорит") производится концентрат с содержанием 28-30% P_2O_5 , т.е. наиболее качественный из числа выпускаемых на территории бывшего СССР. Однако, по сравнению с хибинским апатитовым концентратом, в фосфоритных концентратах Прибалтики содержание P_2O_5 значительно ниже, а содержание соединений железа и магния, мешающих кислотной переработке фосфорита, существенно выше. Анализ большого числа проб фосфоритных концентратов, полученных из руды эксплуатируемого Кингисеппского, уже закрытого Маардуского или других разведанных месторождений (Тоолсе, Азери, Кабала) показал, что модули магния и железа в них колеблются в широком диапазоне (табл. 1), максимально достигая соответственно 14 и 18%. Все же средний модуль магния в фосфоритных концентратах Прибалтики ниже, чем в фосфоритах Каратауского бассейна, а модуль железа ниже, чем в желваковых фосфоритах Егорьевского, Вятско-Камского и других месторождений.

Таблица 1

Химический состав фосфатного сырья, %

Месторождения, сокращение	P_2O_5	Модули			
		$\frac{CaO}{P_2O_5}$	$\frac{MgO}{P_2O_5}$	$\frac{Fe_2O_3}{P_2O_5}$	$\frac{CO_2}{P_2O_5}$
Хибины (ХА)	39,4	132	-	1,2	-
Ковдор (КА)	37,6	136	9	1,8	6
Каратау (КТ)	24-26	145-160	4-18	5-6	15-38
Егорьевск	20-24	154-164	3-10	15-55	19-36
Вяткокамск					
Кингисепп (Ки)	28-30	148-155	7-11	3-7	200-26
Маарду (Ма)	28-29	141-145	2-5	6-10	11-12
Тоолсе (То)	25-30	141-150	3-5	7-15	10-16
Азери (Аз)	24-30	152-164	7-13	5-18	19-29
Кабала (Ка)	26-33	143-168	1-14	4-10	9-39

На основе модулей железа и магния составлена классификация фосконцентратов Прибалтики для оценки их пригодности как сырья в процессах получения минеральных удобрений. При этом общее железо по растворимости в кислотах подразделено на две части - пиритное и непиритное (ферроидное). Обнаружено 6 типов фосконцентратов (табл.2) - на Маардуском месторождении 1 (пиритный), на Тоолсеском 2, на остальных месторождениях с наиболее изменчивым составом руды по 3 типа. Так, пробы фосконцентрата чистого типа

получены с месторождений Кингисепп, Тоолсе и Кабала, в то же время с месторождений Кингисепп и Кабала получены и образцы фосфорита, наиболее загрязненного примесями ферроидно-магнезиального типа. Пиритный тип фосфорита распространен в месторождениях прибрежной зоны Финского залива (Маарду, Тоолсе, Азери), в которых в кровле фосфоритного пласта залегают пиритсодержащие граптолитовые аргиллиты.

Таблица 2

Типы фосконцентратов Прибалтики

Тип фосконцентрата, сокращение	Модуль, %			Наличие по месторождениям				
	$\frac{\text{MgO}}{\text{P}_2\text{O}_5}$	пир. $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{P}_2\text{O}_5}$	непир. $\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{P}_2\text{O}_5}$	Ки	Ма	То	Аз	Ка
Чистый ("Ч")	0-9	0-5	0-5	+	-	+	-	+
Пиритный ("П")	0-9	>5	0-5	-	+	+	+	-
Ферроидный ("Ф")	0-9	0-5	>5	-	-	-	-	+
Магнезиальный ("М")	>9	0-5	0-5	+	-	-	+	-
Пирито-магнезиальный ("ПМ")	>9	>5	0-5	-	-	-	+	-
Ферроидно-магнезиальный ("ФД")	>9	0-5	>5	+	-	-	-	+

Из выпускаемого ныне фосфоритного концентрата более 50% используется в промышленности, в основном, как вторичное сырье в производстве двойного суперфосфата (ДС). Однако значительная доля концентрата еще реализуется в сельском хозяйстве как фосмука, обладающая весьма низкой агрохимической эффективностью. Необходимо перерабатывать весь выпускаемый фосконцентрат в качественные, хорошо усваиваемые растениями удобрения, какими являются аммофос и нитрофоска. В Научном институте удобрений и фунгицидов (НИУИФ) и Таллинском техническом университете (ТТУ) в лабораторных условиях и частично на опытных установках проверена пригодность разных типов фосконцентратов Прибалтики как сырья при получении указанных удобрений.

Первая фаза производства ДС и аммофоса - получение экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК), путем обработки фоссырья серной кислотой с последующим выделением фосфогипса для получения ЭФК. Промышленным сырьем являются хибинский апатит и в меньшей мере - каратауский фосфорит. При этом во втором случае показатели процесса значительно хуже (табл.3). Из изученных нами 6 типов прибалтийского фосфорита наилучшим сырьем оказался чистый, уступающий хибинскому апатиту, но превышающий каратауский фосфорит по основным показателям процесса экстракции. Пригодны также пиритный и ферроидный фосфориты, уступающие чистому фосфориту по производительности фильтрации. При переработке магнезиальных типов фосфорита расход серной кислоты и степень нейтрализации H^+ -иона продукционной кислоты значительно выше; по показателям переработки эти виды сырья сравнимы с каратауским фосфоритом.

ДС в бывшем Советском Союзе преимущественно производили бескамерно-поточным способом: с помощью ЭФК из хибинского апатита (первичное фоссырье) разлагали кингисеппский или маардуский фосконцентрат (вторичное фоссырье) с последующим гранулированием и сушкой реакционной смеси. При имитации этого процесса в лабораторных условиях установлено (табл.4), что чистый, пиритный и ферроидный

фосфоритные концентраты, содержащие 28-29% P_2O_5 , возможно использовать для получения стандартного ДС (более 42% усв. P_2O_5) как в качестве только вторичного сырья, так и в обеих фазах процесса. Во втором случае расходный коэффициент кислоты возрастает (на 3-5%), а содержание усв. P_2O_5 в продукте снижается на 0,5%.

Таблица 3

Получение экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК)

Показатели	Фосфатное сырье							
	ХА*	КТ*	"Ч"	"П"	"Ф"	"М"	"ПМ"	"ФМ"
Содержание P_2O_5 , %								
- в фосфатном сырье	39,4	24,5	28	28	29	29	26	26
- в полученной ЭФК	30	21	25	25	26	24	21	21
Степень нейтрализации								
H^+ -иона в ЭФК, %	10	35	17	20	22	32	27	37
Коэффициент выхода P_2O_5 , %	95	90	92	92	92	91	93	91
Съем фосфогипса с фильтра, кг/м ² ·ч	750	550	650	500	500	550	500	550
Расходные коэффициенты на 1 т P_2O_5 в ЭФК, т:								
- H_2SO_4	2,50	3,40	2,70	2,70	2,70	3,05	3,05	3,35
- P_2O_5 фосфатного сырья	1,08	1,20	1,08	1,08	1,08	1,09	1,07	1,09

* Звездочкой в табл. 3-5 обозначены промышленные данные

Таблица 4

Получение двойного суперфосфата (ДС)

Показатели	Первичное (в числителе) и вторичное (в знаменателе) фоссырье							
	$\frac{ХА^*}{Ки}$	$\frac{ХА^*}{Ма}$	$\frac{ХА}{\frac{Ч", П"}{Ф"}}$	$\frac{ХА}{\frac{П"}{Ф"}}$	$\frac{ХА}{\frac{М"}{Ф"}}$	$\frac{Ч"}{Ч"}$	$\frac{П"}{П"}$	$\frac{Ф"}{Ф"}$
Содержание P_2O_5 в фосфорите, %	29	28,5	28	29	29,5	28	29	29
Содержание усв. P_2O_5 в ДС, %	43	43	42,5	43	44,5	42	42,5	42,5
Коэффициент разложения вторичного фоссырья, %	72	75	73	72	68	72	71	67
Расходные коэффициенты на 1 т усв. P_2O_5 в ДС, т:								
- P_2O_5 первичного фоссырья	0,84	0,83	0,82	0,83	0,86	0,86	0,85	0,86
- P_2O_5 вторичного сырья	0,31	0,30	0,31	0,32	0,29	0,28	0,30	0,28
- P_2O_5 фоссырья всего	1,15	1,13	1,14	1,15	1,15	1,14	1,15	1,14
- H_2SO_4	2,15	2,10	2,05	2,08	2,15	2,15	2,10	2,17

Аммофос получают аммонизацией ЭФК до pH 4,5-5 : упариванием, сушкой и гранулированием нейтрализованной суспензии, используя в качестве фоссырья хибинский апатит и каратауский фосфорит. Продукт из каратауского сырья значительно уступает аммофосу из апатита как по содержанию питательных веществ, так и по расходному коэффициенту кислоты (табл.5). Экспериментальные работы по переработке фосконцентратов Прибалтики показали, что чистый, пиритный и ферроидный тип фосфорита являются хорошим сырьем для получения аммофоса - содержание питательных веществ в продукте на 4,5-8,5% выше, чем в аммофосе из каратауского фосфорита, а расходный коэффициент H_2SO_4 приблизительно на 20% ниже. С применением магниезиальных типов фосфорита качество аммофоса ухудшается и расход кислоты резко возрастает.

Таблица 5

Получение аммофоса

Фосфатное сырье	Содержание в аммофосе, %		Расходн.коэффициенты на 1 т усв. P_2O_5 в аммофосе, т		
	усв. P_2O_5	N	P_2O_5 фосфата	H_2SO_4	NH_3
ХА*	52	12	1,13	2,60	0,29
КТ*	43	11	1,27	3,60	0,31
"Ч"	51	11,5	1,14	2,90	0,29
"П"	51	11	1,15	2,90	0,28
"Ф"	49	10,5	1,14	2,90	0,28
"М"	45	11	1,15	3,20	0,31
"ПМ"	48	11,5	1,12	3,20	0,31
"ФМ"	41	10,5	1,16	3,60	0,33

Установлено, что содержание питательных веществ в аммофосе плавно снижается с увеличением суммы модулей магния и непиритного железа исходного фоссырья. Для получения стандартного продукта указанная сумма модулей не должна превышать 17%.

Менее жесткие требования к качеству фоссырья предъявляются при азотнокислотной переработке. Однако в настоящее время этим способом перерабатывают только хибинский и ковдорский апатитовые концентраты. Используется вариант азотно-сернокислотного разложения без выделения гипса, при котором из хибинского апатита получается нитрофоска с суммой питательных веществ (ПВ) 33% (табл.6). При имитации этого варианта в лабораторных условиях из магниезиального и чистого фосфорита, содержащих 29-32% P_2O_5 , были получены образцы нитрофоски с содержанием 29-30% ПВ и высокой долей водорастворимой P_2O_5 . Расходный коэффициент серной кислоты оказался на 20-25% выше, чем при переработке апатита. Кроме того, требовалось введение в процесс карбамида для подавления выделения оксидов азота из реактора разложения фосфорита.

Процесс получения нитрофоски с выделением гипса на основе разложения фоссырья смесью растворов серной и азотной кислот и сульфата аммония был предложен для внедрения в г.Кохтла-Ярве. Он позволяет получать продукт более высокого качества, содержащий по результатам полупромышленных опытов 50-52% ПВ при использовании апатитовых концентратов (табл.7). В лабораторных экспериментах из фосфоритов Прибалтики получается нитрофоска, содержащая 47-49% ПВ. При использовании

фосфоритов расходные коэффициенты сырья в целом выше, но производительность фильтрации приблизительно такая же, как при использовании апатитов. В этом процессе возможно успешное применение фосфоритов с высоким содержанием магния, мало пригодных для получения ЭФК. Варьируя соотношение между реагентами, можно получить сложные удобрения с различным соотношением ПВ ($N:P_2O_5$ от 1:0,4 до 1:1,2).

Таблица 6

Получение нитрофоски без выделения гипса

Показатели	Фосфатное сырье		
	ХА*	"Ч"	"М"
Отношение в нитрофоске, %			
- усв. P_2O_5 : N	100	96	98
- вод. P_2O_5 : усв. P_2O_5	55	92	91
Содержание пит. веществ, %	33	30	29
Расходные коэффициенты на 1 т нитрофоски, кг:			
- P_2O_5 фоссырья	122	108	102
- HNO_3	223	223	213
- H_2SO_4	192	246	235
- KCl	200	166	161
- NH_3	86	78	67
- $CO(NH_2)_2$	-	5,4	3,6

Таблица 7

Получение нитрофоски с фильтрацией гипса

Показатели	Фосфатное сырье						
	ХА	КА	"Ч"	"П"	"Ф"	"М"	"ФМ"
Отношение усв. P_2O_5 :N, %	83	93	73	83	75	71	78
Содержание пит.веществ, %	52	50	48	49	48	48	47
Расходные коэффициенты на 1 т нитрофоски, кг:							
- P_2O_5 фоссырья	175	169	167	177	154	156	168
- HNO_3	304	323	345	291	376	380	334
- H_2SO_4	167	202	197	230	166	167	252
- $(NH_4)_2SO_4$	318	287	343	310	337	340	320
- KCl	280	276	278	282	268	248	262
- NH_3	40	40	54	68	61	62	43
Съем фосфогипса с фильтра, кг/м ² ч	1100	800	1000	900	1000	900	1100

В результате вышеуказанных исследований к фосфоритному концентрату установлены требования по суммарному модулю примесей

$$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}{\text{P}_2\text{O}_5} \times 100;$$

для получения качественных удобрений при использовании фосфорита в обеих или только во второй фазе производства ДС он не должен превышать 10 - 14%. Соответственно, в производстве аммофоса это 17%, а в производстве нитрофоски с выделением гипса - 25%. При получении нитрофоски учитывается содержание общей, а в других процессах - непиритной Fe_2O_3 в фосфорите. При серно- и фосфорнокислотной переработке рекомендуется использовать чистый и пиристый типы фосфорита, а для получения нитрофоски пригодны все типы фосфорита, кроме пирито-магнезиального. Наиболее целесообразно применять выпускаемые фосконцентраты Прибалтики как вторичное фоссырье для производства ДС, а высокомагнезиальный кингисеппский фосфорит испытать в процессе получения нитрофоски.

ПРИМЕНЕНИЕ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОГО ГАММА-КАРОТАЖА (СГК) НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ФОСФОРИТОВ КАБАЛА

М.А.Беляков, В.П.Андержанов, И.В.Фролов, А.Л.Паюпуу,
Р.В.Раудсен, Ю.Г.Чуланов

Ядерно-геофизические методы (ЯГФМ) каротажа, включая СГК, являются средствами ускорения разведки и освоения месторождений. Актуальность задач, решаемых ЯГФМ на месторождении Кабала (Эстония), обусловлена сложностями геологических условий опробования фосфатоносных отложений, залегающих на глубинах до 100 и более метров при слабой цементации пород и обводненности, что затрудняет надежное извлечение керна, снижает достоверность опробования традиционными геологическими методами и диктует необходимость дополнительного (контрольного) опробования. Даже частичный переход на контрольное бескерновое опробование с помощью ЯГФМ призван повысить надежность и экономичность разведки.

Задачи, решаемые с помощью СГК, следующие: расчленение разреза, выделение продуктивной толщи, определение его мощности и качества, включая определение P_2O_5 и наличия прослоев сопутствующих пород.

Предпосылки СГК по месторождению были изучены на пробах керна буровых скважин предварительной и детальной разведки, выполненных Кейлаской геологической экспедицией (КГЭ) в течение 1983-86 гг.

Продуктивная толща (фостолща-Ürk) на месторождении представлена согласно литологическим особенностям двумя фосфатоносными начками (снизу вверх): маардуской и раннуской. Перекрывается фостолща в основном глауконитовыми песчаниками с прослойками глины. Подстилается кварцевыми песчаниками и алевролитами с встречающимися прослойками глауконитсодержащих глин (ϵ_{1ts}).

Из керна 29 скважин было отобрано и изучено более трехсот проб фосфатсодержащих и вмещающих пород. Исследуемые образцы детального опробования представляли фосфатоносную толщу, мощность которой колеблется от 1,5 до 12 м (в среднем 7 м), а также породы кровли и подошвы.

Радиометрическим методом было определено содержание урана, тория, калия; химическим - P_2O_5 .

Установлена повышенная ураноносность фостолщи, обусловленная фосфоритом, и контрастно-повышенное по сравнению с фостолшей, содержание калия в породах кровли и подошвы (таблица 1).

Таблица 1

Распределение содержания калия по разрезу

Породы	Количество проб	Содержание К, %		
		от	до	среднее
Кровли	23	3,0	6,3	4,0
Фостолши	286	0,1	0,9	0,2
Подошвы	21	0,3	1,4	0,7

Распределение тория менее выразительно и информативно. Повышение его содержания наблюдается в породах, подстилающих и в значительной степени перекрывающих фостолщу. Проявляется связь калия с глауконитом, а калия и тория - с глинами.

Для решения задачи выделения фостолщи при СГК, основная информация о границах поступает от калиевой составляющей радиоактивности пород.

Содержание калия на верхней границе фостолщи при переходе к породам кровли контрастно изменяется на 2-6%, что практически может быть отмечено с точностью $\pm 0,3 - 0,5\%$ абс. Контрастность изменений содержания тория менее выразительна, однако, наряду с калием, наблюдаемые изменения тория повышают надежность определения контакта пород.

Уран в значительных количествах содержится в породах кровли и не дает достоверной информации для отбивки верхней границы фостолщи. В случае отбивки нижней границы фостолщи равнозначно используются урановая и калиевая составляющие радиоактивности. Условием определения контакта является изменение содержания калия (сверху вниз) от 0-0,6 % до 0,7-2% при одновременном снижении содержаний урана до значений, соответствующих (корреляционно) пороговому содержанию P_2O_5 (3%) и ниже. В некоторых случаях нижняя граница отбивается однозначно по урановой составляющей - например, когда породы подошвы представлены кварцевым алевролитом, но чаще задача гораздо сложнее.

В нижней части фостолщи иногда присутствуют глинистые прослойки, о чем свидетельствует калиевая составляющая радиоактивности. Существенно, что с помощью СГК можно выделять имеющиеся на месторождении участки со значительными глинистыми прослойками фостолщи.

Задача определения содержания P_2O_5 в фостолще сводится к выяснению закономерностей корреляционной связи $U - P_2O_5$, что ранее было исследовано и успешно опробовано на других месторождениях фосфоритов (Беляков, 1983; Методические рекомендации... 1981).

По исследованной выборке проб детального опробования разрезов (25 скважин) было выведено единое уравнение регрессии:

$$P_2O_5 = 5,4 \cdot U + 4,16, \quad (1)$$

где P_2O_5 - содержание в %;

U - содержание в отн.ед.;

коэффициент корреляции $r = 0,85$;

средняя квадратическая ошибка определения $\sigma = 3,5\%$ абс. (24% отн.);

количество проб $n = 261$.

Выведено уравнение регрессии для средневзвешенных значений элементов по фостолще:

$$P_2O_5 = 7,06 \cdot U + 1,45; \quad (2)$$

$r = 0,946$;

$\sigma = 1,36\%$ абс. (10% отн.); $n = 25$.

В обоих случаях границы погрешности измерений (из расчета 2) велики (7% и 2,72% абс.), хотя второй результат и заслуживает внимания.

На месторождении Кабала распределение урана и его связь с фосфоритами по разрезу фосфатопосных отложений неоднозначны (рис.1). Величина ураноносности, отнесенная на 1% содержания P_2O_5 (удельная ураноносность) измеряется по разрезу фостолщи согласно закономерности, отраженной на рис. 1. Если величину минимальной удельной ураноносности принять за 1, а оценку распределения проводить послойно, то в основной,



Рис. 1. Распределение ураноносности по разрезу фостолщи.

образующей фостолщу суурыйгиской пачке наблюдается рост данной величины (снизу вверх) от 1 до 2-3 (в среднем до 2,5). Присутствие отдельных слоев непостоянно и варьируется по месторождению. Для маардуской пачки показания относительно стабильные (около 1,33).

Аномально высокая удельная ураноносность наблюдается на верхней границе суурыйгиской пачки. Это обусловлено прослойками хемогенных фосфоритов (мощностью 0,2-0,3) и ракушечных фосфоритов с рассеянным хемогенным фосфатом, имеющими относительно повышенную (в 2-3 раза) радиоактивность.

Основная часть суурыйгиской пачки не имеет контрастных переходов и характеризуется более пологой кривой (рис.1) в области 1,2-1. Для основной части пачки представляется оправданным использование величины среднего значения удельной ураноносности (1,25), уточнить которое можно на основании предварительных исследований. Данные значения могут быть показаны по месторождению в виде изолиний или оконтурены по участкам. Таким образом, фостолща разбивается на три ураноносные части:

- I - "хемогенная" с показателем 2,5;
- II - основная (1,25);
- III - нижняя (1,33).

Каждая из частей наглядно выделяется на диаграммах СГК.

Определение P_2O_5 выполняется по средневзвешенным значениям урана в трех выделенных частях фостолщи и пересчитывается на всю фостолшу в целом. Средняя квадратическая ошибка определений составляет величину около 1% P_2O_5 .

Проведенные исследования обосновывают использование СГК на месторождении Кабала - хотя бы по разряженной сетке в качестве контрольного метода для типизации расчленения разреза и определения границ фостолщи.

В дальнейшем по данным СГК может быть использован более простой экспресс-метод гамма-каротажа (ГК). При ГК без СГК возникают сложности с отбивкой границ и возможны ошибки определения P_2O_5 за счет колебаний калиевой и ториевой составляющих радиоактивности.

В таблице 2 приведены урановые эквиваленты данных элементов при интегральных измерениях в условиях ГК. ГК выполнялся стандартной аппаратурой с кристаллом $NaI(Tl)$ размерами 30 x 70 мм при скорости 40 км/час.

Таблица 2

Урановые эквиваленты элементов

Элемент	Урановый эквивалент
Калий	$1,12 \cdot 10^4$
Торий	0,72

Согласно величине эквивалента установлено, например, что изменение содержания калия на 1% может при ГК внести ошибку в определение P_2O_5 около 1% абс.

Характерной особенностью проведения СГК на месторождении было применение непрерывного каротажа. Скорость каротажа составляла около 10 м/час. Непрерывность СГК дает возможность равнозначно опробовать все точки разреза и не пропускать оптимальных условий измерений особенно на границах фостолщи. При обычном, точечном варианте каротажа информация о точках, удаленных от центра измерений, менее представительна, что может исказить результаты.

В измерениях использовалась следующая аппаратура: анализатор ПСК, скважинный снаряд на базе прибора СП с нестандартными датчиками, имеющими сцинтилляционные кристаллы $NaI(Tl)$ размерами 50 x 80 мм. Использовался также анализатор NP - 424 (венгерского производства). Стабилизация энергетической шкалы аппаратуры выполнялась автоматически по реперному источнику Cs^{137} .

Спектрометрические измерения проводились в каналах:

$E_K = 1,32-1,56$ мэв (калиевый);

$E_U = 1,62-1,94$ мэв (урановый);

$E_{Th} = 2,4-2,92$ мэв (ториевый).

Каротаж выполнялся в скважинах различного диаметра (93 и 151 мм) и без обсадки скважин трубами. Были вычислены и использовались значения корректирующих коэффициентов для приведения результатов измерений к условиям эталонной скважины.

Обработка выполнялась стандартным методом (Методич. рекомендации... 1981) с помощью системы из трех уравнений. Средняя квадратическая ошибка определений элементов в пределах фостолщи составляла 5-10% отн. U, 20% отн. Th, 30% отн. K. Дифференциальная обработка в случае СГК на месторождении Кабала способствовала повышению точности выделения границ слоев разреза и определению мощности фостолщи.

Методика дифференциальной обработки была выполнена на базе известного метода. По измерениям распределения гамма-излучения по разрезу скважины решалась обратная задача теории его распространения с целью определения излучения только данного конкретного слоя. Исходя из требований точности и надежности измерений, ширина дифференцируемых слоев была определена в 10 см.

Поправка на исключение влияния излучения соседних слоев вводилась по известной формуле (Хайкович, Шашкин, 1982):

$$\tilde{N}_i(x) = \sum_{k=-n}^n b_k N_i(x + K \cdot \Delta), \tag{3}$$

где $N_i(x)$ - счет в i -ом канале или содержание i -го элемента в точке X (вдоль разреза скважины) без поправки;

$\tilde{N}_i(x)$ - приведенный счет в i -ом канале или приведенное значение i -го элемента;

Δ - шаг, ширина слоя равная 10 см;

n - число учитываемых слоев, равное 7;

b_k - поправочные коэффициенты.

Была разработана специальная программа на микро-ЭВМ "Apple-II" (голландского производства) для введения корректирующих поправок условий каротажа скважин и влияния соседних слоев. Значение поправочного коэффициента (b_k) для дифференциальной обработки калиевой составляющей (для скважины диаметром 93 мм) показано в таблице 3.

Таблица 3

Поправочные коэффициенты b_k

b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6	b_7
2,036	-0,4939	0,0210	-0,0442	0,0118	-0,0129	0,0064	-0,0062

С изменением условий каротажа коэффициенты меняются незначительно.

Границы фостолщи определяются с достаточной точностью (± 10 см) по уравнению:

$$K_i = b_0 K_i + b_7 (K_{i+1} + K_{i-1}), \tag{4}$$

где K_i - содержание элемента в десятисантиметровом слое, центр которого с точкой i -го измерения (без поправки на влияние соседних слоев разреза);

b_0, b_1 - коэффициенты поправки.

Пример значений коэффициентов b_0 и b_1 показан в таблице 4 (для формулы 4).

Таблица 4

Значение коэффициентов b_0 и b_1 для скважины различного диаметра

Диаметр, мм		93	151
Коэфф.			
b_0		2,036	2,436
b_1		-0,494	-0,665

Коэффициенты могут быть использованы как для точечного (с шагом 10 см), так и для непрерывного каротажа. При непрерывном СГК выполняется суммирование (оцифровка) показаний по площади с шагом 10 см. В случае применения анализатора НР-424 оцифровка выполняется непосредственно во время каротажа. Время оцифровки определяется из расчета прохождения установленного размера шага. Точечный СГК использовался частично для контроля границ фостолщи в области $\pm 0,5$ м от контакта с кровлей и подошвой. На рисунке 2 представлена диаграмма СГК после описанной выше математической обработки, выполненной на микро-ЭВМ.

Распределение калия контрастно, очень наглядно, выделяет границы фостолщи, в то время как показания урана перекрывают верхнюю границу. Мощность фостолщи по СГК в данном случае составляет 7,6 м, по геологическому опробованию - 7,9 м. Соответственно сопоставление определений P_2O_5 в фостолще следующее: 14,8 и 13,58%. Сравнение результатов применения СГК на месторождении показано в таблице 5.

Таблица 5

Сравнение опробования СГК и геологическим методом

NN	скваж.	Мощность фостолщи, м		Сод. P_2O_5 в фостолще, %		Расхождения	
		геол.	СГК	геол.	СГК	Мощность, м	$P_2O_5, \%$
1	1888	7,90	7,60	13,58	14,8	-0,3	+1,22
2	2061	8,40	8,50	15,71	15,2	+0,1	-0,51
3	2214	7,50	7,65	13,83	15,1	+0,15	+1,27
4	2135	9,40	9,45	10,26	10,3	+0,05	+0,04
5	2122	5,50	5,50	13,56	13,95	0,00	+0,39
6	2148A	8,75	8,75	10,27	12,9	0,00	+2,63
				Средн.:	-	0,10 м	1,01%

Помимо приведенных в таблице данных, при СГК выполняется детальное опробование фостолы по фосфатоносным пачкам и ураноносным частям.

Особенно следует подчеркнуть высокую конкурентоспособность применения СГК для расчленения разреза и определения границ фостолщи. При детальном рассмотрении граничных условий возможно увеличение точности определений. В случае определения границы по калию и при высококонтрастном изменении его содержания на границе фостолщи (например, от 0-0,3% калия до нескольких %%) возможно искусственное увеличение мощности фостолщи за счет соседнего слоя с высоким содержанием калия.

В перспективе имеется возможность повышения точности определения границ фостолщи за счет изменения методики оцифровки. По принятой методике оцифровки с шагом 10 см получается неудачная раскладка и пропускаются оптимальные условия контрастного изменения элементов (U, K), хотя и с меньшим отклонением, чем при точечном СГК. Это уменьшает достоверность непрерывного каротажа. Также представляется возможность полнее использовать информацию непрерывного каротажа за счет увеличения частоты оцифровки участков по 10 см, например, с шагом 2 см, т.е. с взаимным перекрытием участков оцифровки.

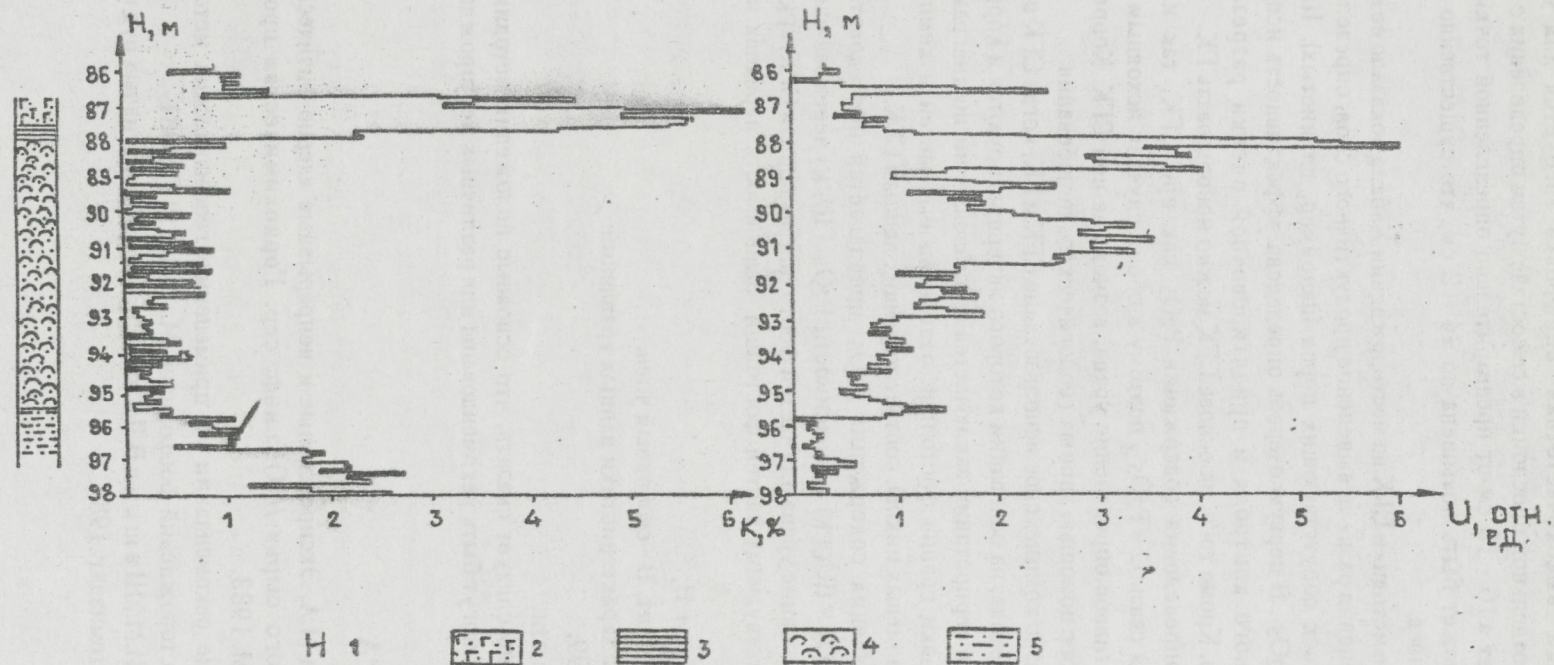


Рис. 2. Результаты SGK с дифференциальной обработкой (скв. Р-1888) 1 - глубина залегания; 2 - глауконитовый песчаник; 3 - глинистая порода; 4 - фосфатонесная толща; 5 - кварцевый алевролит.

Практически "высокочастотная" оцифровка требуется для уточнения границы фостолщи или отдельной прослойки в ее составе путем определения с шагом измерения 10 см и охватывает $\pm 10 - 15$ см от предварительно определенной точки границы. Точность определений может быть повышена до $\pm 4 - 2$ см, что существенно в случае выделения маломощных слоев.

Применение методики СГК на месторождении Кабала показало ее высокую надежность в случае расчленения разреза, выделения продуктивного слоя, определения его мощности и наличия прослоек сопутствующих пород (например, глинистых). Найдена возможность определения P_2O_5 . В первую очередь определена эффективность использования СГК для предварительного контроля и ориентировочной оценки разрезов новых участков месторождения. Кроме того, на основе СГК можно использовать ГК.

В основу определения содержания P_2O_5 как при СГК, так и при ГК положена корреляционная связь $U - P_2O_5$, поэтому в обоих случаях исходным моментом методики является селективное определение урана, возможное при СГК. Корреляционная же связь устанавливается с помощью данных геологического опробования.

Целесообразно комплексное использование СГК и ГК, когда СГК предоставляется роль контрольного метода, на основании которого интерпретируются и корректируются данные ГК. Методика интерпретации заключается в установлении по диаграмме ГК характерных признаков отбивки границ фостолщи, отделении его частей и компласта от глинистых образований (калиевых пиков), соответствующих данным СГК.

Для определения содержания P_2O_5 предлагается последовательный переход от зависимости $P_2O_5 = f(U_{СГК})$ к зависимости $P_2O_5 = f(J_{ГК})$ через зависимость $U_{СГК} = f(J_{ГК})$, где $U_{СГК}$ - содержание урана для частей фостолщи по данным СГК, $J_{ГК}$ - данные измерений ГК для соответствующих частей фостолщи. Зависимость перехода имеет вид уравнения регрессии:

$$U_{СГК} = A \cdot J_{ГК} + B, \quad (5)$$

где A - коэффициент, B - свободный член.

Определены характеристики данных уравнений:

$$r = 0,97 - 0,99;$$

$$\sigma = 10 - 15\% \text{ отн.}$$

В заключение следует сказать, что основные положения методики применения СГК универсальны и могут быть рекомендованы для различных месторождений фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е л я к о в М.А. Экспрессивные и непрерывные ядерно-физические методы анализа минерального сырья // Обз.инф. сер. Горнохимическая промышленность. М.: НИИТЭХИМ. 1983.
2. Методические рекомендации по применению геофизических методов при поисках и разведке месторождений фосфоритов. М.: ВНИИЯГГ. 1981.
3. Х а й к о в и ч И.М., Ш а ш к и н В.Л. Опробования радиоактивных руд по гамма-излучению. М.: Энергоатомиздат. 1982.

О ПРОБЛЕМЕ КЛАССИФИКАЦИИ И ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫХ ТИПОВ ФОСФОРИТОВ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА

С.А.Детковский

В пределах Раквереского фосфоритоносного района (РФР) сосредоточены значительные запасы фосфора. Фосфориты слагают единое пластообразное тело кварц-детритовых (ракушечных) песчаников непостоянного вещественного состава и переменной мощности (Раудсеп, 1987). Изменчивость вещественного состава и, как следствие, обогатимости фосфоритов приводит к разнообразию их геолого-промышленных типов.

Выделение геолого-промышленных типов фосфоритов требует учета значительного объема взаимосвязанной информации геологического и технологического содержания. Через предельно допустимые значения параметров вещественного состава фосфоритов сжато конкретизируется их состав для получения кондиционных концентратов, пригодных для химической переработки (согласно ТУ 113-12-96-82). Предельно допустимые значения параметров вещественного состава фосфоритов обуславливаются закономерностями обогащения.

Первая классификация геолого-промышленных типов фосфоритов была разработана для месторождений РФР Тоолсе и Азери (Наливкина, 1977; Наливкина, Горлова, 1974). В настоящее время для типизации фосфоритов РФР применяется классификация руд Прибалтийского бассейна (Загураев и др., 1982). В ней при разделении фосфоритовых руд учитываются предельно допустимые значения относительных к P_2O_5 и валовых содержаний вредных компонентов (MgO , Fe_2O_3). В результате сужается область выделения легкообогащаемых "чистых" руд. Упрощенный вариант этой классификации учитывает только твердо регламентированные предельно допустимые значения магниезиального

($M_m = \frac{MgO}{P_2O_5}$) и железистого ($M_{ж} = \frac{Fe_2O_3}{P_2O_5}$) модулей вредных компонентов (Раудсеп, 1984). В итоге, завышенно оценивается область выделения "чистых" руд.

В рассмотренных классификациях по-разному отражается взаимосвязь вещественного состава фосфоритовых руд с их обогатимостью. На эти различия негативное влияние оказывает узкая номенклатура компонентов, аналитически определяемых при рядовом опробовании и при исследовании обогатимости фосфоритов: P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 и н.о. (нерастворимого остатка). Немаловажно и то, что лабораторные и полупромышленные технологические исследования фосфоритов проведены в нешироком интервале содержаний P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 . Исследованные пробы характеризуют, как правило, "средний" состав типов руд по месторождениям.

Геолого-технологические исследования фосфоритовых руд выполнены в "Эстонгеологии" на 188 малых технологических пробах (МТП) фосфоритов. МТП характеризует пластопересечение или литологическую разновидность фосфоритов. В последнем случае, пластопересечение опробовалось двумя-тремя МТП. Валовые содержания компонентов в пробах варьировались в следующих пределах: P_2O_5 - от 3,4 до 25,9%; MgO - от 0,10 до 3,75%; CaO - от 5,4 до 37,8%; Fe_2O_3 - от 0,45 до 3,61%; FeS_2 - от 0,05 до 2,74%; н.о. - от 26,0 до 87,4%. Все пробы флотировались анионным собирателем, в качестве которого использовалось мыло сырого таллового масла. 9 проб флотировались катионными собирателями: отечественным АНП-2 и шведским LilaPot ККАС.

Геолого-технологические исследования фосфоритовых руд РФР позволили выявить широкий спектр закономерностей влияния параметров вещественного состава фосфоритов на их обогатимость. Основные из них, влияющие на выбор критериев выделения геолого-промышленных типов фосфоритовых руд, следующие:

1. В условиях анионной флотации содержание P_2O_5 и вредных компонентов (MgO , Fe_2O_3) в концентрате - результат взаимного разнонаправленного влияния всех присутствующих в руде флотоактивных минералов - концентраторов и их носителей: фосфата кальция, доломита, кальцита, пирита и кварца с пленками фосфата. Глауконит (Детковский и др., 1985), свободные аморфные гидроокислы железа и кварц без пленок фосфата заметного влияния на этот процесс не оказывают. В условиях катионной флотации содержание P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 в концентрате - результат взаимного разнонаправленного влияния нефлотоактивных рудных минералов: фосфата, карбонатов, пирита, глауконита и крупнозернистого кварца (в основном, крупнее 0,25 мм).

2. Предельно допустимые значения валовых содержаний в руде вредных компонентов однозначно не установлены. В интервале содержаний MgO в руде от 0,8 до 1,55% (в искусственных смесях до 1,8%) получены как кондиционные ($MgO \leq 2,5\%$), так и некондиционные ($MgO > 2,5\%$) концентраты. В разрезах за пределами развития граптолитовых аргиллитов содержание Fe_2O_3 во всех концентратах не превысило 3,0% при содержании Fe_2O_3 в руде до 3,75%. В разрезах под граптолитовыми аргиллитами содержание Fe_2O_3 в концентрате нередко могло превышать 3,0% при содержании Fe_2O_3 в руде менее 1% и FeS_2 менее 0,6%.

3. Влияние кварца на содержание P_2O_5 в концентрате выражается через показатели гранулометрического распределения нерастворимого остатка (н.о.) в руде. Предельно допустимая величина распределения н.о. в классе -0,2 + 0,1 мм (-0,25 + 0,1 мм), превышение которой приводит к получению некондиционного концентрата (P_2O_5 28,0%), в среднем равна 15%.

4. Наиболее четко содержание P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 в концентрате определяется не валовыми, а относительными к P_2O_5 содержаниями (модулями) вредных компонентов в руде. Величина карбонатного модуля M_k ($M_k = \frac{MgO + CaO}{P_2O_5}$) точнее других (M_m , $M_{ж}$) контролирует содержание P_2O_5 в концентрате. Это обусловлено наличием в фосфоритах, кроме доломита, еще и кальцита, который в процессе обогащения от доломита не отличается. Величина магниезального модуля M_m точнее карбонатного модуля контролирует

содержание MgO в концентрате. Величина же пиритного модуля $M_{п}$ ($M_{п} = \frac{FeS_2}{P_2O_5}$) точнее железистого модуля контролирует содержание Fe_2O_3 .

5. В условиях анионной флотации:

Предельно допустимое значение M_k , превышение которого приводит к получению некондиционного концентрата ($P_2O_5 < 28,0\%$), равно 1,67. Его зависимость от содержания P_2O_5 в руде не установлена, но предполагается.

Предельно допустимое значение M_m , превышение которого приводит к получению некондиционного концентрата ($MgO > 2,5\%$), зависит от содержания P_2O_5 в руде. Оно равномерно уменьшается от 0,11 до 0,09 с ростом содержания P_2O_5 в руде от 9,0 до 21,0%.

Предельно допустимое значение $M_{п}$, превышение которого приводит к получению некондиционного концентрата ($Fe_2O_3 > 3,0\%$), равно 0,14. Его зависимость от содержания P_2O_5 в руде не установлена, но предполагается.

Предельно допустимое значение Мж не установлено. Оно подчинено Мп. При Мп - 0,14, Мж - 0,19. При уменьшении Мп, предельно допустимое значение Мж увеличивается неопределенно. При Мп - 0,02-0,03 и одновременно при Мж - 0,30 содержание Fe_2O_3 в концентрате меньше 3,0%. Применение Мж как критерия обогатимости фосфоритовых руд при наличии сведений о Мп приводит к неоднозначным выводам.

Для условий катионной флотации предельно допустимые значения модулей вредных компонентов аналогичны вышеупомянутым. Они могут быть, по-видимому, и иными. Например, во всех исследованных катионных концентратах содержание MgO несколько ниже, чем в анионных концентратах тех же руд. Разница в содержаниях P_2O_5 в этих концентратах незначительная, но разнознаковая. По-видимому, предельно допустимую величину распределения н.о. при катионной флотации необходимо определять для более крупных классов, чем при анионной.

6. Предельно допустимые значения модулей вредных компонентов зависят от величины извлечения P_2O_5 в концентрат. Приведенные значения установлены для уровня извлечения P_2O_5 от 82% в бедных рудах (3-6% P_2O_5) до 90% в богатых рудах (18% P_2O_5 и более).

Для качественной оценки обогатимости и типизации фосфоритовых руд в целях геолого-технологического картирования, по-видимому, должна быть расширена минимально необходимая номенклатура данных о вещественном составе фосфоритов. Она должна состоять из сведений о содержании P_2O_5 , н.о., MgO , CaO , Fe_2O_3 и FeS_2 , а также о величинах распределения н.о. по классам крупности.

Выявленные предельно допустимые значения параметров вещественного состава фосфоритовых руд положены в основу рекомендуемой классификации геолого-промышленных типов фосфоритовых руд РФР (таблица). В нее наряду с предельно допустимым значением Мп введено, как вынужденное исключение, аналогичное значение Мж. Оно имеет самостоятельное значение для фосфоритов, залегающих под граптолитовыми аргиллитами (месторождения Тоолсе и Азери), по которым нет массовых данных о содержании FeS_2 . На этих месторождениях в балансе общего железа до 70-80% составляет железо пиритное.

Кроме "чистых" руд, фосфоритовые руды типизируются по основным минералам-носителям вредного компонента: "пиритные", "карбонатные" и "карбонатно-пиритные". Из них по простейшей схеме флотации (анионной или катионной) получают, как правило, некондиционные концентраты. "Чистые" руды содержат относительно мало вредных компонентов. Из них получают кондиционные концентраты. Влияние кварца также учтено из-за необходимости применения разных схем флотации. Для "карбонатных" и "карбонатно-пиритных" фосфоритовых руд разделения на средние- и мелкопесчаные типы не производится. Рекомендуемая для обогащения таких руд флотохимическая схема обогащения (Шувалова, 1981), по-видимому, приводит к химической очистке зерен кварца от пленок фосфата и устранению влияния кварца на качество концентрата.

Все типы руд по содержанию P_2O_5 делятся на бедные, средние и богатые разновидности. По предельным содержаниям P_2O_5 бедным рудам литологически соответствуют детритистые кварцевые песчаники. Границы средних и богатых руд не совпадают с границами других литологических разновидностей (Раудсеп, Хазанович, 1980):

Выделение геолого-промышленных типов руд по площади РФР на сегодняшнем этапе изученности вещественного состава фосфоритов затруднительно без вынужденных допущений (рисунок). Так, на месторождениях Тоолсе и Азери "пиритные" руды выделены по предельно допустимому значению Мж, а "карбонатные" и "карбонатно-пиритные" -

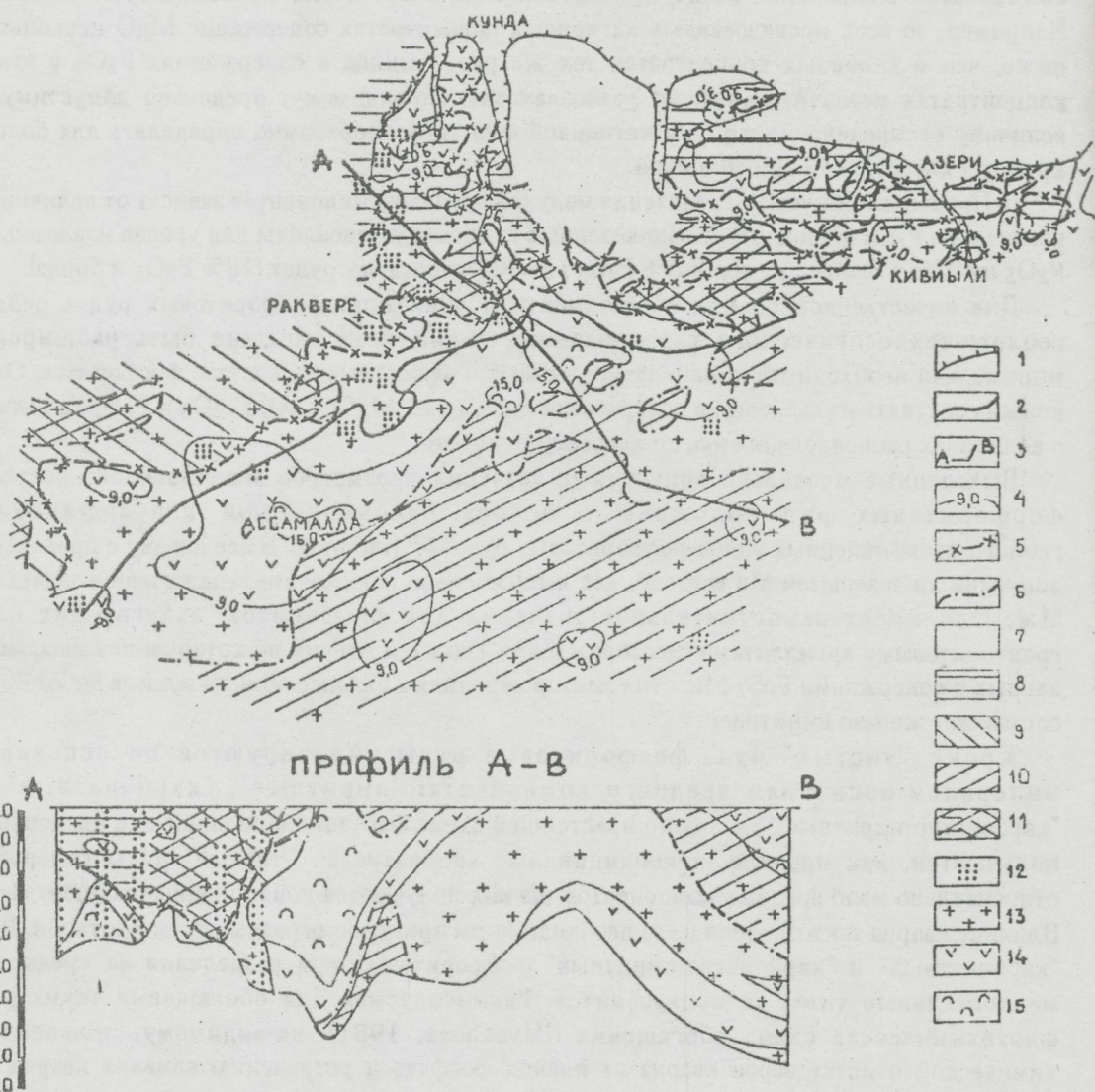


Рисунок. Схема распространения геолого-промышленных типов фосфоритовых руд Раквереского фосфоритоносного района. 1 - линия глинта; 2 - линия выклинивания граптолитовых аргиллитов; 3 - линия профиля; 4 - изолинии содержащий P_2O_5 ; 5 - изолинии предельно-допустимого значения пиритного модуля; 6 - изолинии предельно-допустимого значения магниевого модуля; 7-12 - геолого-промышленные типы руд: 7 - „чистые“, 8 - „пиритные“, выделенные по железистому модулю, 9 - „пиритные“, выделенные по пиритному модулю, 10 - „карбонатные“, 11 - „карбонатно-пиритные“, 12 - руды с мелкопесчаным кварцем; 13-15 - разновидности руд: 13 - бедные, 14 - средние, 15 - богатые.

Рекомендуемая классификация геолого-промышленных типов фосфоритовых руд РФР

Геолого-промышленные типы руд	Геолого-промышленные разновидности руд (по содержанию P_2O_5 , %)		Предельно допустимые значения модулей вредных компонентов				Предельно допустимая величина распределения н.о.в классе -0,2+0,1 мм (-0,25+0,1 мм), %	Технологический тип руды	Рекомендуемая схема флотации
			карбонатный Мк	магнезиальный Мм	пиритный Мп	железистый Мж*			
Кварц-детритовые песчаники со среднезернистым кварцем ("чистые" среднепесчаные руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	<1,67	<0,11 <0,10 <0,095	<0,14	<0,19	<15,0 (<25,0)	легко-обогатимые	анионная
Кварц-детритовые песчаники с разномзернистым кварцем ("чистые" мелкопесчаные руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	<1,67	<0,11 <0,10 <0,095	<0,14	<0,19	≥15,0 (≥25,0)		катионная
Кварц-детритовые песчаники со среднезернистым кварцем и пиритом ("пиритные" среднепесчаные руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	<1,67	<0,11 <0,10 <0,095	≥0,14	≥0,19	<15,0 (<25,0)	трудно-обогатимые	анионная
Кварц-детритовые песчаники с разномзернистым кварцем и пиритом ("пиритные" мелкопесчаные руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	<1,67	<0,11 <0,10 <0,095	≥0,14	≥0,19	≥15,0 (≥25,0)		катионная
Кварц-детритовые песчаники с карбонатами ("карбонатные" руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	≥1,67	≥0,11 ≥0,10 ≥0,095	<0,14	<0,19	не регламентируется	труднообогатимые и необогатимые	флотно-химическая
Кварц-детритовые песчаники с карбонатами и пиритом ("карбонатно-пиритные" руды)	бедные средние богатые	(3,0-9,0) (9,01-15,0) (>15,0)	≥1,67	≥0,11 ≥0,10 ≥0,095	≥0,14	≥0,19	не регламентируется		флотно-химическая

Примечание: * - железистый модуль Мж применяется для фосфоритов, залегающих под граптолитовыми аргиллитами, в случае отсутствия данных о содержании FeS_2 в рядовых пробах.

по предельно допустимым значениям Мм. "Чистые" же мелкопесчаные и "пиритные" мелкопесчаные руды выявлены только локально по опробованным малым технологическим пробам (МТП).

В плане наблюдается зональное распространение геолого-промышленных типов руд. В общих чертах зональность контролируется линией выклинивания граптолитовых аргиллитов. По обе стороны этой линии, субпараллельно расположены "чистые" руды. Они обрамлены с юго-востока массивом "карбонатных" руд. На север и северо-запад "чистые" руды сменяются "пиритными". В том же направлении уменьшается, по-видимому, размерность кварца. "Чистые" руды в этом направлении выделяются локально. На северо-востоке РФР развиты, в основном, "карбонатно-пиритные" руды.

Зональность вещественного состава фосфоритовых руд отражается на качестве концентратов. В целом, кондиционные концентраты из разрезов под граптолитовыми аргиллитами отличаются от кондиционных концентратов из разрезов за пределами развития граптолитовых аргиллитов меньшими содержаниями MgO и более высокими содержаниями $n.o.$ и Fe_2O_3 (или FeS_2).

Рекомендуемая классификация геолого-промышленных типов фосфоритовых руд РФР, по-видимому, может быть использована также при характеристике руд других фосфоритоносных районов Прибалтийского бассейна. Например, с ней согласуются результаты геолого-технологических исследований Таллиннского фосфоритоносного района.

Нерешенным вопросом классификации и выделения геолого-промышленных типов фосфоритовых руд РФР остается выявление положения неоконтуренных выветрелых (окисленных) руд. Их распространение известно на месторождении Тоолсе (Райдсеп, 1987). Необходимо уточнить параметры вещественного состава руд, при которых для получения кондиционных концентратов катионная флотация может быть предпочтительнее анионной. Решение этих проблем позволит уточнить рекомендуемую классификацию и более четко выделять геолого-промышленные типы фосфоритовых руд РФР при геолого-технологическом картировании фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Детковский С., Петерсэль В., Пязок Р. Об экономической целесообразности включения глауконитовых песчаников в контур выемки фосфоритовых залежей Эстонии подземным способом // Изв. АН ЭССР. Геол. 1985, 34, С. 77-81.
2. Детковский С.А., Оя Т.В. Микроструктура поверхности кварца и ее значение в технологии переработки ракушечных фосфоритов // Технологическая минералогия фосфатных руд. Тезисы докладов. Черкассы, 1987. С. 105.
3. Загураев В.Г., Хазанович К.К., Шувалова Н.К. Предварительная классификация геолого-промышленных руд Прибалтики // Горно-химическая промышленность. М., 1982, N 2, С. 1-3.
4. Наливкина А.И. Типы руд месторождений фосфоритов Прибалтийского бассейна, закономерности их размещения и образования // Автореф. канд. дис. М., 1977. С. 17-18.
5. Наливкина А.И., Горлова В.М. Промышленные разновидности фосфоритных руд месторождения Тоолсе // Промышленность горнохимического сырья. М., 1974. N 2. С. 3-7.

6. Раудсеп Р.В. Литология продуктивной толщи в Раквереском фосфоритноносном районе Эстонской ССР // Автореф. канд. дис. Таллинн, 1984. 25 с.
7. Раудсеп Р. Ракушечный фосфорит // Геология и полезные ископаемые Раквереского фосфоритноносного района. Таллинн. 1987. С. 128-140.
8. Раудсеп Р., Хазанович К. Классификация литологических разновидностей ракушечных фосфоритов Прибалтийского фосфоритноносного бассейна // Изв. АН ЭССР. Геол. 1980. 20. N 4. С. 147-153.
9. Шувалова Н.К. Исследование закономерностей селективной флотации труднообогатимых ракушечных фосфоритов Прибалтийского бассейна // Автореф. канд. дис. Л., 1981. С. 14-22.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФОРИТОВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА

*В.Г.Загураев, Н.К.Шувалова, А.Е.Татарский, Т.В.Рачковская,
Л.П.Макирова, Р.В.Раугсен*

Фосфоритопроявления ракушечного типа известны во многих районах мира, но промышленное значение имеют лишь залежи Прибалтийского бассейна. Здесь выявлен и разведан целый ряд месторождений, а запасы шести из них были учтены в "Балансе запасов полезных ископаемых СССР".

Вещественный состав фосфоритовых руд Прибалтийского бассейна не отличается большой сложностью. Его основными минеральными составляющими являются: кварц, фосфатные раковины, карбонаты, глауконит, гидрооксиды железа, пирит. Однако различные соотношения этих минеральных форм на месторождениях бассейна обусловили необходимость выделения нескольких геолого-промышленных типов руд, требующих особых подходов к их обогащению.

Учитывая строение геологического разреза фосфоритоносных отложений, а также химический, минеральный и гранулометрический состав руд месторождений бассейна, совместными усилиями "Эстонгеологии" и ГИГХСа в 60-70-х годах были разработаны различные варианты классификации природных и геолого-промышленных типов руд. Вначале эта работа выполнялась для отдельных месторождений бассейна (Маарду, Тоолсе, Кингисеппское), что создавало терминологическую путаницу при их сопоставлении и было методически неверно, так как они входили в состав единого седиментационного региона с общими условиями образования и последующего развития.

В дальнейшем (начало 80-х годов) исследования по созданию классификации геолого-промышленных типов руд проводились в целом по бассейну. Было установлено, что в отнесении руд к определенному геолого-промышленному типу решающее значение для ракушечных фосфоритов имеют два компонента - Mg и Fe, так как с ними связаны основные принципы технических решений при разработке схем обогащения. Другие геолого-минералогические факторы (выветрелость, цементация, оболочки на зернах, включение глауконита и т.д.) имеют в классификационном отношении подчиненное значение и на месторождениях ограничены в пространстве.

Упомянутые компоненты являются нежелательными примесями в руде, так как оказывают вредное влияние на процесс обогащения и технологию переработки. Распределение же вредных примесей имеет территориальную закономерность. Так, в западной части бассейна (месторождения Маарду, Тоолсе, Азери) доминируют соединения железа, причем они могут присутствовать в различных формах: или в виде сульфидов или в виде гидроксидов. Влияние их на технологический процесс переработки различно.

В восточной части бассейна (Кингисеппское, Нарвское месторождения), а также на разведанных участках Раквереского месторождения наибольшее распространение имеет оксид магния. Он присутствует, в основном, в сцементированных разностях оболовых песчаников и в конкрециях.

На основании результатов геолого-технологического изучения ракушечных руд Прибалтийского бассейна, сотрудниками Кингисеппской комплексной научно-исследовательской лаборатории Государственного института горно-химического

сырья (ККНИЛ ГИГХСа) в 1982 г. была разработана и опубликована предварительная единая классификация геолого-промышленных типов руд (Загураев и др., 1982).

Однако и после разработки данной классификации, работы по геолого-технологическому изучению фосфоритовых руд бассейна продолжались в ККНИЛ при тесном деловом сотрудничестве с геологами "Эстонгеологии" и рудничными службами горно-химических предприятий.

Наиболее детально особенности вещественного состава и обогатимости руд в последние годы изучались на пробах Кингисеппского и Раквереского месторождений, что позволяет внести в классификацию коррективы и изменения. В основном, они касаются уточнения величины магниевого модуля, необходимости сохранения абсолютного граничного значения MgO и разделений железистых руд на гидроксидные и пиритные.

Опыт разведки и эксплуатации Кингисеппского месторождения показал, что здесь развиты в основном "чистые" и магнезиальные руды. Однако более подробное изучение руд месторождения выявило в составе утвержденных запасов значительно большие количества так называемых труднообогатимых руд, из которых по существующей на ПО "Фосфорит" технологии (грохочение по классу +3 мм и анионная флотация измельченного класса -3 мм) кондиционные по качеству концентраты для промышленной переработки получить невозможно ($> 28\% P_2O_5$; $< 2,5\% MgO$; $< 3\% R_2O_3$) даже при низком извлечении P_2O_5 . С целью изучения таких руд был произведен отбор технологических проб весом 40-50 кг, на которых исследовались особенности их вещественного состава и обогатимости.

Для предварительной оценки обогатимости руд использовались данные центрифугального анализа с последующим построением кривых теоретической обогатимости. Последние, как было установлено В.З.Блисковским, отражают особенности вещественного состава руд месторождения. Анализ результатов изучения вещественного состава отобранных проб показал, что в таких рудах значительно выше, чем в обычных, содержание сростков фосфатов, мелких (<3 мм) конкреций, фосфатных пленок на зернах кварца, рыхлых раковин, а также повышенное содержание оксидов железа, что ухудшает обогатимость руд.

На основании изучения таких проб и геологических наблюдений в забоях карьеров установлено, что на месторождении кроме основных типов руд - "чистых" и магнезиальных - существуют зоны с развитием труднообогатимых руд: с модулем магнезиальности $> 0,10$ в классе -3 мм, выветрелых, гумусовых и железистых, результаты изучения обогатимости которых приводятся ниже. При этом, в отличие от работ, выполненных до 1985 г., в последнее время предприняты попытки установления количественных критериев обогатимости руд и модуля магнезиальности, а также уточнена зависимость показателей обогащения от данного модуля других параметров руды.

К настоящему времени изучено 15 технологических проб, представляющих в той или иной степени все основные типы руд, однако основное внимание уделялось исследованиям труднообогатимых руд (Шувалова и др., 1987). Критерий отнесения того или иного типа или разновидности руд к труднообогатимым для эксплуатируемых месторождений общеизвестен - невозможность получения кондиционной продукции (концентрата) и более низкие, чем для рядовых руд, количественные показатели, например, извлечение полезного компонента в концентрат. С учетом направления развития горнодобычных работ на Кингисеппском месторождении, доля труднообогатимых руд в отдельные периоды эксплуатации будет достигать 50-60%. Наряду с этим все острее становятся проблемы технологического картирования месторождения и разработки более универсальных схем и режимов обогащения.

Это утверждение основано на следующих результатах проведенной работы:

— из 15 изученных проб 12 отличались повышенным выходом выделяемой в отвал фракции +3 мм (14-38% против 4-6% по проекту), при этом потери P_2O_5 составляли 11-28% против 5-8% по проекту;

— 4 пробы, относящиеся по химсоставу к "чистым" рудам, характеризовались повышенным содержанием зерен кварца с пленками фосфата, что не позволило получить по действующей технологии кондиционный по P_2O_5 концентрат;

— 3 пробы содержали легкошламуемые раковины, вызывающие сложности в ведении технологического процесса;

— в 2 пробах после отсева фракции +3 мм модуль магнезиальности оставшейся части, поступающей после измельчения на флотацию, составил 0,12 и выше при критическом 0,10, что позволяет отнести эти руды к магнезиальным. Из таких руд кондиционный по P_2O_5 и MgO концентрат получается либо по комбинированной флотационно-химической технологии, либо по технологии с последовательной селективной флотацией карбонатов и фосфата;

— значительно меньшее распространение на месторождении имели руды с повышенным содержанием железа. Изучены 2 такие пробы, причем одна из них относилась к железисто-магнезиальному типу. Железо в обеих пробах присутствовала в виде гидрооксидов. По проектной технологии из обеих проб не был получен кондиционный концентрат ни по одному из регламентируемых показателей, а с применением флотационно-химической технологии, по содержанию полуторных окислов.

В настоящее время рассматривается вопрос о внедрении флотационно-химической технологии для переработки руд Кингисеппского месторождения.

Вместе с тем, немаловажное значение в условиях увеличения добычи труднообогатимых руд приобретает возможность прогнозирования технологических показателей от качества сырья.

На основе статистической обработки результатов работы обогатительной фабрики и изучения обогатимости проб карьеров 5 и 6 установлено, что содержание P_2O_5 в концентрате определяется не только модулем магнезиальности питания флотации, но и абсолютным содержанием в нем P_2O_5 . Содержание MgO в концентрате существенно зависит только от магнезиальности питания. Полученные выводы, по-видимому, объясняются тем, что со снижением P_2O_5 в руде растет относительное содержание фосфора, связанного с кварцем, что и приводит (при извлечении указанного кварца в ценный продукт) к снижению качества концентрата.

В качестве модели была принята линейная зависимость содержания P_2O_5 и MgO в концентрате от содержания этих компонентов в питании флотации (слива классификаторов).

Регрессионная модель качества концентрата в натуральных переменных выглядит следующим образом:

$$\beta_{P_2O_5} = 24,15 - 15,63 M + 0,8024 \alpha_{P_2O_5}$$

$$\beta_{MgO} = -0,099 + 22,7 M, \text{ где}$$

$\beta_{P_2O_5}$ - содержание P_2O_5 во флотационном концентрате, %;

β_{MgO} - содержание MgO в концентрате, %;

$\alpha_{P_2O_5}$ - содержание P_2O_5 в питании флотации, %;

M - модуль магнезиальности в питании флотации.

Адекватность модели проверена по критерию Фишера с уровнем доверительной вероятности 95%. Коэффициенты множественной корреляции высокие (0,75-0,85).

Из полученных зависимостей следует, что при производстве фосмуки для промышленной переработки (содержание $MgO < 2,5\%$) модуль магнезиальности питания флотации не должен превышать значения 0,114 при содержании P_2O_5 в питании выше 7,0%. При содержании P_2O_5 ниже 7% критическое значение модуля переменное. Его легко определить, подставив в первое уравнение $P_2O_5 = 28$ и заданное $\alpha_{P_2O_5}$.

Аналогичная работа была проведена по установлению статистической зависимости извлечения от содержания P_2O_5 в руде, в результате чего были получены коэффициенты: для перехода от содержания P_2O_5 в питании флотации к содержанию в руде -0,97 и для перехода от флотационного извлечения к товарному -0,897. Зависимость имеет следующий вид:

$\epsilon_{фл.} = 49,46 + 45,43 \lg \alpha$, где

$\epsilon_{фл.}$ — извлечение P_2O_5 в концентрат при флотации, %;

α — содержание P_2O_5 в питании флотации, %.

Проведенное геолого-технологическое изучение труднообогатимых руд Кингисеппского месторождения подтверждает необходимость их детального выявления и картирования на площадях отработки путем организации малообъемного технологического опробования. Особое внимание при этих работах необходимо уделять зонам, затронутым процессами гипергенеза, к которым, в основном, приурочены изученные разновидности руд.

По результатам такого опробования, исследования руд на обогатимость и технологического картирования могут выдаваться рекомендации по оптимизации параметров обогащения и усреднения труднообогатимых руд с рядовыми при учете средневзвешенных значений модуля магнезиальности и извлечения, определяемые по формулам регрессивной модели качества.

Имеющиеся в настоящее время геологические сведения о Раквереском месторождении также свидетельствуют о сложности строения фосфоритоносной толщи и наличии значительного количества труднообогатимых руд, представленных магнезиальными, железистыми и железисто-магнезиальными типами, переработка которых вызывает трудности.

За 1982-1987 гг. были изучены встречающиеся на месторождении типы руд по технологическим пробам, отобранном "Эстонгеологией". Целью исследования было выявление особенностей вещественного состава и технологии переработки этих руд. В ходе работы получены партии фосфоритных концентратов из различных руд для проведения исследований по переработке их на минеральные удобрения. Концентраты изучались в специализированных институтах.

Изучение вещественного состава фосфоритных руд на участке Кабала-Западный показало (Чупина, Рачковская, 1985), что наибольшее распространение имеют "чистые" руды, содержащие от 9 до 16% P_2O_5 , от 0,7 до 1,0% MgO и 0,97-1,4% Fe_2O_3 . Примерно 10% руд представлены магнезиальными разновидностями с содержанием P_2O_5 — 6,8-13,0%, MgO — 1,5-2,0%, Fe_2O_3 — 1,07-1,7%; в южном направлении количество таких руд увеличивается.

Основные компоненты руд — фосфатные минералы, кварц и доломит. В небольших количествах отмечается пирит, гидрооксиды железа и различное количество глауконита. Фосфатные минералы находятся в трех модификациях: раковины обол, конкреции и в виде пленок. Подробным изучением фосфатного вещества раковин установлено, что по строению оно близко к франколит. Раковинный фосфат имеет примеси карбонатов; пирита, гидрооксидов железа. В отличие от фосфатов других месторождений Прибалтийского бассейна в нем заметно уменьшение количества органического вещества (термический анализ выполнен на мономинеральных фракциях, выделенных из всех технологических проб).

Основной же вредной примесью, ухудшающей технологические показатели обогащения руды и переработки концентратов, являются карбонаты, представленные главным образом доломитом, в котором отмечается замещение части ионов магния на ионы двухвалентного железа. Содержание FeO иногда достигает в них 7%, что дает основание считать карбонат анкеритом. Он образует цемент карбонатных конкреций или отдельные кристаллические агрегаты.

Карбонатные минералы входят в состав глинисто-карбонатных агрегатов, концентрирующихся в более легких фракциях; наряду с фосфатами они образуют примазки на поверхности зерен кварца.

Соединения железа представлены гидроксидами железа, пиритом. В виде изоморфной примеси железо входит в состав карбонатных минералов, а также участвует в строении глауконита и других гидрослюдистых минералов.

Количество пирита в изученных пробах незначительно и в среднем составляет 0,2-0,3%. Практически весь пирит концентрируется во фракции уд.веса $+2,95 \text{ г/см}^3$, где наблюдается в виде мелких, хорошо ограниченных кристаллов, реже кристаллических агрегатов; единичные его кристаллы наблюдаются также на поверхности зерен и среди карбонатного цемента.

Большинство гидрооксидов железа связано с раковинами, придавая им светло-коричневую окраску, небольшая часть образует примазки на поверхности зерен кварца, а также отмечается в виде отдельных агрегатов неправильной формы, реже оолитов и их обломков.

Силикаты железа входят в состав глауконита, который наблюдается в виде округлых зерен зеленого цвета. Он участвует в строении глинистых минералов.

Глинистые минералы присутствуют в составе глинисто-карбонатного цемента, чешуйками глины часто загрязнены карбонаты, железистые агрегаты.

Особенностью руд Раквереского месторождения является наличие повышенного количества фосфата в классе $-3 + 1 \text{ мм}$; содержание P_2O_5 в нем достигает 27%. Однако наличие "трудных" граничных зерен $+3$ и -1 мм с низким содержанием P_2O_5 не дает возможности выделить эту фракцию в готовый продукт.

Исходя из опыта переработки руд Прибалтики и физико-химических свойств минералов, обогащение "чистых" руд осуществлялось флотацией в присутствии катионо- или анионоактивных реагентов-собирателей. Подготовку руды к флотации проводили путем измельчения и последующего обесшламливания по классу 40 мкм. Флотацию вели при крупности питания 0,3 и 0,6 мм.

Из "чистых" руд с различным содержанием полезного компонента обогащением по относительно простой схеме получены высококачественные концентраты при достаточно высоком извлечении P_2O_5 (табл. 1), что позволяет сделать вывод о надежности предлагаемой для этих руд технологии. Проведено также обогащение "чистых" руд флотацией с применением катионных реагентов типа АНП-2 и лилафлота ККАС, которые не на всех пробах обеспечивают получение высоких технологических показателей. Кроме того, учитывая наличие значительного количества в кровле промпласта глауконитовых песчаников, были исследованы искусственные смеси с переменным содержанием в них глауконита. Установлено, что при увеличении доли глауконита в перерабатываемой руде выше 10%, извлечение P_2O_5 в концентрат снижается на 1-2%, при этом исключается возможность утилизации шламов как фосфатного продукта из-за разубоживания их глауконитом (содержание P_2O_5 снижается с 19-20% до 15-16% и ниже, а содержание Fe_2O_3 повышается до 4-5%).

Таблица 1

Обогатимость основных типов руд участка Кабала-Западный Раквереского месторождения

Тип руд	Технология обогащения	Качество концентрата, %				Извлечение P_2O_5 , % (интервал в зависим. от содерж. P_2O_5 в руде)
		P_2O_5	MgO	Fe_2O_3 общ.	Fe_2O_3 пирит.	
"чистые"	Анионная флотация (измельчение до 0,6 мм)	29,0	1,75	2,1	1,0	85-91
	Катионная флотация (измельчение до 0,3 мм)	30,25	1,50	2,1	1,0	80-84
магнезиальные	Анионная флотация (измельчение до 0,3 мм)	22,9	4,60	1,2	0,5	76-82
	Флотационно- химическая	29,6	1,20	1,4	0,7	72-77
железисто- магнезиальные	Анионная флотация (измельчение до 0,3 мм)	24,7	3,70	3,9	2,7	80-85
	Флотационно- химическая	28,8	1,0	4,0	2,8	76-82

Показана возможность использовать все промстоки в качестве оборотной воды при обогащении, в том числе - сливы гидроциклонов после обесшламливания руды, хвосты флотации, сливы сгустителей и фильтраты вакуум-фильтров. Показатели обогащения в условиях полного водооборота не ухудшаются по сравнению с опытами на свежей воде (эти результаты подтверждены опытом работы обогатительной фабрики ПО "Фосфорит").

Исследования вещественного состава и обогатимости руд позволили также уточнить модуль магнезиальности, при котором руды относятся к тому или иному типу. Для "чистых" руд критическим является модуль равный 0,1. Руды с модулем карбонатности выше 0,1 отнесены к магнезиальным. Обогащение высокомагнезиальных руд, содержащих 12-13% P_2O_5 и 2,0-2,5% MgO , по флотационным схемам даже с применением высокоселективных собирателей не обеспечивает получение кондиционных концентратов.

С целью получения таких концентратов испытана разработанная для Кингисеппских магнезиальных руд комбинированная флотационно-химическая технология, обеспечившая, по данным полупромышленных испытаний, успешное обогащение руд с модулем магнезиальности 0,13-0,20. По данной технологии получен высококачественный концентрат, содержащий выше 30% P_2O_5 , около 0,5-1,0% MgO , при извлечении полезного компонента 75-80%. Он пригоден для производства различных концентрированных удобрений.

Что касается железистых и железисто-магнезиальных руд, то до настоящего времени не найден надежный способ получения концентратов, кондиционных по всем параметрам. В частности, получены концентраты, содержащие выше 28% P_2O_5 , но содержание Fe_2O_3 в них равно 4-5%.

Таблица 2

**Классификация основных геолого-промышленных типов руд
Прибалтийского фосфоритоносного бассейна**

Типы руд	Значения модулей		Наличие на основных месторождениях бассейна			
	$\frac{MgO}{P_2O_5}$	$\frac{Fe_2O_3}{P_2O_5}$	Маарду	Тоолсе	Раквере	Кингисепп
"чистые"	<0,10	<0,20	+	+	+	+
магнезиальные	>0,10	<0,20	-	-	+	+
железистые	<0,10	>0,20	-	+	+	-
железисто-магнезиальные	>0,10	>0,20	-	+	+	-

Проведенные геолого-технологические исследования руд Прибалтийского бассейна позволяют сделать следующие выводы:

1. На месторождениях бассейна выделяются в основном 4 геолого-промышленных типа руд, присутствующих в разных соотношениях и количествах практически на каждом месторождении (табл.2).

2. На отдельных месторождениях (Кингисеппское, Раквереское, Тоолсе) выделены и другие второстепенные типы руд - выветрелые и гумусовые, требующие изучения на стадии эксплуатации и учета их в процессе шихтовки с основными типами руд.

3. Абсолютное значение MgO при типизации руд может учитываться только для сравнительно богатых руд (более 9% P_2O_5) и не должно превышать 1,2% независимо от показателя модуля.

4. Выделение разновидностей пиритных руд в составе железистых на данной стадии разработки классификации геолого-промышленных типов не производилось, так как для того не было достаточных сведений по изученным технологическим пробам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Загураев В.Г., Хазанович К.К., Шувалова Н.К. Предварительная классификация геолого-промышленных типов ракушечных руд Прибалтики // Промышленность горно-химического сырья. № 2. 1982.
2. Чупина Г.И., Рачковская Т.В. Вещественный состав геолого-промышленных типов руд месторождения Кабала // Труды ГИГХС. Вып. 63. 1985.
3. Шувалова Н.К., Татарский А.Е., Макарова Л.П. и др. Обогащаемость фосфоритных руд Раквереского месторождения. // Изв. АН ЭССР. Химия. 36. № 2. 1987.

ПРИМЕНЕНИЕ ЯДЕРНЫХ МЕТОДОВ КАРОТАЖА ПРИ РАЗВЕДКЕ ФОСФОРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАБАЛА

*Б.С.Камышев, А.Т.Паюпуу, Р.В.Раугсен, И.А.Мальцева,
Э.А.Завицкий, Ж.Ж.Бермухамбетов, Л.В.Харченко*

Ядерные методы каротажа (ЯМК) скважин с высокой эффективностью используются при разведке фосфоритовых месторождений бассейна Малый Каратау в Казахстане (Инструкция..., 1981), где с их помощью, а также с применением соответствующих уравнений регрессии определяются все компоненты, характеризующие качество фосфоритов: P_2O_5 , CaO , н.о., MgO , CO_2 .

Основная масса фосфоритов на месторождении Кабала представлена двумя минералами: кварцем и фосфатом кальция (фторкарбонатапатитом). В меньшем количестве присутствуют доломит, кальцит, пирит, а в совсем незначительном – глауконит, полевой шпат, сидерит, гематит, лимонит, сфалерит, барит, окислы и гидроокислы железа, слюды, амфиболы и др. P_2O_5 содержится в основном в раковинном материале. Содержание P_2O_5 в пробах колеблется от 2-3% до 30%. MgO входит в основном в состав доломитового цемента, и лишь небольшая часть его связана с раковинным материалом. Содержание MgO колеблется от сотых долей до 7-8%. Основная часть фтора связана с фосфатными минералами в раковинах. Количество фтора, содержащегося в нефосфатных минералах (сфен, амфиболы, турмалин, флюорит и др.) ничтожно и не превышает 0,04-0,05% (Фролов и др., 1985).

При бурении большая часть керна выходит в виде песка, что затрудняет надежное определение границ толщи, концентраций полезных и вредных компонентов. К тому же, нередко, выход керна ниже кондиционного. Этими причинами была обусловлена необходимость применения ядерных методов.

В рудах месторождения установлены тесные корреляционные связи между компонентами P_2O_5 – F; н.о. – SiO_2 ; п.п.п. – CO_2 ; P_2O_5 – SiO_2 (н.о.), CaO ; K_2O – Al_2O_3 – Fe_2O_3 ; CaO , MgO , CO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 – P_2O_5 , н.о. и некоторые другие, подробно рассмотренные в работах (Фролов и др. 1985; Камышев и др., 1988). Эти связи позволяют на основе применения одного или двух видов нейтронно-активационного каротажа (НАК), например, на фтор (НАК-F) и на кремний (НАК-Si), по соответствующим уравнениям регрессии оценивать содержание целого ряда компонентов, характеризующих качество фосфоритов (P_2O_5 , н.о., SiO_2 , CaO , MgO , CO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , FeS_2 , Fe_2O_3 пиритовый, FeO , P_2O_5 лимоннорастворимый и некоторые другие). Такие уравнения найдены и будут описаны ниже.

Авторами рассматриваются результаты опробования двух методов: НАК-F и НАК-Si. НАК-F по изотопу ^{16}N и НАК-Si по изотопу ^{28}Al основаны на измерении интенсивности гамма-излучения $^{16}N(6,1 \text{ и } 7,1 \text{ МэВ})$ $^{28}Al(1,78 \text{ МэВ})$, возникающего по реакциям $^{19}F(n, \alpha)$ ^{16}N и $^{28}Si(n, p)$ ^{28}Al при облучении пород быстрыми (более 3,1 и 4,0 МэВ соответственно) нейтронами. Период полураспада ^{16}N составляет 7,35 с, а ^{28}Al - 2,3 мин. НАК-F является помехоустойчивым методом прямого определения фтора. Интерферирующих реакций, приводящих к образованию ^{16}N и мешающих определению фтора в реальных условиях, нет. На результаты НАК-Si оказывают влияние реакции $^{27}Al(n, \gamma)$ ^{28}Al и $^{31}P(n, \alpha)$ ^{28}Al , приводящие к образованию одного и того же изотопа. Поскольку содержание Al_2O_3 в фосфоритах Кабала не превышает 1%, то влиянием первой реакции можно пренебречь, а вклад 1% P_2O_5 эквивалентен 0,3% SiO_2 (Инструкция..., 1981; Ядерно-геофизические

методы..., 1975). Это учитывалось при интерпретации диаграмм НАК-Si. Принятые режимы измерений при НАК приведены в таблице 1.

Таблица 1

Режимы измерений при НАК-F

Метод	Длина зонда l, м	Скорость каротажа v, м/час	Энергетический диапазон, МэВ	Постоянная времени τ , сек	Количество записей	Мощность источника Q, нейтр/сек
НАК-F	1,8	600	>2,5	3	3-4	$(3+8) \cdot 10^7$
НАК-Si	1,8	60	1,4-2,0	6	2	$(3-8) \cdot 10^7$

Применялась следующая аппаратура: каротажная станция СК-1-74, гамма-спектрометр СГСЛ-2, скважинный прибор СП-НАК-50 с детектором CsJ(Na) размером 30x160 мм, фоторегистратор НО-65, счетчик импульсов ПСО-2.

Технология НАК, в основном, соответствовала требованиям отраслевой инструкции (Инструкция..., 1981). На стадии детальной разведки НАК-F проводился по всему стволу в 20 скважинах из 120. В остальных скважинах НАК-F и НАК-Si проводились в пределах фоспачки во вмещающие породы снизу и сверху не менее, чем на 10 м. Для определения поправок на диаметр в качестве вспомогательного метода выполнялась кавернометрия.

Метрология при НАК-F, Si обеспечивалась путем периодических градуировок спектрометров, измерений на эталонной скважине, а также обеспечением стабильности градуировочных характеристик спектрометров с помощью автоматической стабилизации на основе использования реперного источника гамма-излучения (^{137}Cs , Eu - 0,667 МэВ), систематическими измерениями (до и после каротажа скважин) в контрольном устройстве и калибровками шкалы регистратора. Кроме того, проводились повторные записи при каротаже и надежное определение пересчетных коэффициентов при НАК-F и НАК-Si. Поскольку оба вида каротажа реализуются с помощью источников быстрых нейтронов, то поправки при обработке их диаграмм одинаковы. Диапазон изменения плотности руд на месторождении невелик (от 2,0 до 2,3 г/см³), поэтому влияние ее не учитывалось. Вводились поправки только на диаметр скважины и на чувствительность аппаратуры. Зависимость интенсивности наведенного гамма-излучения от диаметра скважины была уточнена (путем проведения кавернометрии и НАК-F в скважине, разбуриваемой последовательно шарошками диаметром 93, 112, 132 и 151 мм. Полученная зависимость поправочного коэффициента K_d от диаметра скважины d приведена на рис. 1. Величины пересчетных коэффициентов K для НАК-F и НАК-Si, определенные по сопоставлениям данных НАК и кондиционного кернового опробования 15 скважин, равны соответственно 16,97 имп/мин на 1% P_2O_5 и 18,14 имп/мин на 1% н.о., относительная погрешность определения K не превышает 3%.

Определение границ фоспласта проводилось комплексно по диаграммам НАК-F и НАК-Si. Нижнюю границу промпласта можно уверенно выделить по данным обоих видов каротажа. Верхняя же граница выделяется только на диаграммах НАК-Si по резкому увеличению интенсивности наведенного гамма-излучения. В связи с тем, что перекрывающие глауконитовые песчаники несколько обогащены фосфором

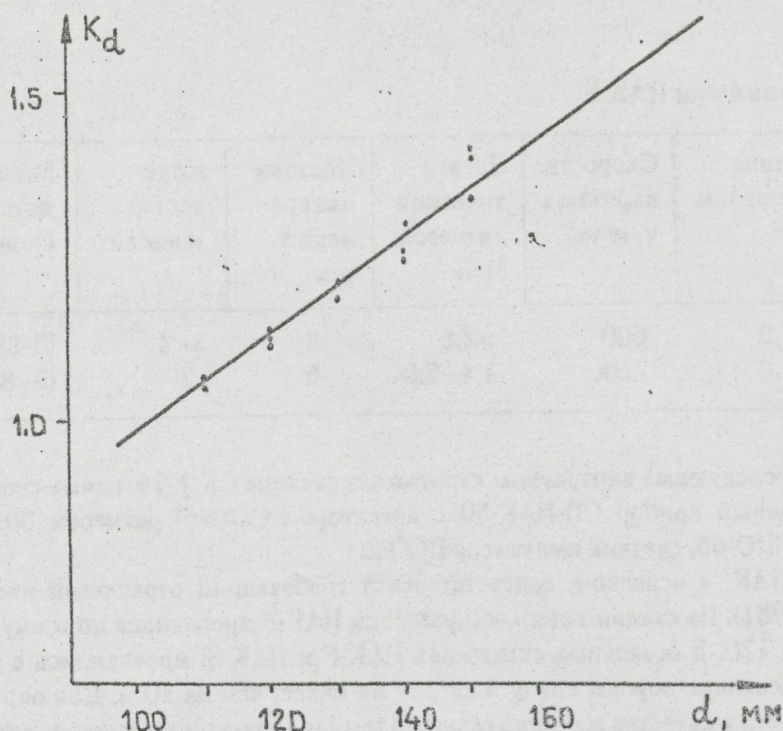
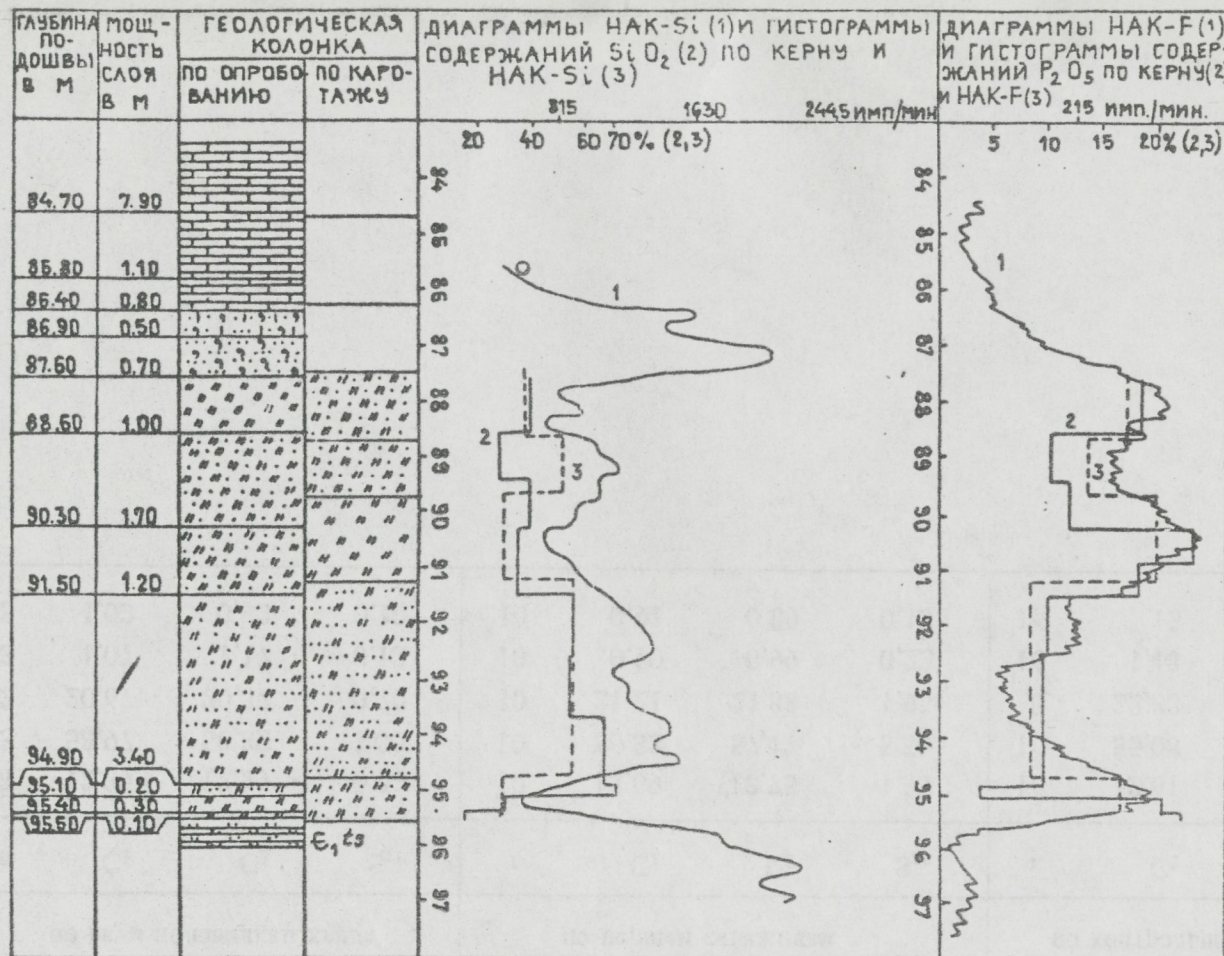


Рис. 1. Зависимость поправки K_d от диаметра скважин.

(соответственно и фтором) с постепенным убыванием его концентрации в верхних частях разреза. верхняя граница фоспласта по данным НАК-F оказывается несколько смещенной вверх. По этой причине интерпретация диаграмм НАК производилась в следующем порядке: по диаграммам НАК-Si устанавливались границы фоспласта; в пределах этих границ по данным НАК-F выделялись интервалы с различной концентрацией P_2O_5 , в которых определялись средние интенсивности J_F и J_{Si} (соответственно при НАК-F и НАК-Si) и вычислялись концентрации P_2O_5 (и F) и н.о. (и SiO_2). Примеры диаграмм НАК и сопоставления их с результатами кернового опробования приведены на рис. 2.

С целью решения вопроса о возможности применения данных НАК для количественных определений P_2O_5 , н.о. и других компонентов была проведена оценка достоверности результатов НАК и расчетов по уравнениям регрессии в соответствии с действующими в отрасли рекомендациями. Для этого вычислялись средние квадратичные погрешности в определении параметров по повторным измерениям ядерными методами $S_{яя}$, повторным геологическим опробованием $S_{гг}$ и путем сопоставления данных НАК или расчетов по уравнениям регрессии с данными геологического опробования $S_{яг}$.

Качество геологического опробования оценивалось по результатам опробования двух половинок керна рядовых скважин, керна парных и контрольных скважин, пробуренных вблизи (2-3 м) рядовых соответственно основным (93 мм) и большим (151 мм) диаметрами. Результаты оценок приведены в таблице 2, где n - количество сопоставлений, C_1 и C_2 - концентрации компонентов при рядовом и контрольном опробованиях.



Результаты оценки погрешностей геологического опробования

Компоненты	по двум половинкам керна				по парным скважинам				по контрольным скважинам			
	n	C ₁	C ₂	S _{гр}	n	C ₁	C ₂	S _{гр}	n	C ₁	C ₂	S _{гр}
P ₂ O ₅	13	12,39	12,39	0,33	10	13,69	13,73	1,33	16	12,61	12,90	1,67
н.о.	13	58,97	58,32	1,00	10	56,32	57,17	5,50	16	55,08	57,23	5,54
CaO	12	20,67	20,37	0,70	10	21,21	21,88	1,95	8	22,38	19,39	3,52
MgO	13	1,07	1,17	0,12	10	0,90	0,99	0,22	16	1,48	0,91	0,59
Fe ₂ O ₃	13	1,02	0,92	0,10	10	0,91	0,89	0,13	16	1,15	0,99	0,30

Все сопоставления проведены для пластопересечений, т.к. установлено, что при бурении часто происходит обогащение нижних частей пласта за счет разубоживания верхних.

Как видно из таблицы, значения $S_{гг}$, полученные по повторным, и, особенно, по контрольным скважинам, намного отличаются от $S_{гг}$ для двух половинок керна. Поскольку $S_{гг}$ для контрольных скважин наиболее полно учитывает все погрешности опробования, то для оценки $S_{яб}$ целесообразно принимать именно эти величины. Погрешности в определении мощности всеми методами чрезвычайно малы, поэтому не рассматриваются.

Величины $S_{я}$ при определении концентраций P_2O_5 и н.о. по повторным измерениям равны соответственно 0,32% и 1,27%, а по измерениям в парных скважинах - 0,94% и 2,86%.

Для оценки содержаний других компонентов, характеризующих качество фосфоритовых руд, по выборкам проб с результатами химических анализов с помощью системы АСОД "Прогноз" были найдены уравнения регрессии, связывающие искомые компоненты с теми компонентами, которые определяются методами НАК (P_2O_5 , н.о.). Работоспособность полученных уравнений (погрешности определения) проверялась на независимых выборках, после чего уравнения использовались для определения компонентов по результатам НАК. В связи с тем, что по скважинам, где был проведен НАК, керн анализировался только на 5 компонентов, указанных в таблице 2, сравнение результатов НАК и расчетов по уравнениям с результатами геологического опробования было проведено только для указанных компонентов и CO_2 .

Полученные при этом погрешности приведены в таблице 3. Сравнение материалов таблиц 2 и 3 приводит к следующему выводу: основное требование, предъявляемое к качеству ядерного опробования и заключающееся в том, что $S_{яг}^2 \leq 2S_{гг}^2$, выполняется для всех сравниваемых компонентов (P_2O_5 , н.о., CaO , MgO , Fe_2O_3), если $S_{гг}$ оценивается по контрольным скважинам. При оценке $S_{гг}$ по парным скважинам, упомянутому условию не удовлетворяют данные по MgO и по Fe_2O_3 , определяемое через P_2O_5 и н.о. Поскольку наиболее надежным методом заверки данных геологического опробования является заверка контрольными скважинами, то основное требование к качеству ядерного опробования можно считать выполненным. К тому же следует учесть, что допустимая относительная погрешность химанализа на MgO и Fe_2O_3 в интервалах их содержаний от 0,5 до 1,0% составляет 36%.

Выполнение условия $S_{яг}^2 \leq 2S_{гг}^2$ означает, что данные НАК и расчетов по уравнениям регрессии не уступают по точности геологическому опробованию и могут использоваться наряду и взамен его для различных целей, включая и подсчет запасов. Это обстоятельство открывает широкие возможности для применения бескернового бурения, сокращения объемов по заверке, опробованию и химанализу, что в конечном итоге ведет к снижению стоимости разведочных работ.

Кроме рассмотренных, по уравнениям регрессии можно определять целый ряд других компонентов:

$TiO_2 = 0,052 Al_2O_3 + 0,119$	(0,89)
$TiO_2 = 0,090 K_2O + 0,14$	(0,85)
$Fe_2O_{3\text{пир.}} = 0,401 Al_2O_3 - 0,145$	(0,92)
$Fe_2O_{3\text{пир.}} = 0,202 Fe_2O_3 - 0,088$	(0,76)
$FeO = 0,246 + 0,115 Fe_2O_3$	(0,82)
$FeS_2 = 1,477 Fe_2O_{3\text{пир.}} + 0,003$	(0,99)
$S = 0,831 Fe_2O_{3\text{пир.}} + 0,057$	(0,96)

Таблица 3

Результаты сопоставлений с данными геологического опробования

№№ уравнений	Определяемый компонент	Уравнения регрессии (коэффициент корреляции)	Количество сопоставлений	Содержания, %		Погрешности, %		Методы получения исходных данных
				по керну, C ₁	по НАК и расчетам C ₂	абсолютн. S _{кр}	относит. $\sqrt{V_{кр}}$	
I. Результаты НАК								
2.1.	P ₂ O ₅		42	12,71	12,85	1,27	10	НАК-F
2.2.	н.о.		24	57,56	56,93	4,35	8	НАК-Si
II. Расчеты по данным НАК								
2.1.	н.о.	91,79-2,54 P ₂ O ₅ , (-0,96)	42	58,13	59,15	3,38	6	НАК-F
2.2.1.	CaO	32,66+0,54 P ₂ O ₅ -0,33 н.о., (0,997)	24	20,78	20,84	1,59	8	НАК-F, НАК-Si
2.2.2.	CaO	1,47+1,46 P ₂ O ₅ , (0,99)	41	20,38	20,20	1,78	9	НАК-F
2.2.3.	CaO	53,50-0,57 н.о., (-0,94)	21	20,58	21,27	2,47	12	НАК-Si
2.3.1.	MgO	MgO'-19,19-0,53 P ₂ O ₅ -0,19 н.о., (0,90) 0,27 MgO'+0,40, для MgO'<1,8 1,05 MgO'+0,75, для 1,8 ≤ MgO'<5,2 0,95 MgO', для MgO'≥5,2	14	0,99	1,05	0,56	55	НАК-F, НАК-Si
2.3.2.	MgO	0,21 CaO'-0,21(CaO-1,218 P ₂ O ₅), (0,77)	29	0,95	0,97	0,44	46	НАК-F
2.4.1.	CO ₂	42,86-1,08 P ₂ O ₅ -0,422 н.о., (0,95)	30	3,98	3,75	0,47	12	НАК-F
2.5.1.	Fe ₂ O ₃	5,832-0,056 P ₂ O ₅ -0,07 н.о., (0,83)	24	0,97	1,12	0,34	32	НАК-F, НАК-Si
2.5.2.	Fe ₂ O ₃	0,082 P ₂ O ₅ -0,09 (0,80)	41	0,99	0,96	0,19	19	НАК-F
III. Расчеты по данным геологического опробования								
3.4.1.	CO ₂	0,16 CaO'+2,95-0,16(CaO-1,218P ₂ O ₅)+ +2,95 (0,92)	7	3,29	3,53	0,59	17	ГО
3.5.	F	0,085 P ₂ O ₅ (0,95)	44	0,98	1,02	0,08	8	ГО
3.6.1.	SiO ₂	0,994 н.о. (0,999)	30	49,49	50,31	0,84	2	ГО
3.6.2.	SiO ₂	94,24-2,52 P ₂ O ₅ (-0,96)	30	49,49	52,64	4,58	9	ГО
3.7.	п.п.п.	1,024 CO ₂ +0,67 (0,97)	31	4,88	4,74	0,37	8	ГО
3.8.1.	Al ₂ O ₃	0,3766+1,761 K ₂ O (0,99)	84	1,16	1,05	0,52	47	ГО
3.8.2.	Al ₂ O ₃	1,066 Fe ₂ O ₃ -0,141 (0,90)	17	1,83	1,92	0,59	31	ГО

$$S = 0,564 \text{ FeS}_2 + 0,055 \quad (0,98)$$

$$\text{SO}_3 = 0,008 \text{ P}_2\text{O}_5 + 0,076 \quad (0,78)$$

$$\text{Na}_2\text{O} = 0,062 + 0,244 \text{ F} \quad (0,76)$$

Работоспособность приведенных уравнений была проверена на независимых выборках по данным химических анализов проб и показала правомочность применения уравнений для оценки содержаний компонентов.

В фосфоритах месторождения Кабала взаимосвязи между компонентами настолько многообразны и тесны, что концентрации многих из них можно определять через известную концентрацию одного компонента, например, через P_2O_5 . В приведенном перечне для некоторых компонентов указаны два и даже три (для CO_2) уравнения, по которым можно определять концентрации. Так, концентрации н.о. (или SiO_2) можно определять как по данным НАК-F, так и по данным НАК-Si. Концентрации MgO , CO_2 , Fe_2O_3 – через пару P_2O_5 и н.о. или только через P_2O_5 . Содержания MgO и CO_2 определяются через CaO (общий) и P_2O_5 , т.е. через CaO , не связанный с апатитом, и т.д. Это позволяет проводить контрольные вычисления концентраций компонентов и повышать их точность.

Таким образом, использование НАК и корреляционных связей между компонентами в фосфоритах позволяет не только переходить на бескерновое бурение, но и определять в каждом интервале широкий круг компонентов, полностью характеризующий качество сырья.

Одинаковый характер связей между основными компонентами в фосфоритах и опробование методов НАК на одном из месторождений Прибалтийского бассейна, а также одобрение экспертно-техническим советом Государственной комиссии по запасам полезных ископаемых (ЭТС ГКЗ СССР) метода определения мощности рудных тел и содержаний в них P_2O_5 по данным НАК на месторождении Кабала, являются убедительными аргументами в пользу применения новой технологии поисково-разведочных работ.

На всех этапах геолого-разведочных работ применяются ГК как метод, входящий в обязательный комплекс, НАК и кавернометрия, как вспомогательный для НАК. Информация, получаемая методами НАК и ГК, полностью используется при исследованиях (для качественного выделения пластов, корреляции разрезов и т.п.). Для анализа проб различного назначения на P_2O_5 могут использоваться лабораторные установки нейтронно-активационного анализа на фтор, например, конструкции КазВИРГ.

Применение новой технологии, основанной на использовании ядерных методов при поисках и разведке фосфоритов Прибалтийского бассейна, обеспечит существенное сокращение сроков и стоимости геолого-разведочных работ, повышение их эффективности и качества.

ЛИТЕРАТУРА

1. Инструкция по нейтронному активационному каротажу. Алма-Ата.: КазВИРГ. 1981.
2. Камышев Б.С., Раудсеп Р.В. и др. Основные связи между компонентами в рудах ракушечных фосфоритов // Проблемы геологии фосфоритов / Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания. Таллинн. 1988. С. 69-71.
3. Фролов В., Беляков М., Раудсеп Р., Лийвранд Х. Фтор в фосфатоносных породах месторождения Раквере // Изв. АН ЭССР. Геология. 34. N 1. 1985.
4. Ядерно-физические методы опробования скважин на месторождениях фосфоритов, апатитов и плавленого шпата. Алма-Ата.: КазВИРГ, 1975.

ОСНОВНЫЕ СВЯЗИ МЕЖДУ КОМПОНЕНТАМИ В РУДАХ РАКУШЕЧНЫХ ФОСФОРИТОВ

Б.С.Камышев, Р.В.Раудсен, Л.В.Харченко, Ж.Ж.Бермухамбетов

Ракушечные фосфориты локализуются в основном в Прибалтийском бассейне. Руды бассейна отличаются простотой минерального состава. В общем виде они состоят из фосфатных раковин, окатанных зерен кварца, сцементированных местами доломитом. Из второстепенных минералов встречаются гидроокислы железа, пирит, гидрослюды (чаще всего глауконит). Более подробно эти вопросы освещены в работах (Блисковский, 1983; Смирнов, 1974).

Для изучения связей между компонентами по системе АСОД "Прогноз" были исследованы анализы около 1200 проб фосфоритов четырех месторождений бассейна. Анализ рядовых проб обычно проводится на 5-7 компонентов. Для решения поставленной задачи нами использовались также результаты специальных анализов на более широкий круг компонентов, набор которых для конкретных выборок отличается друг от друга. Однако анализы на основные компоненты, характеризующие качество фосфоритов, имелись во всех случаях: P_2O_5 , SiO_2 или нерастворимый остаток (н.о.), CaO , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , CO_2 или потери при прокаливании (п.п.).

В качестве примеров в таблицах 1-5 приведены матрицы коэффициентов корреляции r для месторождения Раквере (таблица 1), участков Кабала (таблица 2), Рягавере и Ассамалла (таблица 3), месторождений Тоолсе (таблица 4), Кингисепи (таблица 5) и Дудергоф (таблица 6). Во всех таблицах вынесены r , превышающие значимые величины. Не анализируя каждую таблицу отдельно, дадим общую характеристику связей по всем имеющимся материалам.

Прежде всего устанавливаются очень тесные положительные связи P_2O_5 -F, SiO_2 -н.о., CO_2 -п.п., обусловленные тем, что F и P_2O_5 входят в состав одного и того же минерала фторапатита, а н.о. и п.п. в основном состоят из кремнезема и углекислоты соответственно. Только в одной выборке величина r для CO_2 -п.п. снизилась до 0,73, во всех других случаях $r > 0,9$, а иногда равняется 1,00.

По отношению к другим компонентам составляющие каждой из пар ведут себя идентично, но r несколько выше для P_2O_5 , н.о. и п.п. Не менее тесные связи (r больше 0,85) устанавливаются для пар P_2O_5 - CaO , Al_2O_3 - K_2O (положительные) и P_2O_5 - SiO_2 , CaO - SiO_2 (отрицательные). С высоким r (более 0,75) коррелирует MgO и CO_2 .

Эти основополагающие связи объясняются тем, что фосфориты состоят в основном из фосфатов, силикатов и карбонатов.

Фосфаты определяются наличием P_2O_5 , F, CaO и тесной взаимосвязью между этими компонентами, силикаты - наличием SiO_2 и частой значимой связью SiO_2 - K_2O - Al_2O_3 , карбонаты (преимущественно доломиты) - наличием и частой взаимосвязью CaO - MgO - CO_2 . Фосфатная и силикатная группы компонентов являются антагонистами и поэтому между ними отмечается отрицательная корреляция (для Al_2O_3 и K_2O , эта связь иногда незначима из-за очень малых концентраций этих компонентов и узкого диапазона их изменений). Карбонатная группа компонентов из-за того, что CaO входит и в фосфатную и в карбонатную группы, ведет себя неоднозначно. Связь CaO с фосфатной группой, как уже отмечалось, всегда положительная и для рассматриваемого типа месторождений очень тесная из-за малого количества карбонатов. Связь MgO и CO_2 с фосфатной группой может быть положительной, если вклад "карбонатного" CaO в общую концентрацию этого элемента сравнительно невелик, отрицательной, если вклад "карбонатного" CaO

существенен, или незначим. По отношению к компонентам силикатной группы характер связи MgO и CO_2 противоположен по сравнению с фосфатной группой.

Выделенная из общего объема "карбонатная" часть CaO' ($CaO' = CaO - 1,218 P_2O_5$) более четко и тесно коррелирует с MgO и CO_2 .

Взаимосвязи трех групп компонентов позволяют по двум известным компонентам определять третий, принадлежащий к независимой группе. Так, всем фактическим материалом подтверждается тесная корреляционная связь CaO , MgO , CO_2 с парой (P_2O_5 , SiO_2).

С этой же парой часто бывают связаны Al_2O_3 и K_2O . Однако значительно лучше они коррелируют с парой P_2O_5 , CaO (особенно, если вместо CaO использовать CaO').

Отметим еще два обстоятельства. Во всех случаях сумма средних концентраций $P_2O_5 + CaO + SiO_2$ превышает 89% (1 случай 89,38%, все остальные - более 92%), а с учетом CO_2 и F сумма увеличивается до 92-96%.

Величина отношения концентраций $F: P_2O_5$ по приведенным выборкам колеблется от 0,071 до 0,106, составляя в среднем 0,092. По большому объему данных для Раквереской площади средняя величина фтор-фосфорного отношения равна 0,085.

Кроме рассмотренных, устанавливается еще целый ряд связей между компонентами, входящими в состав фосфоритов.

Наиболее тесные положительные связи отмечаются для $Fe_2O_{3\text{пир.}}$ (пиритное) - FeS_2 - ($r > 0,9$), P_2O_5 (лимоннорастворимый) - P_2O_5 - Sr ($r > 0,8$), La - Y - Yb ($r > 0,7$), которые, вероятно, являются универсальными для бассейна. Для окончательного вывода требуется исследовать дополнительный материал.

Важным компонентом, характеризующим качество сырья, является Fe_2O_3 , характер связи которого определяется конкретными условиями формирования и развития фосфоритов. Так, на месторождении Кабала его связь с P_2O_5 весьма тесная ($r = 0,75$), а на Кингисеппском - незначима. Но в большинстве случаев Fe_2O_3 достаточно тесно коррелирует с парой P_2O_5 - SiO_2 . Из других, с коэффициентами корреляции $r = 0,7$, отмечаются положительные связи $P_2O_5(F)$ с Na_2O , SO_3 , а также Al_2O_3 и K_2O с TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO ; TiO_2 с Fe_2O_3 , FeO ; CaO с Sr ; Na_2O , SO_3 , а также отрицательные связи н.о. (SiO_2) с Fe_2O_3 , Sr , Na_2O , SO_3 .

Со значимыми, но меньшими по величине, коэффициентами ($0,7 > r \geq 0,5$), отмечается ряд таких связей, как положительные SiO_2 с Zr ; Sr с Al_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Y , Yb ; Ce с Y , La ; MnO с CO_2 и отрицательные Zr с P_2O_5 , CaO ; SiO_2 с MnO . В работах (Блисковский, 1989; Фролов и др., 1985; Белянкина, 1984) приведены дополнительные данные, подтверждающие наши выводы.

Таким образом, руды ракушечных фосфоритов характеризуются многообразными и тесными связями - как парными, так и многокомпонентными. Теснота связи между многими признаками часто настолько велика, что по одному признаку, например, по концентрации P_2O_5 , можно по соответствующим уравнениям регрессии определять весь комплекс признаков, полностью характеризующих качество фосфоритовых руд. Знание же двух признаков, например, фосфатной P_2O_5 и силикатной SiO_2 компонентов, позволяет определять с высокой точностью широкий круг (до 12-16) компонентов в фосфоритах.

Эти обстоятельства являются обоснованием применения ядерных методов (в частности, нейтронно-активационных методов определения фтора и кремния в полевых и лабораторных условиях), что, в свою очередь, позволяет усовершенствовать технологию геолого-разведочных работ по фосфоритам, повысить их эффективность и качество. Возможности ядерных методов при разведке одного из месторождений ракушечных фосфоритов показаны нами в сообщении (Камышев и др., 1992).

Матрица коэффициентов корреляции. Месторождение Раквере

	P ₂ O ₅	F	н.о.	SiO ₂	CaO	CO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
1 P ₂ O ₅	1,00	0,92	-0,96	-0,91	0,99		-0,29	-0,33	-0,33	-0,37	0,75	
2 F		1,00	-0,89	-0,89	0,91						0,73	
3 н.о.			1,00	1,00	-0,99	-0,36				0,23	-0,84	-0,34
4 SiO ₂				1,00	-0,93	-0,36		0,52			-0,22	-0,22
5 CaO					1,00	0,25		-0,33	-0,33	-0,39		
6 CO ₂						1,00	0,92	0,33	0,41		0,29	
7 MgO							1,00		0,53	0,43	0,49	0,72
8 Al ₂ O ₃								1,00	0,99	0,87	0,96	0,80
9 K ₂ O									1,00	0,35	0,96	0,81
10 TiO ₂										1,00	0,80	0,63
11 Fe ₂ O ₃ общ.											1,00	0,80
12 FeO												1,00
13 FeS ₂												
14 Fe ₂ O ₃ пир.												
15 п.п.п.												
16 S												
17 Na ₂ O												
18 SO ₃												
19 Sr												
20 Y												
21 Yb												
22 Zr												
23 Ba												
24 La												
25 Ce												

*) в единицах млн⁻¹

Таблица 1

(n=146, r≥0,19 – значим, r≥0,27 – весьма значим)

FeS ₂	Fe ₂ O ₃ пир.	п.п.п.	S	Na ₂ O	SO ₃	Sr	Y	Yb	Zr	Ba	La	Ce	Среднее значение, %
0,44		0,19	0,46	0,74	0,78	0,82	0,29	0,24	-0,59				12,88
0,46	0,40	0,26	0,54	0,75	0,75	0,67			-0,60				1,36
-0,54	0,53	-0,49	-0,56	-0,70	-0,78	-0,71			0,56				58,48
-0,54	-0,50	-0,49	-0,56	-0,68	-0,78	-0,59			0,53				57,65
0,49	0,44	0,34	0,50		0,80	0,79	0,28	0,22	-0,59				19,47
0,38	0,44	0,98	0,36										3,62
0,25	0,35	0,79				-0,46	-0,34	-0,34					1,06
0,38	0,36			-0,28		-0,54	-0,49	-0,49	0,23	0,26	-0,37		1,05
0,45	0,48			-0,25		-0,54	-0,50	-0,49	0,22	0,26	-0,37		0,41
				-0,34	-0,23		-0,38	-0,43		0,32	-0,28		0,18
0,54	0,46				0,66	-0,43	-0,45	-0,48		0,25	-0,36		1,11
0,48	0,49	0,47	0,22			-0,44	-0,52	-0,53			-0,41		0,37
1,00	0,98	0,47	0,90	0,43	0,31	0,39							0,14
	1,00	0,53	0,91	0,43	0,29								2,05
		1,00	0,45	0,22	0,28								4,51
			1,00	0,53	0,46	0,40			-0,44	0,27			0,13
				1,00	0,63	0,79	0,26	0,24					0,36
					1,00	0,58			-0,52				0,18
						1,00	0,56	0,55	-0,55		0,41		1300*
							1,00	0,68			0,73	0,50	98*
								1,00			0,73	0,42	5*
									1,00				123*
										1,00			137*
											1,00	0,65	64*
												1,00	81*

Матрица коэффициентов корреляции. Участок Кабала

названия признаков	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	FeO
SiO ₂	1,00				-0,53	-0,95		-0,44	-0,90	
Al ₂ O ₃		1,00	0,90	0,88	-0,28	-0,27			-0,24	0,60
Fe ₂ O ₃			1,00	0,78						0,53
TiO ₂				1,00	-0,39	-0,31			-0,26	0,54
MnO					1,00	0,49	0,41		0,37	
CaO						1,00		0,45	0,97	-0,22
MgO							1,00	-0,22	-0,33	
S								1,00	0,48	
P ₂ O ₅									1,00	-0,22
FeO										1,00
Na ₂ O										
K ₂ O										
п.п.п.										
F										
н.о.										
SO ₃										
FeS ₂										
Fe ₂ O ₃ пир.										
CO ₂										

Таблица 2

(n=84, r≥0,22 – значим, r≥0,28 – весьма значим)

Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	F	н.о.	SO ₃	FeS ₂	Fe ₂ O ₃ пир.	CO ₂	Средние содерж., %
-0,75		-0,34	-0,86	0,99	-0,60	-0,40	-0,40	-0,24	58,06
	0,91							-0,22	1,16
	0,84								1,29
	0,78		-0,22					-0,27	0,14
0,43	-0,32	0,65	0,33	-0,55				0,64	0,05
0,81	-0,24		0,96	-0,98	0,66	0,38	0,38		19,85
-0,24		0,88	-0,36		-0,31			0,87	1,27
0,53			0,49	-0,44	0,80	0,98	0,98		0,19
0,83			0,99	-0,92	0,70	0,39	0,39		11,42
-0,28	0,38		-0,22						0,35
1,00			0,82	-0,76	0,69	0,44	0,44		0,25
	1,00							-0,22	0,38
		1,00		-0,34				0,97	5,16
			1,00	-0,91	0,70	0,41	0,41		0,94
				1,00	-0,61	-0,39	-0,39	-0,27	59,39
					1,00	0,76	0,76		0,19
						1,00	1,00		0,23
							1,00		0,15
								1,00	3,94

Таблица 3

Матрица коэффициентов корреляции. Участки Рягавере и Ассамалла (n=32, $r \geq 0,35$ – значим. $r \geq 0,45$ – весьма значим)

Названия признаков	P ₂ O ₅	F	SiO ₂	н.о.	CaO	MgO	CO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	п.п.п.	K ₂ O	P ₂ O ₅ л/р*	FeS ₂	TiO ₂	Средние содерж., %
P ₂ O ₅	1,00	0,91	-0,93	-0,95	0,97		0,40				-0,35	0,82	-0,70		6,50
F		1,00	-0,90	-0,91	0,90		0,48					0,61	-0,64		0,46
SiO ₂			1,00	0,99	-0,95	-0,41	-0,64		-0...59	-0,58		-0,74	0,58		76,11
н.о.				1,00	-0,97	-0,41	-0,63			-0,54		-0,78	0,66		77,75
CaO					1,00		0,49			0,36	-0,35	-0,84	-0,73		10,06
MgO						1,00	0,86			0,86					0,61
CO ₂							1,00	0,38		0,87			-0,41		1,95
Fe ₂ O ₃								1,00	0,41	0,58	0,52		0,74		0,92
Al ₂ O ₃									1,00		0,94	-0,45	0,47	0,77	1,08
п.п.п.										1,00			0,41		2,99
K ₂ O											1,00	-0,49	0,57		0,37
P ₂ O ₅ л/р												1,00	-0,72		5,14
FeS ₂													1,00	0,37	0,56
TiO ₂														1,00	0,2

* л/р – лимоннорастворимый

Таблица 4

Матрица коефициентов корелации. Месторождение Тоолсе (n=31, r≥0,35 – значим. r≥0,45 – вельма значим)

[illegible]

Матрица коефициентов корелации. Месторождение Книгисепи (n=17, $r \geq 0,45$ – значим. $r \geq 0,57$ – весьма значим).

[illegible]

Матрица коефициентов корелации. Месторождение Дудергоф (n=15, r=0,48 - значим. r=0,61 - вельма значим).

[illegible]

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е л я к и н а М.Н. Редкоземельные элементы и стронций в фосфоритах Прибалтики // Редкометалльные месторождения в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях. М.: ИМГРЭ. 1984.
2. Б л и с к о в с к и й В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра. 1983.
3. К а м ы ш е в Б.С., П а ю п у у А.Т., Р а у д с е п Р.В. и др. Применение ядерных методов каротажа при разведке фосфоритового месторождения Кабала // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 34
4. С м и р н о в А.И. Вещественный состав фосфоритных руд основных промышленных месторождений СССР // Геология месторождений фосфоритов / Тр.ГИГХС. М., 1974. Вып. 26.
5. Ф р о л о в В., Б е л я к о в М., Р а у д с е п Р., Л и й в р а н д Х. Фтор в фосфатовосных породах месторождения Раквере // Изв. АН ЭССР. Геология. 34. N 1. 1985.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СВЯЗЕЙ МЕЖДУ КОМПОНЕНТАМИ В ФОСФОРИТАХ

Б.С.Камышев, Л.В.Харченко

Взаимосвязи между компонентами в фосфоритах исследовались рядом ученых. Анализ этих связей с использованием ЭВМ для некоторых месторождений Каратау провел Б.К.Собачкин (1966). В дальнейшем сотрудниками Казфилиала ВИРГ исследования были продолжены при разработке и внедрении ядерных методов на месторождениях Каратау (Кошелев и др., 1968; Ядерно-геофизические методы... 1975). Затем появилось несколько работ, относящихся к другим регионам (Зыков, Гончарик, 1977; Смирнов, 1974; Ховард, Хаф, 1983). Нами изучались взаимосвязи между компонентами в рудах основных фосфоритоносных бассейнов мира на основании анализов проб, имеющихся в производственных и научных организациях, и материалов, опубликованных в печати.

С помощью системы АСОД "Прогноз" было исследовано около 160 выборок объемом от 15 до 300 проб каждая из основных промышленных типов отечественных и зарубежных месторождений. Для исследований использовались все имеющиеся в распоряжении авторов анализы, но значительно больший интерес представляли полные силикатные (со спектральными) анализы. Полными силикатными анализами охарактеризовано 22 месторождения фосфоритов зернистого, микрозернистого, ракушечного и желвакового типов.

Зернистые фосфориты. Продуктивная толща среднеазиатских месторождений приурочена к отложениям эоцена и представлена серией полого залегающих фосфоритовых пластов, локализующихся в песчано-глинистой с карбонатами толще. Промышленную ценность представляют два пласта, залегающих на глубине на расстоянии 8-12 м друг от друга. Оба пласта - типичные фосфориты зернистого типа и аналогичны по своему вещественному составу и физическим свойствам.

Основными минералами в рудах являются фторкарбонатанатит (от 23% до 87% от общей массы) и кальцит (от 3% до 65%), второстепенными - гипс, гетит, пирит, кварц, полевые шпаты и глинистые алюмосиликаты.

Для выявления корреляционных связей между компонентами по трем месторождениям было сформировано 12 выборок, полученных в результате анализа большого количества (около 1000) проб. Матрица коэффициентов корреляции г одной из типичных выборок в качестве примера приведена в таблице 1 (Камышев и др., 1986). В этой и последующих таблицах вынесены только значимые величины г для данного объема выборки п.

В приведенной таблице нет данных по нерастворимому остатку (н.о.), но результаты специального изучения связи SiO_2 - н.о. свидетельствуют о том, что связь эта очень тесная и устойчивая (г изменяется от 0,92 до 0,94).

Для зернистых фосфоритов по всем выборкам отмечаются общие взаимосвязи между компонентами. Очень тесная, близкая к функциональной, положительная корреляционная связь (с коэффициентом корреляции более 0,85) устанавливается для пар P_2O_5 - F, н.о. - SiO_2 , п.п.п. (потери при прокаливании) - CO_2 , P_2O_5 (и F) - SO_3 , отрицательная - для CaO - SiO_2 (и н.о.), CaO - Al_2O_3 . Четкая корреляционная связь с весьма значимыми величинами г отмечается для P_2O_5 (и F) с CaO (положительная), с SiO_2 (и н.о.), Al_2O_3 , CO_2 (и п.п.п.) и часто с Собщ. и MgO . Повсеместно фиксируется четкая положительная связь Al_2O_3 с K_2O , SiO_2 (и н.о.), TiO_2 , иногда с Fe_2O_3 и FeO . Кроме парных, отмечаются и тройственные связи: SiO_2 (н.о.) - K_2O - Al_2O_3 , MgO , CO_2 , $\text{CaO}(\text{F}_2\text{O}_3 + \text{A}_2\text{O}_3)$ - с парой P_2O_5 и н.о.; MgO , CO_2 с

парой CaO и P_2O_5 (т.е. с CaO , не связанным в минерале апатите). При этом, по сравнению с парными, теснота связи усиливается (часто до функциональной). Сумма концентраций $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{F} + \text{CaO} + \text{SiO}_2 + \text{CO}_2$ всегда превышает 80%, а сумма $\text{P}_2\text{O}_5 + \text{F} + \text{CaO} + \text{н.о.} + \text{п.п.п.}$ превышает 90% всей рудной массы. В приведенном примере эти суммы равны соответственно 88,13% и 95,62%. Отношение $\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5 = 0,111$ для всего бассейна.

Ракушечные фосфориты. Взаимосвязи между компонентами в ракушечных фосфоритах рассмотрены нами совместно с другими исследователями в статьях, помещенных в настоящем сборнике (Камышев и др., 1992). Здесь отметим лишь два обстоятельства. Во-первых, все, что нами было сказано выше о зернистых фосфоритах, полностью относится и к ракушечным. Во-вторых, взаимосвязи между компонентами в ракушечных фосфоритах настолько разнообразны и тесны (в отличие от всех других типов фосфоритов), что, зная содержание одного компонента, можно определять концентрации до 10-12 других компонентов с помощью соответствующих уравнений регрессии.

Желваковые фосфориты. Продуктивные горизонты месторождений этого типа представляют собой слои рыхлых кварц-глауконитовых песков и алевритов, в которых локализуются желваки, стяжения, гальки и т.п. На некоторых участках крупный материал сцементирован в фосфоритовую плиту (Блисковский, 1983). Основными минералами являются курскит (в виде цемента), глауконит, кварц; второстепенными - кальцит, сидерит, пирит, гипс, гетит. Выделяют обычно песчанисные и глауконитовые типы руд. К глауконитовым относятся фосфориты Вятско-Камского, Егорьевского, Дорковского, Кинешменского и некоторых других месторождений. К песчанистым - Чилисайского, Полпинского, Щигровского. В качестве примера в таблице 2 приведены результаты обработки анализов, заимствованные из работы (Блисковский, 1983), для песчанистых (верхняя правая часть) и глауконитовых (нижняя левая часть) желваковых фосфоритов.

Несмотря на малый объем выборки четко выделяются взаимосвязи основных компонентов, составляющих фосфоритовые пласты. Для песчанистых фосфоритов это тесная взаимосвязь пяти компонентов - P_2O_5 , F , CaO , SiO_2 , CO_2 (r более 0,93) и значимая связь Al_2O_3 с Fe_2O_3 , SO_3 и P_2O_5 , а также MgO с SO_3 . Для глауконитовых фосфоритов устанавливается тесная взаимосвязь ($r \geq 0,9$) P_2O_5 , F , SiO_2 , н.о., CaO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 .

Весьма значимая связь отмечается для CO_2 с P_2O_5 , F , CaO , MgO , Al_2O_3 , SiO_2 , н.о., а также для MgO с Fe_2O_3 , Al_2O_3 , н.о., CaO , F , P_2O_5 . Устанавливаются тройственные связи с высоким коэффициентом корреляции CaO , MgO , CO_2 , Al_2O_3 с парой P_2O_5 , SiO_2 , а также CO_2 , MgO с парой P_2O_5 , CaO . Сумма содержаний P_2O_5 , F , CaO , CO_2 , SiO_2 для песчанистых типов руд составляет 88,4%, а для глауконитовых заметно ниже - 73,6%. Глауконитовый тип руд характеризуется высокими значениями концентрации Fe_2O_3 и Al_2O_3 (до 15 и 10% соответственно). Отношение средних значений $\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5$ составляет 0,110 и 0,104 для песчанистых и глауконитовых типов руд соответственно.

В работе (Камышев и др., 1986) рассмотрены связи между компонентами в желваковых фосфоритах песчанистого типа для различных рудопроявлений и месторождений Средней Азии. Отмечается тесная связь $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{F}$, н.о. - SiO_2 , $\text{CaO} - \text{SiO}_2$ (и н.о.), $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3$, (P_2O_5 , н.о.) с CaO , MgO , CO_2 , Al_2O_3 . Четко фиксируется связь P_2O_5 (и F) с CaO , SO_3 , P_2O_5 лр (лимоннорастворимый), Na_2O (положительная), а также с SiO_2 , н.о., MgO , CO_2 , Al_2O_3 (отрицательная). Отмечается весьма значимая связь Al_2O_3 с K_2O , TiO_2 , Fe_2O_3 , н.о., SiO_2 . Сумма содержаний пяти упоминавшихся компонентов составляет 92%, а отношение $\text{F} : \text{P}_2\text{O}_5 = 0,098$.

Таблица 2

Матрица коэффициентов корреляции. Месторождение желваковых фосфоритов: песчанистых (верхняя правая часть) и глаукоцитовых (нижняя левая часть) ($n=10$, $r \geq 0,6$ - значим, $r \geq 0,75$ - весьма значим).

Названия признаков	P ₂ O ₅	F	SiO ₂	н.о.	CaO	MgO	CO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	Средние содерж., %
P ₂ O ₅	1,00	0,99	-0,93		0,99		0,96		-0,60		12,06
F	0,99	1,00	-0,96		0,99		0,98				1,33
SiO ₂	-0,99	-0,97	1,00		-0,97		-0,97				52,71
н.о.	-0,99	-0,97	1,00	1,00							
CaO	0,99	0,97	-0,99	-0,99	1,00		0,98				19,72
MgO	-0,80	-0,80	0,74	0,78	-0,80	1,00				0,73	0,54
CO ₂	0,76	0,77	-0,81	-0,78	0,77	-0,90	1,00				2,46
Fe ₂ O ₃	-0,92	-0,89	0,96	0,88	-0,93	0,76		1,00	0,74		2,55
Al ₂ O ₃	-0,93	-0,94	0,89	0,92	-0,90	0,92	-0,89	0,81	1,00	0,64	2,96
SO ₃	0,72	0,70	-0,91	-0,75	0,70		0,67		-0,76	1,00	1,47
Средние содерж., %	15,16	1,59	27,94	29,42	24,88	1,22	3,99	9,10	5,10	0,84	

Для рассмотренных в работе (Зыков, Гончарик, 1977) компонентов (P_2O_5 , SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , н.о.) желваковых фосфоритов Оршанской впадины связи аналогичны. Сумма содержаний даже трех компонентов P_2O_5 , CaO , SiO_2 превышает 85%.

Микрозернистые фосфориты. Взаимосвязи между компонентами рассмотрим на примере некоторых месторождений фосфоритовых бассейнов Каратау (Казахстан), Джорджина (Австралия), Скалистых гор (формация Фосфория, США), Хубсугул (Монголия).

Продуктивный горизонт в бассейне Каратау подстилается кремниевым горизонтом и нижними доломитами, перекрывается верхними доломитами и включает фосфато-кремниевую пачку и две фосфоритовые, разделенные фосфато-сланцевой пачкой. Основные минералы – фторкарбонатпатит, доломит, кварц; второстепенные – глинистые алюмосиликаты, пирит, гипс.

В таблице 3 приведена матрица коэффициентов корреляции для одного из месторождений бассейна, из которой следует, что практически функционально ($r > 0,95$) связаны пары P_2O_5 – F, SiO_2 – н.о., CO_2 – н.о., CO_2 – п.п.п., MgO – CO_2 , очень тесно (r более 0,8) связаны P_2O_5 дополнительно с CaO , SrO , Na_2O ; Al_2O_3 с $Al_2O_{3кр.}$ (кислоторастворимый), K_2O ; CaO дополнительно с SiO_2 , SrO , н.о.; SrO дополнительно с F. Весьма значимая связь ($r > 0,6$) отмечается у $P_2O_5(F)$ с $SiO_2(н.о.)$, у SiO_2 с SrO , K_2O ; у CaO с K_2O , Na_2O ; у K_2O с $SiO_2(н.о.)$, S. Практически функциональная связь отмечается для P_2O_5 и.о. последовательно с CaO , MgO , CO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 ; для P_2O_5 и CaO с MgO и CO_2 . Сумма содержаний P_2O_5 , CaO , SiO_2 , F, CO_2 равна 87,57%, а отношение F : P_2O_5 = 0,100.

Взаимосвязи между компонентами в рудах бассейна Джорджина изучались нами на основе анализов, приведенных в работе (Ховард, Хаф, 1983) для месторождений Шеррин-Крик, Ди-Три и Уонарах, образовавшихся в среднем кембрии. Фосфориты подверглись выщелачиванию, степень которого возрастает от месторождения Шеррин-Крик к Уонараху. Наибольшее распространение имеют аргиллитоподобные фосфориты, состоящие из микрозернистого карбонатфторпатита, обломочного кварца, кремния, глины, слюды, гетита и фосфатизированных обломков ископаемых организмов. Фосфориты замещения состоят из тонких слоев фосфатизированных ракушечников и слоев фосфатизированного карбоната мощностью до 1 м.

Для выявления универсальных связей анализы всех 58 проб были объединены в одну выборку (исследовались связи и по месторождениям), матрица коэффициентов которой приведена в таблице 4. Установлено, что из проанализированных компонентов очень тесно коррелирует (r более 0,8) P_2O_5 – F – CaO – SiO_2 , Na_2O – SO_3 , MgO – CO_2 , TiO_2 – Zr, La – Y – Ce. Тесно связаны (r более 0,6) Al_2O_3 – K_2O – TiO_2 , Y – Na_2O – Sr – SO_3 – La – Ce – Th. Очень сильно возрастает теснота связи пары P_2O_5 и SiO_2 с CaO , CO_2 , MgO (на месторождении Шеррин-Крик $r = 1,000$); Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , а также P_2O_5 и CaO с MgO , CO_2 . Связь U – P_2O_5 незначима для всех месторождений, а связь P_2O_5 – Sr уменьшается по мере усиления выщелачивания от весьма значимой (Шеррин-Крик) до полного ее отсутствия (Уонарах). Отношение F : P_2O_5 равно 0,101, а сумма содержаний P_2O_5 , SiO_2 , CaO , CO_2 , F = 90,6%.

Изучение взаимосвязей между компонентами в фосфоритах формации было проведено нами на основе анализов, приведенных в работе (Gelbrandsen, 1966). Строение и состав формации аналогичны Каратау. Выделяются две фосфоритовые пачки и пачки нижних, межрущих и верхних кремней и доломитов (Блисковский, 1983; Геология месторождений фосфоритов..., 1980).

Матрица коэффициентов корреляции. Фосфориты Джорджина (n=58, $r \geq 0,27$ - значим, $r \geq 0,36$ - весьма значим).

Назва- ния приз- наков	P ₂ O ₅	CaO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	CO ₂	SO ₃	F	Sr	Y	Zr	Ba	La	Ce	Th	U	Средние содерж., %	
P ₂ O ₅	1,00	0,95	-0,82	-0,46		-0,38	0,44	-0,39	-0,41	-0,12	-0,39	0,51	0,99		0,33	-0,28		0,29					21,52
CaO		1,00	-0,93	-0,56			0,42	-0,49	-0,49			0,51	0,94		0,30	-0,36							30,66
SiO ₂			1,00	0,50			-0,36	0,40	0,48			-0,44	-0,80			0,41							33,83
Al ₂ O ₃				1,00			-0,36	0,66	0,71			-0,40	-0,50			0,44			0,74				3,48
Fe ₂ O ₃					1,00			0,41		0,58													3,14
MgO						1,00					0,99		-0,39										0,95
Na ₂ O							1,00					0,88	0,45	0,58	0,77		0,44	0,76	0,57	0,62			0,14
K ₂ O								1,00	0,46	0,53		-0,28	-0,41										0,48
TiO ₂									1,00				-0,35			0,85			0,57				0,21
MnO										1,00													0,25
CO ₂											1,00		-0,99										2,40
SO ₃												1,00	0,53	0,61	0,77		0,49	0,74	0,53	0,70			0,34
F													1,00		0,34			0,31					2,17
Sr														1,00	0,72	0,30	0,35	0,71	0,70	0,62	0,33		120*
Y															1,00	0,35	0,35	0,94	0,84	0,75			177*
Zr																1,00		0,34	0,59	0,41			83*
Ba																	1,00	0,39	0,31	0,43			289*
La																		1,00	0,80	0,78	0,26		55*
Ce																			1,00	0,73	0,27		68*
Th																				1,00			11*
U																					1,00		28*

*) в единицах млн⁻¹

Фосфатные зерна сцементированы карбонатным, фосфатным, кремнистым или смешанным цементом. Среди основных породообразующих окислов установлены аналогичные предыдущие связи (см. таблицу 5), а именно $P_2O_5 - F - CaO - SiO_2$, алюмо-силикаты с K_2O , Fe_2O_3 и TiO_2 . Значимая связь отмечается для $CO_2 - MgO$, $Zr - K_2O$, $Y - Yb$. Тесно связаны и триады: P_2O_5 и SiO_2 с CaO , MgO , CO_2 , Al_2O_3 , K_2O , а также P_2O_5 и CaO с CO_2 и MgO . Фтор-фосфорное отношение равно 0,101, а сумма содержаний $P_2O_5 + SiO_2 + CaO + CO_2 + F$ равна 91,73%.

Фосфоритовая пачка Хубсугульского бассейна насчитывает до 5 продуктивных пластов, разделенных фосфатизированными карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами (Блисковский, 1983; Геология месторождений фосфоритов..., 1980).

Фосфатные зерна сцементированы карбонатным цементом с обломками (в малом количестве) кварца. И в этом бассейне все связи между основными компонентами имеют место (таблица 6). Очень тесны связи $P_2O_5 - F$ (изучалась отдельно), н.о. - SiO_2 , CO_2 - п.п.п. Величина r для $P_2O_5 - SiO_2$ и $P_2O_5 - CaO$ в некоторых выборках снижается до 0,35-0,50, но остается весьма значимой. Тесно связаны $K_2O - Al_2O_3$, $MgO - CO_2$, $SiO_2 - CaO$. Устанавливается тесная связь и для триад CaO , CO_2 , MgO ; Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O с P_2O_5 и SiO_2 ; а также MgO , CO_2 и CaO . Фторфосфорное отношение составляет 0,05, а сумма концентраций пяти упоминавшихся компонентов равна 87,71%.

Итак, анализ приведенных здесь и имеющихся в распоряжении авторов аналогичных материалов позволяет сделать следующие выводы. Во всех месторождениях мира отмечается очень тесная (часто функциональная) положительная корреляционная связь трех пар компонентов: $P_2O_5 - F$, н.о. - SiO_2 , п.п.п. - CO_2 (величина r изменяется соответственно от 0,83; 0,88; 0,73 до 1,00, а в подавляющем большинстве случаев - более 0,95). Связь этих компонентов объясняется тем, что P_2O_5 и F входят в состав одного и того же минерала фторапатита, а н.о. и п.п.п. почти полностью состоят из SiO_2 и CO_2 соответственно. Составляющие каждой пары по отношению к другим компонентам ведут себя идентично. Так же тесно, но отрицательно, коррелируют SiO_2 (н.о.) и CaO (r от -0,74 до -0,99). Повсеместно устанавливается тесная (часто функциональная) положительная связь $K_2O - Al_2O_3$.

В большинстве случаев положительно связаны MgO и CO_2 . Везде устанавливается весьма значимая (часто функциональная) отрицательная связь $P_2O_5(F) - SiO_2$ (н.о.).

Соотношение $F : P_2O_5$ изменяется в сравнительно узких пределах. Так, для желваковых фосфоритов Русской платформы величина отношения меняется от 0,095 до 0,122, составляя чаще всего 0,105; для зернистых фосфоритов Средней Азии от 0,100 до 0,130, а в среднем для бассейна - 0,111; для ракушечных фосфоритов Прибалтики - от 0,072 до 0,106, в среднем - 0,094; для микрозернистых фосфоритов Каратау, Австралии и США - 0,100-0,101. Однако предельные значения фтор-фосфорного отношения получены для выборок малого объема, и для них целесообразно было бы проконтролировать качество анализов, главным образом на фтор.

Перечисленные выше компоненты составляют основную массу руд (более 90-95%, а сумма содержаний основных образующих фосфориты окислов $P_2O_5 + SiO_2 + CaO$ составляет более 80%) и отражают фосфатную, силикатную и карбонатную составляющие. Фосфаты характеризуются наличием P_2O_5 и тесной связью компонентов, входящих в состав основного фосфатного минерала фторапатита: $P_2O_5 - F - CaO$. Силикаты характеризуются наличием кремнезема и часто связанной с ним парой глинозема - калия, т.е. $SiO_2 - K_2O - Al_2O_3$. Указанные две группы компонентов являются антагонистами и отрицательно коррелируют между собой, хотя из-за малых концентраций Al_2O_3 и K_2O связь их с компонентами

Таблица 5

Матрица коэффициентов корреляции. Формация Фосфория (n=63, $r \geq 0,26$ - значим. $r \geq 0,36$ - весьма значим).

[illegible]

Матрица коэффициентов корреляции. Буренханское месторождение ($n=133$, $r \geq 0,19$ – значим, $r \geq 0,27$ – весьма значим).

[illegible]

фосфатной группы иногда не проявляется. Карбонаты, характеризующиеся компонентами $\text{CO}_2 - \text{MgO} - \text{CaO}$ и их связью, занимают промежуточное положение в том смысле, что CaO входит в состав и фосфатных и карбонатных минералов, а MgO и CO_2 по отношению к фосфатам ведут себя двояко. Если в рудах превалирует "карбонатный" CaO , то теснота связи P_2O_5 с CaO снижается, а MgO и CO_2 коррелирует с P_2O_5 отрицательно. Если же преобладает "фосфатный" CaO , то связь $\text{P}_2\text{O}_5 - \text{CaO}$ очень сильная, а MgO и CO_2 коррелирует с P_2O_5 положительно. Если из общего количества CaO выделить ту его часть, которая связана с карбонатами - CaO' , то триада - $\text{CaO}' - \text{MgO} - \text{CO}_2$ коррелирует более тесно.

Взаимосвязь между тремя составляющими фосфоритовых руд позволяет по известным концентрациям двух основных компонентов, например, P_2O_5 и SiO_2 , определять концентрации компонентов третьей составляющей, например, CaO , MgO , CO_2 . Это подтверждается всем фактическим материалом: очень тесная связь устанавливается для CaO , MgO , CO_2 , Al_2O_3 и K_2O с парой $\text{P}_2\text{O}_5(\text{F})$, $\text{SiO}_2(\text{н.о.})$. С этой же парой в большинстве случаев тесно коррелирует и Fe_2O_3 , MgO и CO_2 , кроме того, тесно связаны с парой CaO и P_2O_5 , т.е. с "карбонатным" кальцием. На некоторых типах месторождений (ракушечные, желваковые, глауконитовые) взаимосвязи между компонентами настолько тесны и многообразны, что определение концентраций многих компонентов (до 12-15) может быть проведено по известной концентрации одного P_2O_5 (или SiO_2 , или CaO). Установленные связи являются универсальными и отмечаются на всех месторождениях фосфоритов.

Выявленные закономерности имеют важное теоретическое и особенно практическое значение. Так, при проведении геолого-разведочных работ (ГРП) на фосфориты, на всех их стадиях целесообразно применять ядерные методы, в частности, нейтронно-активационные методы определения фтора в полевых и лабораторных условиях для определения содержания P_2O_5 по корреляции с F . На стадии поисково-оценочных работ решается вопрос о целесообразности применения нейтронно-активационного метода определения кремния. Данными методами определяются концентрации P_2O_5 и $\text{SiO}_2(\text{н.о.})$, а по ним - все необходимые компоненты, полностью характеризующие качество фосфоритов. Усовершенствованная таким образом технология ГРП существенно повышает их геолого-экономическую эффективность. Опыт применения новой технологии имеется в Каратау, Кызылумах, Прибалтике (Камышев и др., 1992; Ядерно-геофизические методы..., 1975).

ЛИТЕРАТУРА

1. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра, 1983.
2. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков / Под ред. А.С.Зверева. М.: Недра. 1980.
3. Зыков И.А., Гошчарик Л.П.. Статистическая характеристика состава фосфоритов юга Оршанской впадины: Тезисы Всесоюзного семинара "Вещественный состав фосфоритов". Новосибирск.: СО АН СССР. 1977.
4. Камышев Б.С., Ильяшенко В.Я., Юлдашев А.З. и др. О некоторых закономерностях вещественного состава зернистых и желваковых фосфоритов // Вестн. АН КазССР. Алма-Ата, 1986. N 8089-B-86.

5. Камышев Б.С., Раудсеп Р.В., Харченко Л.В., Бермухамбетов Ж.Ж. Основные связи между компонентами в рудах ракушечных фосфоритов // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 42.
6. Кошелев И.П., Собачкин Б.К. и др. Комплекс ядерных методов исследований буровых скважин на месторождениях фосфора бассейна Малый Каратау // Вопросы рудной геофизики в Казахстане. Алма-Ата, 1968. Вып. 2.
7. Камышев Б.С., Паюпуу А.Т., Раудсеп Р.В. и др. Применение ядерных методов каротажа при разведке фосфоритового месторождения Кабала // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С.
8. Смирнов А.И. Вещественный состав фосфоритных руд основных промышленных месторождений СССР // Геология месторождений фосфоритов / Тр. ГИГХСМ., 1974.. Вып. 26.
9. Собачкин Б.К. Закономерность химического состава фосфоритов Каратау. Эмпирические формулы: Тр. выездной сессии АН КазССР. Алма-Ата, 1966.
10. Ховард П.Ф. и Хаф М. Дж. О геохимии и происхождении фосфоритовых месторождений Ди-Три, Уонарах и Шеррин-Крик бассейна Джорджина на севере Австралии // Геология месторождений фосфоритов. М.: Мир. 1983.
11. Ядерно-геофизические методы опробования фосфоритов, апатитов и плакикового шпата. Алма-Ата, КазВИРГ. 1975.
12. Gelbrand sen R.A. Chemical composition of phosphorites from the retort phosphatic Shale Member of the Phosphoria Formation // Acta Geoch. et Cosmoch. 1966. Vol.30.

ИЗОМОРФНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ В ФОСФАТЕ КАЛЬЦИЯ РАКУШЕЧНЫХ ФОСФОРИТОВ ПРИБАЛТИЙСКО-ЛАДОЖСКОГО БАССЕЙНА

М.И.Карпов, В.Ф.Крутиков, Э.Н.Логина, В.К.Варфоломеев

Способность кристаллической решетки фторанатита к разнообразным изоморфным замещениям общеизвестна. В фосфатах кальция осадочных морских фосфоритов к самым распространенным замещениям относится в катионной части Mn^{2+} , в анионной – CO_3^{2-} , OH^- , O^{2-} (Гилинская, 1979). Количество и расположение в решетке минерала ионов-примесей определяется геологическими условиями формирования месторождений. Ракушечные фосфориты Прибалтийско-Ладужского бассейна не являются в этом отношении исключением. По важнейшим физико-химическим параметрам фосфата кальция – $N_{ср}$, a_0 и др., прямо связанных с внедрением в структуру группировок CO_3^{2-} , OH^- , H_2O , они занимают промежуточное положение между микрозернистыми фосфоритами каратауского типа и зернистыми – североафриканского (Смирнов, 1972; Занин, Кривоуцкая и др., 1979; Блисковский, 1983 и др.).

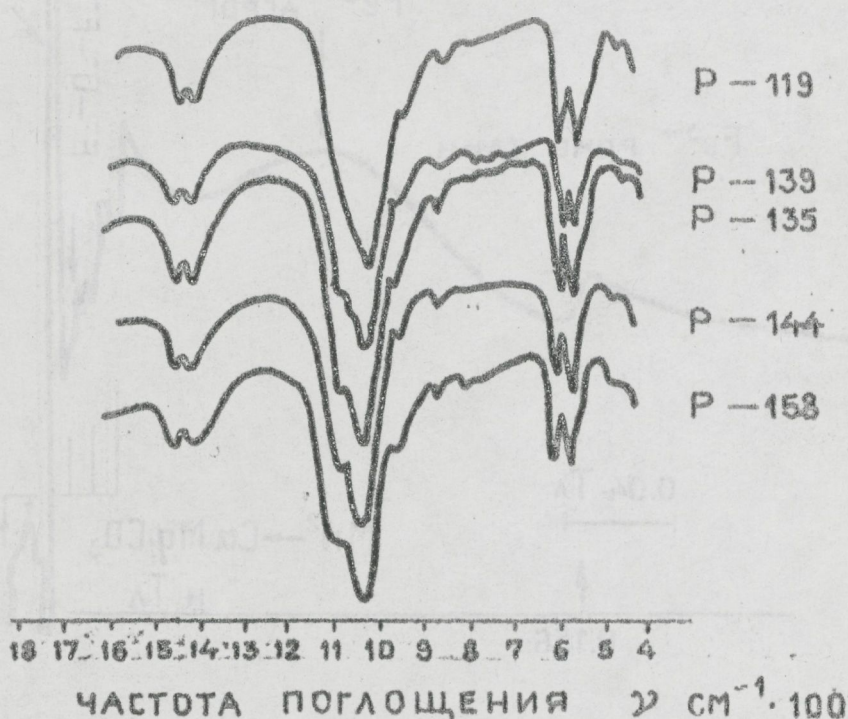


Рис. 1. ИК-спектры поглощения фосфата кальция ракушечных фосфоритов участка Кабала.

В нашу задачу входила детализация кристаллохимических особенностей фторкарбонатапатита ракушечных фосфоритов на основе применения резонансных методов электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) и ядерно-магнитного резонанса (ЯМР'Н), а также оптической и ИК-спектроскопии. Необходимость такого детального изучения диктуется тем обстоятельством, что изоморфизмом в значительной мере обусловлены агрохимические и флотационные характеристики фосфоритов. Объектами исследования послужили фосфориты эксплуатируемых (Маарду, Кингисепп) и изучаемых (участок Кабала) месторождений.

Фосфат кальция ракушечных фосфоритов практически целиком сосредоточен в раковинах беззамковых брахиопод *Obolus*, *Ungula* и *Schmidtites*. Под микроскопом они состоят из чередующихся пластинок фосфата тонковолокнистого и скрытокристаллического строения. Химический состав и физико-химические параметры фосфата кальция свидетельствуют о принадлежности его к фторкарбонатапатиту типа франколита (таблица). Основная масса значений $\text{CO}_2: \text{P}_2\text{O}_5$ лежит в интервале 0,08-0,12; $\text{F}: \text{P}_2\text{O}_5$ – 0,06-0,08, иногда поднимаясь до 0,03-0,1. При пересчете химических анализов постоянно обнаруживается дефицит F и Ca^{2+} , что согласуется с данными В.З.Бликовского (1983) и других авторов.

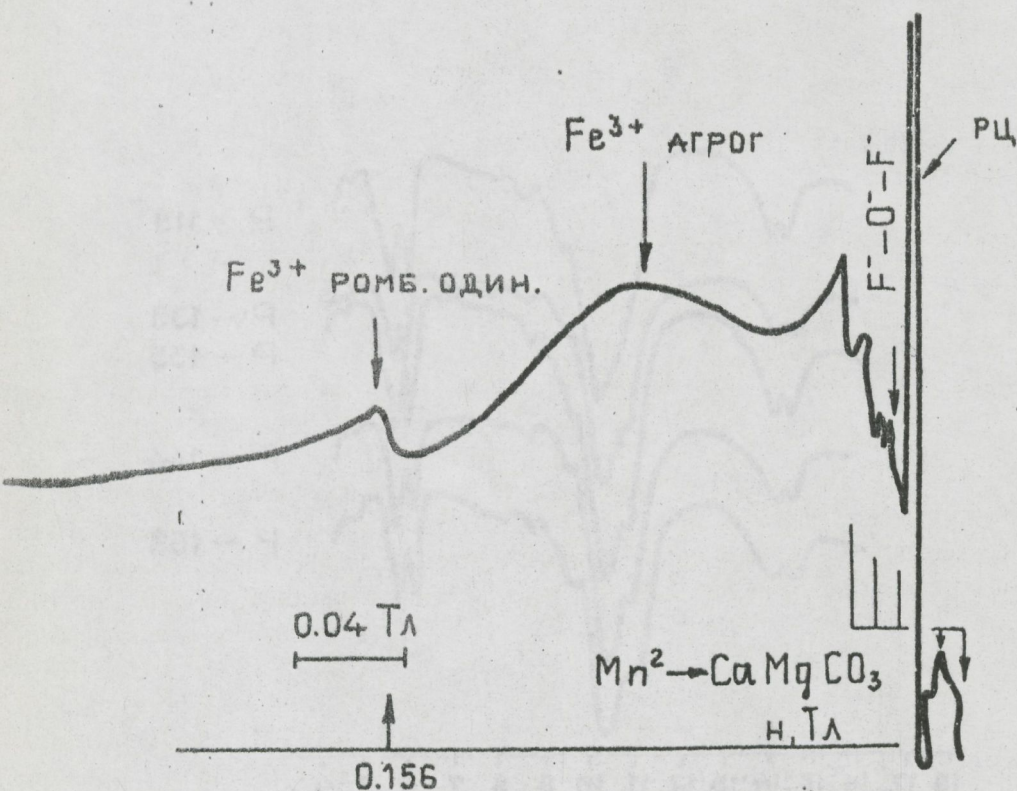


Рис. 2. Спектр ЭПР фосфата кальция ракушечных фосфоритов. Участок Кабала.

Таблица

Основные физико-химические параметры фосфатного вещества ракушечных фосфоритов

NN	Место- рождение	Содержание химических компонентов, %										Характер- ные отно- шения		Сред- ний пока- затель прелом- ления	Пара- метр a_0 элемен- тарной ячейки	Результаты физических методов высокого разрешения							
																ИКС-коле- бания анионов ν , см ⁻¹		ЯМРН	ЭПР				Люминес- ценция линии нм, 564,604, 645
																			ОН ⁻	F-O ⁻ F	VO ²⁺	Fe ³⁺	
		SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SrO	F	$\frac{F}{P_2O_5}$	$\frac{CO_2}{P_2O_5}$	N ср.			A	PO ₄ ³⁻	CO ₃ ²⁻					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	
1.	Кабала	3,41	1,43	50,11	0,47	3,64	0,64	35,65	0,42	2,79	0,078	0,10	1,612- -1,619	9,36	1090, 1455- 608 -1430	+	+	+	+	+	+	+	
2.	Маарду	1,07	1,35	50,43	0,30	3,34	не опр.	34,85	не опр.	2,90	0,083	0,096	1,609- -1,616	9,36	585, 870 575	+	+	+	+	+	+	+	
3.	Книгисепи	0,53	1,90	51,61	-	3,50	не опр.	36,8	не опр.	3,15	0,085	0,095	1,609- -1,616	9,36	585, 870 575	+	+	+	+	+	+	+	

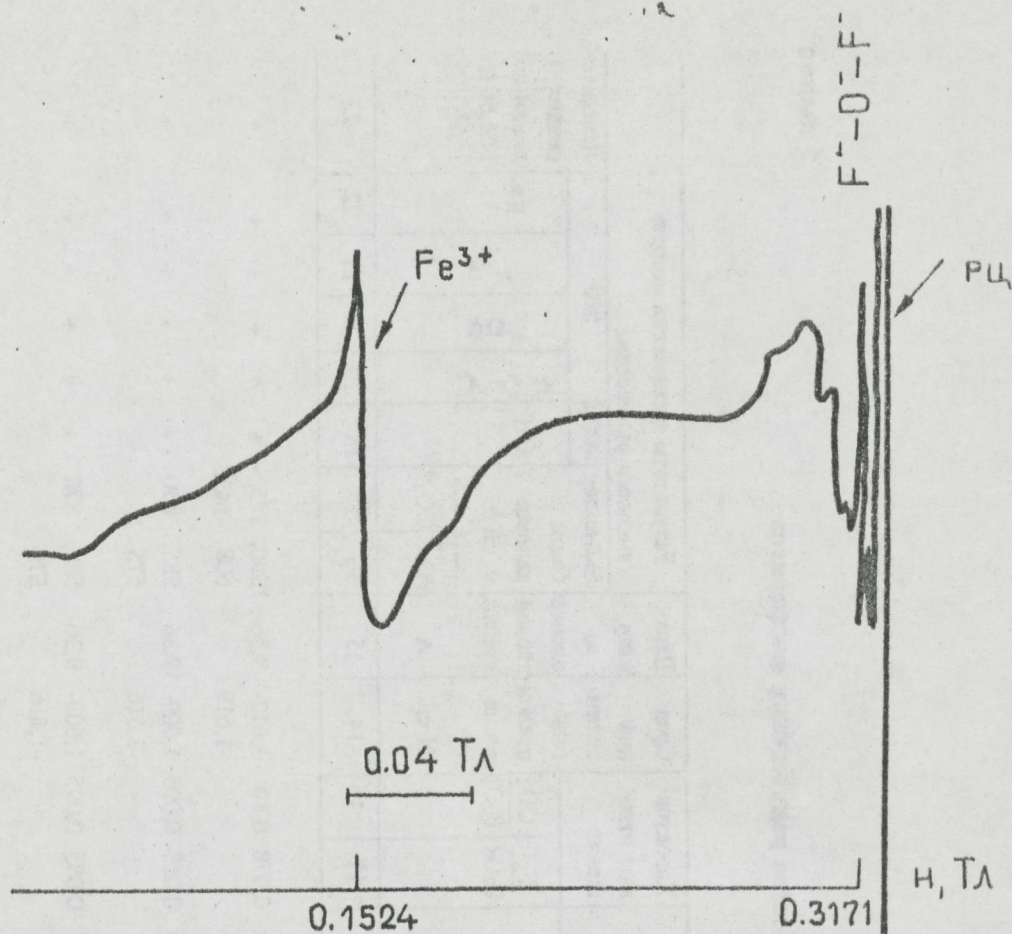


Рис. 3. Спектр ЭПР фосфата кальция ракушечных фосфоритов. Участок Кабала.

В ИК-спектрах (рис. 1) поглощения фосфата фиксируется трижды вырожденное ассиметричное деформационное колебание Р-О связи, имеющее тенденцию слабого расщепления на триплет $608, 585, 575 \text{ см}^{-1}$, что указывает на деформацию тетраэдра PO_4^{3-} , а также на дуплет $1455\text{-}1430 \text{ см}^{-1}$ и пик при 870 см^{-1} , свидетельствующие о частичном замещении группировок PO_4^{3-} на CO_3^{2-} . Отмечается невысокая разрешенность пика 1090 см^{-1} , что обусловлено замещением F на оси b_3 другими элементами.

В спектрах ЭПР, записанных при 77К, четко идентифицируются линии изоморфных парамагнитных центров (п.ц.) Fe^{3+} , находящихся в кристаллическом электрическом поле ромбической симметрии ($g_{\text{эф.}} \sim 4,3$), скорее всего замещающего Ca^{2+} в позиции Са (II) (рис. 2,3). Выделяются сравнительно слабые линии, принадлежащие ионам ванадила - VO^{2+} , внедренного в структуру фосфата в той же позиции (Гилянская, Занин, 1985), а также ряд линий, отнесенных по своему положению к пяти кислородным центрам, один из которых определен как $\text{F} - \text{O} - \text{F}$. Спектры ЭПР других резонансных центров (р.ц.), группирующихся вблизи $g = 2,00$, приписаны радикалам, обусловленным внедрением ионов CO_3^{2-} (рис. 4,5).

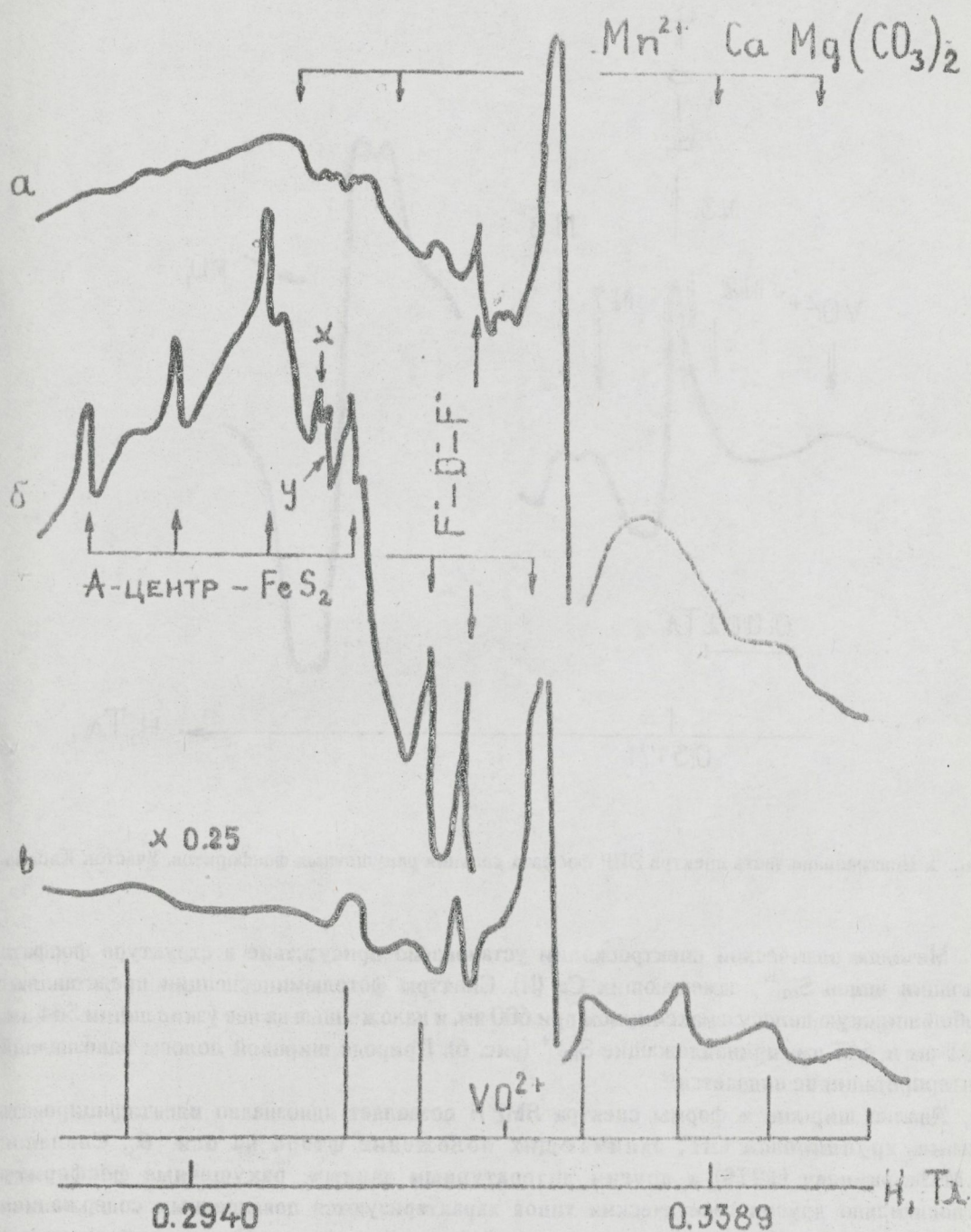


Рис. 4. Спектры ЭПР фосфата кальция ракушечных фосфоритов: а - участок Кабала; месторождения: б - Маарду; в - Кингисепп.

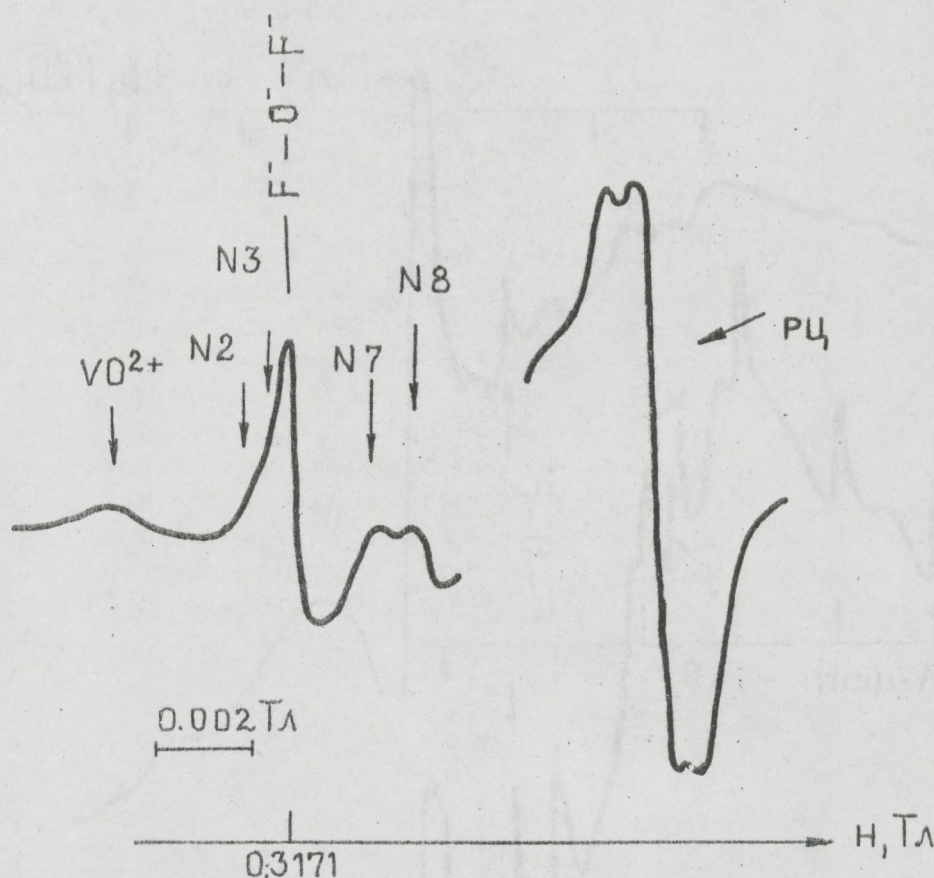


Рис. 5. Центральная часть спектра ЭПР фосфата кальция ракушечных фосфоритов. Участок Кабала.

Методом оптической спектроскопии установлено присутствие в структуре фосфата кальция ионов S_m^{3+} , замещающих $Ca(II)$. Спектры фотолюминесценции представляют собой широкую полосу с максимумом при 600 нм. и наложенные на нее узкие линии 564 нм, 601 нм и 645 нм, принадлежащие S_m^{3+} (рис. 6). Природа широкой полосы однозначной интерпретации не поддается.

Анализ ширины и формы спектра ЯМР^Н позволяет однозначно идентифицировать линию группировок OH^- , занимающих положение фтора на оси b_3 . Согласно А.М.Вахрамееву (1979) и другим литературным данным, ракушечные фосфориты относительно других генетических типов характеризуются повышенным содержанием гидроксильной и весьма низким – структурной молекулярной воды. Сравнение полученного спектра ЯМР^Н (рис. 7) со спектрами, приведенными в работе А.М.Вахрамеева и Ю.Н.Занина (1979), показало наибольшее его соответствие спектральным линиям микрозернистых фосфоритов Каратау.

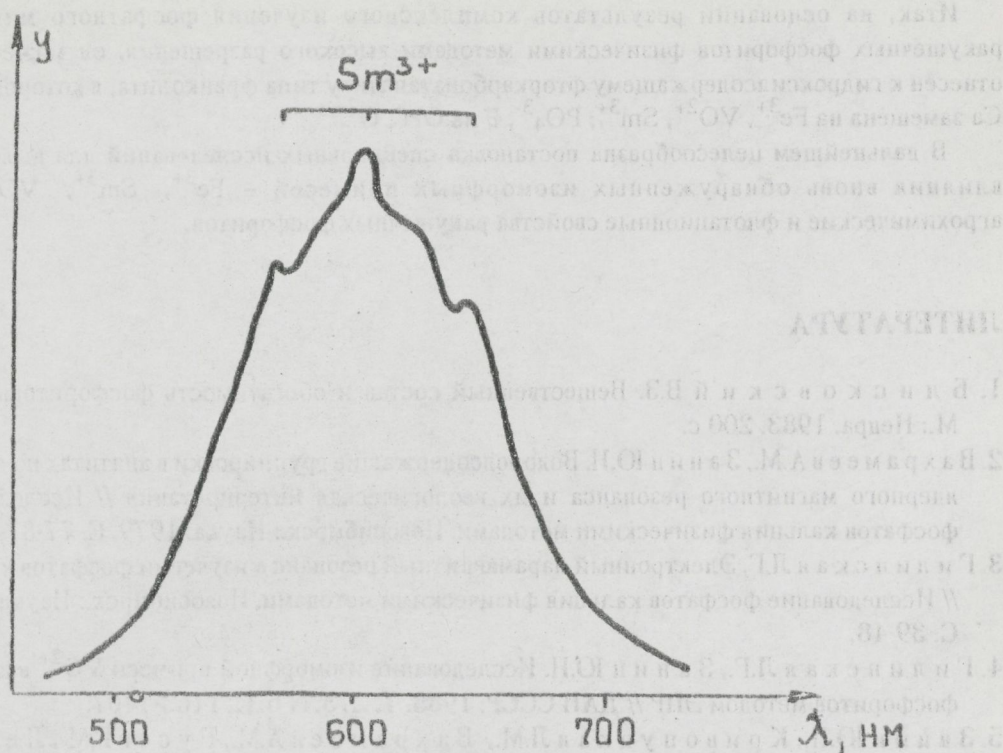


Рис. 6. Спектр фотолуминесценции фосфата кальция ракушечных фосфоритов участка Кабала.

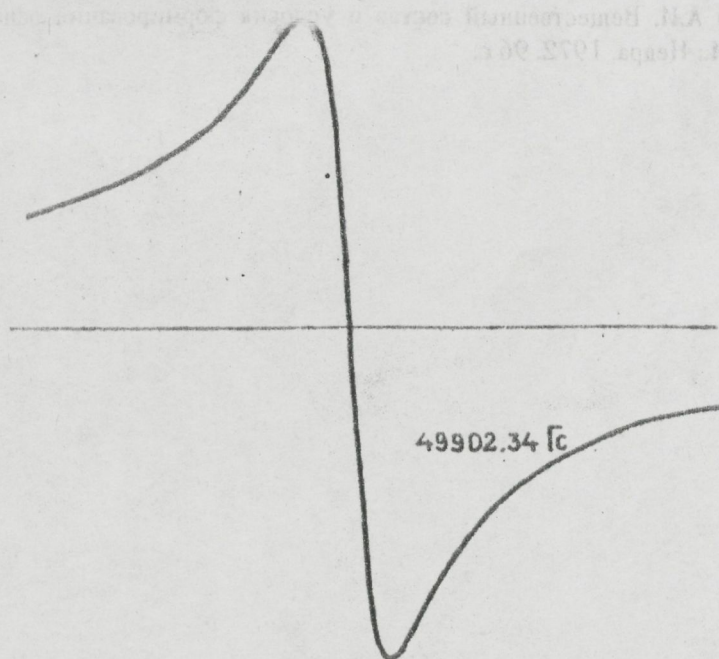


Рис. 7. Спектральная линия ЯМР³¹P фосфата кальция ракушечных фосфоритов. Месторождение Маарду.

Итак, на основании результатов комплексного изучения фосфатного минерала ракушечных фосфоритов физическими методами высокого разрешения, он может быть отнесен к гидроксилсодержащему фторкарбонатапатиту типа франколита, в котором часть Са замещена на Fe^{3+} , VO^{2+} , Sm^{3+} ; PO_4^{3-} , F на OH^- , O^{2-} .

В дальнейшем целесообразна постановка специальных исследований для выяснения влияния вновь обнаруженных изоморфных примесей – Fe^{3+} , Sm^{3+} , VO^{2+} на агрохимические и флотационные свойства ракушечных фосфоритов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блисковский В.З. Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Недра. 1983. 200 с.
2. Вахрамеев А.М., Занин Ю.Н. Водородсодержащие группировки в апатитах по данным ядерного магнитного резонанса и их геологическая интерпретация // Исследования фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск.: Наука. 1979. С. 77-81.
3. Гилинская Л.Г. Электронный парамагнитный резонанс в изучении фосфатов кальция // Исследование фосфатов кальция физическими методами. Новосибирск.: Наука. 1979. С. 39-48.
4. Гилинская Л.Г., Занин Ю.Н. Исследование изоморфной примеси VO^{2+} в апатите фосфоритов методом ЭПР // ДАН СССР. 1983. Т. 273. N 6. С. 1463-1467.
5. Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М., Вахрамеев А.М., Гусев Г.М., Лемина Н.М., Лундин А.Г., Ряпосов А.П., Ушаков Г.Д., Юсупов Т.С. Преобразования состава и структуры фосфата кальция фосфоритов в процессе катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск.: Наука. 1979. С. 37-45.
6. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра. 1972. 96 с.

О МОРФОЛОГИИ ФОСФАТНЫХ СКЕЛЕТНЫХ ФРАГМЕНТОВ КАЛЛАВЕРЕСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ – НИЖНИЙ ОРДОВИК) ЭСТОНИИ

Т.В.Ол

В геолого-генетических исследованиях ракушечных фосфоритовых отложений Северной Эстонии и Ленинградской области главное внимание до сих пор уделялось терригенному компоненту пород (Филиппова, 1975; Фосфатносные..., 1979; Хейнсагу, 1981; 1987). Изучению биокластического компонента – фосфатного ракушечного материала как литологического объекта – уделено меньше внимания, нередко это ограничивалось лишь оценкой его количества по данным химического анализа (содержание P_2O_5 в породе). Исключением является статья Р.Раудсена и К.Хазановича (1980), в которой предложена детальная классификация фосфоритовых пород, а также рассмотрены вопросы аллохтонности и автохтонности ракушечного (детритового) материала. В данной статье эти идеи развиваются дальше и рассматриваются проблемы, возникшие в результате изучения размерности и окатанности биокластического компонента фосфоритовых отложений каллавереской свиты.

В настоящее время нет данных о поведении фосфатного биокластического материала в разных гидродинамических условиях, поэтому для сравнения можно руководствоваться результатами исследования карбонатного биокластического материала (Maiklem, 1968; Braithwait, 1973; Allen, 1982). Такие исследования пока не многочисленны, но благодаря им установлено, что поведение биокластического карбонатного материала в определенной гидродинамической среде зависит не только от размерности зерен, но также и от морфологии и плотности частиц. Как известно (Хейнсагу, 1987), фосфатный материал нижнетремадокских фосфатных отложений и самих фосфоритов Эстонии состоит главным образом из ракуши и детрита беззамковых брахиопод *Ungula ingrica* и *Schmidtites celatus*, доля других лингулат в качестве порообразующего компонента незначительна. Поэтому физические свойства биокластического материала в изученных отложениях можно считать устойчивыми. Итак, условно будем рассматривать фосфатные породы каллавереской свиты как состоящие из трех типов частиц – пластинчатых (детрит), мультиморфных (битая ракуша) и сферических (обломочный кварц) (Maiklem, 1968; Allen, 1982). Последний тип отличается от остальных не только по морфологии, но и по удельному весу. Следовательно, трехкомпонентная система классификации фосфатных отложений, предложенная Р.Раудсеном и К.Хазановичем, вполне обоснована.

Однако Р.Раудсен и К.Хазанович (1980) не установили четких критериев деления детрита и битой ракуши. По мнению авторов, следует однозначно отличать пластинки плоского детрита от детрита с сохранившимися выпуклыми поверхностями. Для этого предлагается два критерия: 1) отношение размера фрагмента к первоначальной величине целой створки и 2) отношение толщины сохранившегося фрагмента створки к ее кривизне. Принимается, что детритом целесообразно считать частицы, размер которых меньше половины размера исходной створки. Более сложным является разграничение ракуши и детрита по отношению толщины и кривизны створки. По этим признакам детритом считаются частицы, у которых глубина вогнутости фрагмента меньше, чем толщина этой частицы. Если глубина вогнутости превышает толщину частицы, ее следует считать (битой) ракушей.

Такой подход на практике позволяет довольно отчетливо отличать детрит от битой ракуши и применять эти понятия однозначно при использовании предложенной Р.Раудсеном и К.Хазановичем классификационной схемы.

При изучении реального состава отложений каллавереской свиты определялось содержание трех вышеуказанных компонентов под биноклем во всех гранулометрических фракциях, а полученные результаты пересчитывались на весь объем породы. В настоящее время изучены обнажения Юлгзе, Турьекелдер, Муукси, Тоолсе и Сака в Северной Эстонии и скважины Р-2003 и Р-2087 Раквереского месторождения фосфоритов.

Как известно (Фосфатоносные..., 1979; Хейнсалу, 1981; 1987), маардуская пачка представлена мелкозернистым песчаником или алевритом, содержащим неравномерное количество детрита и битой ракуши беззамковых брахиопод. В нижней части пачки содержание фосфатного материала часто достигает до 80%. Это т.н. оболочные конгломераты, в которых содержание битой ракуши визуальное оценивается как доминирующее, чем объясняется их отнесение к ракушечникам. Проведенные исследования показали, что в этих "ракушечниках" преобладает не битая ракуша, содержание которой не превышает 25%, а детрит (рис. 1,2). Следовательно т.н. оболочные конгломераты на самом деле следует относить к группе детрититов. Отложения других пачек каллавереской свиты в зависимости от содержания биокластического компонента в породе относятся к группам детрититов или кварцевых песчаников (рис. 1).

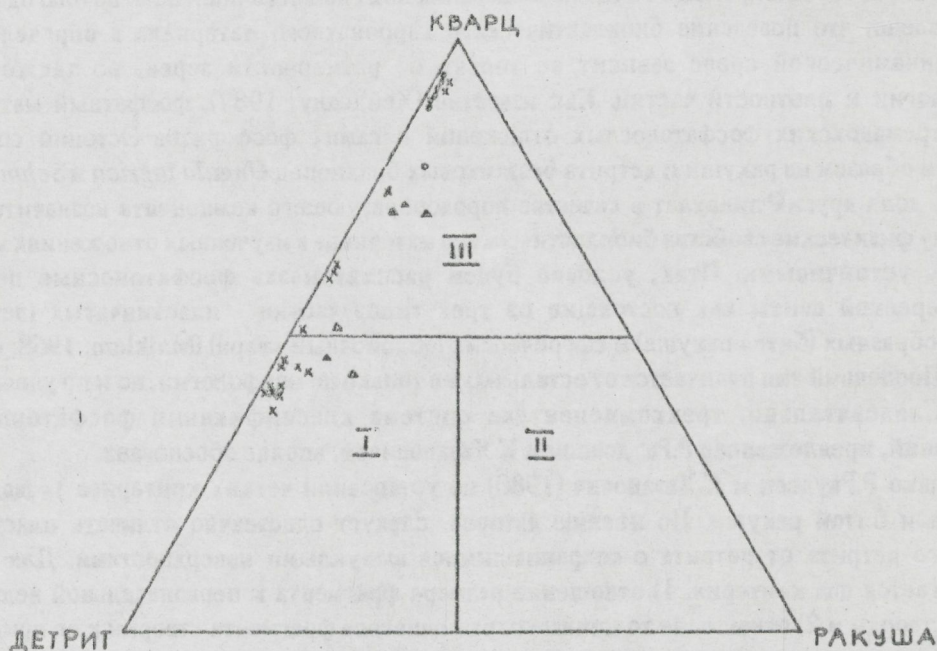


Рис. 1. Распространение литологических разновидностей по классификации Р.Раудсена и К.Хазановича (1980). Группы разновидностей: I – детрититы; II – ракушняки; III – кварцевые песчаники. Δ – "оболочные конгломераты" маардуской пачки; o – песчаники маардуской пачки; x – отложения раннускай пачки.

В результате можно сказать, что рассматриваемая трехкомпонентная классификация логична, но применение ее к нижнетремадокским фосфатоносным отложениям неперспективно, поскольку в каллавереской свите породообразующее значение имеют только обломочный кварц и биокластический детрит. Ракуша в этой системе является лишь подчиненным дополнительным компонентом.

Для суждения об аллохтонности и автохтонности фосфатного материала, а также в целях выяснения возможного палеогидродинамического режима, автором детально изучена окатанность фосфатного детрита. По степени окатанности выделено 4 типа детрита:

I. *Неокатанный детрит (или ракуша)* характеризуется острыми краями и углами. Частицы практически лишены следов абразии, хотя фрагментация первоначальной ракушки могла произойти очень интенсивно. На внешней поверхности, как правило, сохранились скульптура роста, остатки эпибионтов, а также следы прикрепления мускулатуры и следы действия роющих организмов.

II. *Слабоокатанный детрит (или ракуша)*. У частиц наблюдаются признаки абразии: округленные края и углы, но отсутствуют остатки эпибионтов. В то же время у них сохранились следы прикрепления мускулатуры и следы действия роющих организмов.

III. *Окатанный детрит*. Частицы претерпели уже существенную абразию. Поверхность гладкая, никаких следов скульптуры, следов прикрепления мускулатуры и ходов сверления роющих организмов не осталось. Иногда выделение частиц этой группы осложняется присутствием острых краев и углов, образовавшихся в процессе лабораторной подготовки пробы. Детрит этого типа обычно пластинчатый.

IV. *Хорошо окатанный детрит*. В этой группе детрит сильно абрадирован, потеряны почти все признаки биогенного происхождения. По форме частицы изометрические, близкие к терригенным минералам.

Предложенные типы изучались в гранулометрических фракциях крупнее 0,25 мм. Во фракциях крупнее 1 мм, как правило, наблюдаются неокатанный и слабоокатанный типы ракушки и детрита, в то время как во фракциях 0,25...1 мм окатанность биокластического компонента может быть значительной. Во фракции меньше 0,25 мм В.И. Филиппова (1975) выделяла так называемый мелкий детрит, для которого однозначное определение окатанности невозможно. Вероятно также, что в эти фракции попадает детрит, раздробленный в результате лабораторной подготовки пробы. Поэтому выделение морфологических типов во фракциях меньше 0,25 мм нецелесообразно. Следовательно, самыми информативными для характеристики детрита в генетическом плане являются средне- и крупнопесчаные фракции (0,25...1,0 мм) (Оя, 1988), в отличие от оптимальной крупности (крупноалевритовой фракции) для классических минералогических исследований (Вийдинг, 1965).

Результаты изучения распространенности морфологических типов детрита показали, что их взаимоотношения различны не только в гранулометрических фракциях, но и в разных литостратиграфических подразделениях. Пачки характеризуются своеобразными, свойственными только этим подразделениям вариациями. Например, в отложениях маардуской пачки, как правило, преобладают I и II типы детрита, хотя отмечается и постоянное присутствие III и IV типов. Любопытно, что с увеличением биокластического компонента в породе увеличивается также роль окатанного и хорошо окатанного детрита (рис. 2). В суурйгиской пачке, наоборот, явно преобладает окатанный детрит (III тип, рис. 2). Количественное соотношение слабоокатанного и хорошо окатанного типов зависит от размера детрита: первого больше в крупнозернистых, а второго — в среднезернистых фракциях. Спектр распределения морфологических типов детрита в рандуской пачке

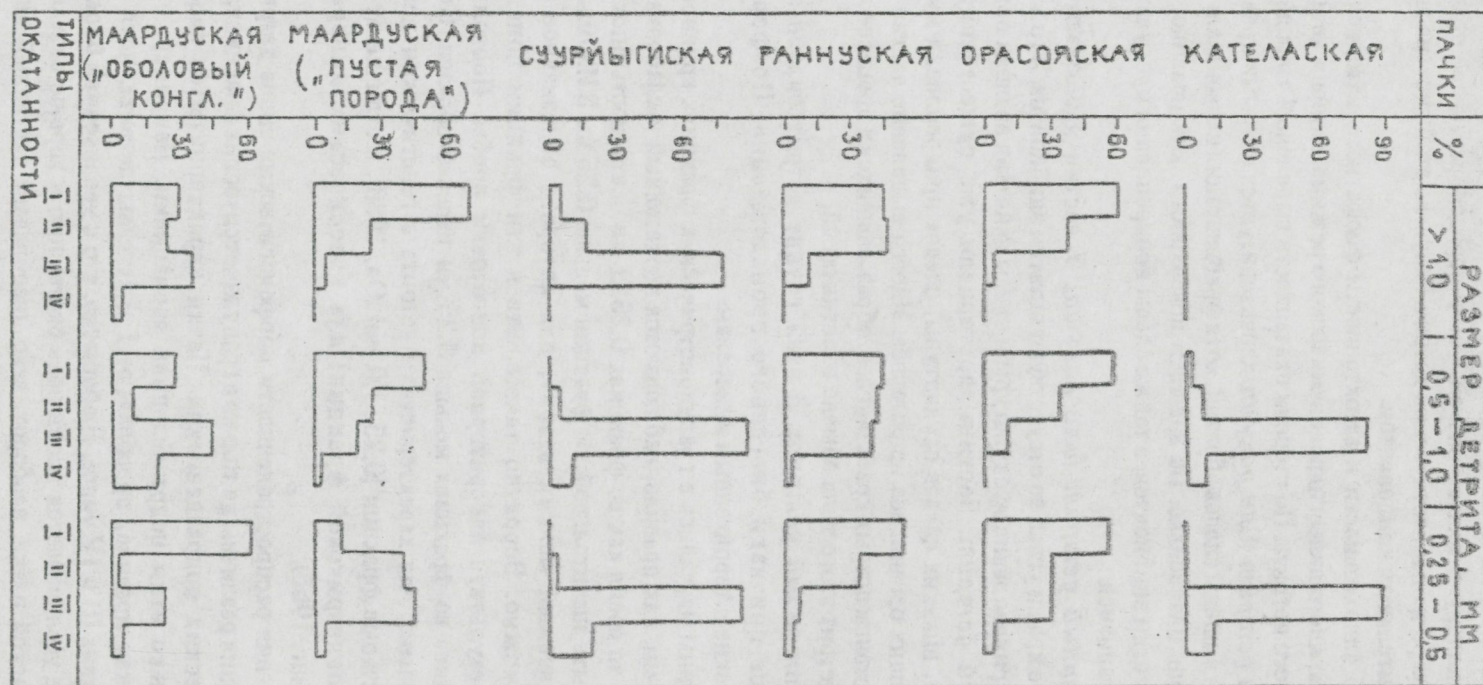


Рис. 2. Примеры распределения морфологических типов детрита и ракуши в разных пачках каллавереской свиты Эстонии. Типы детрита: I - неокатанный; II - слабоокатанный; III - окатанный; IV - хорошо окатанный.

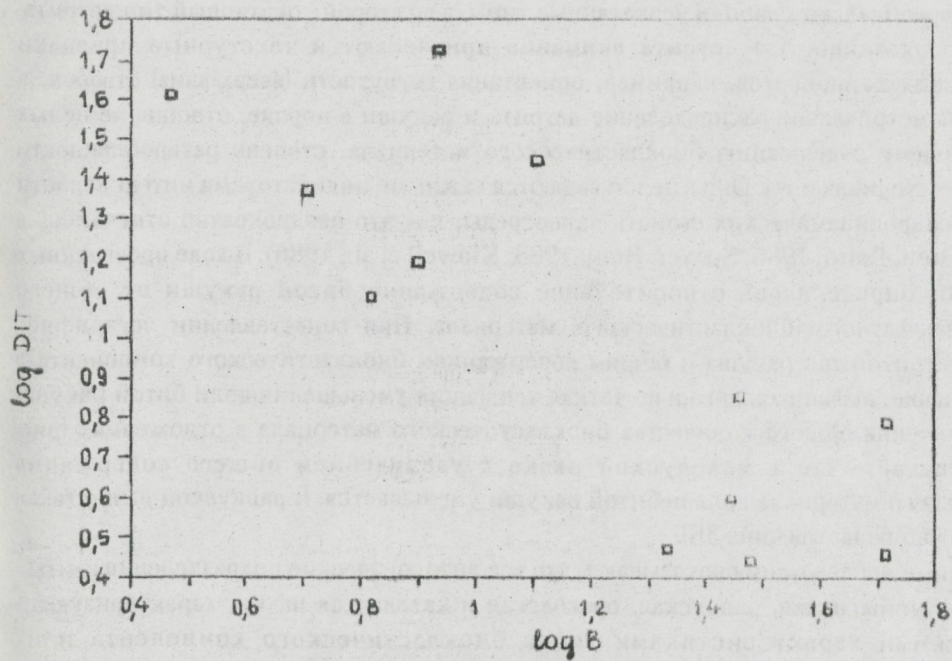


РИС. 3А

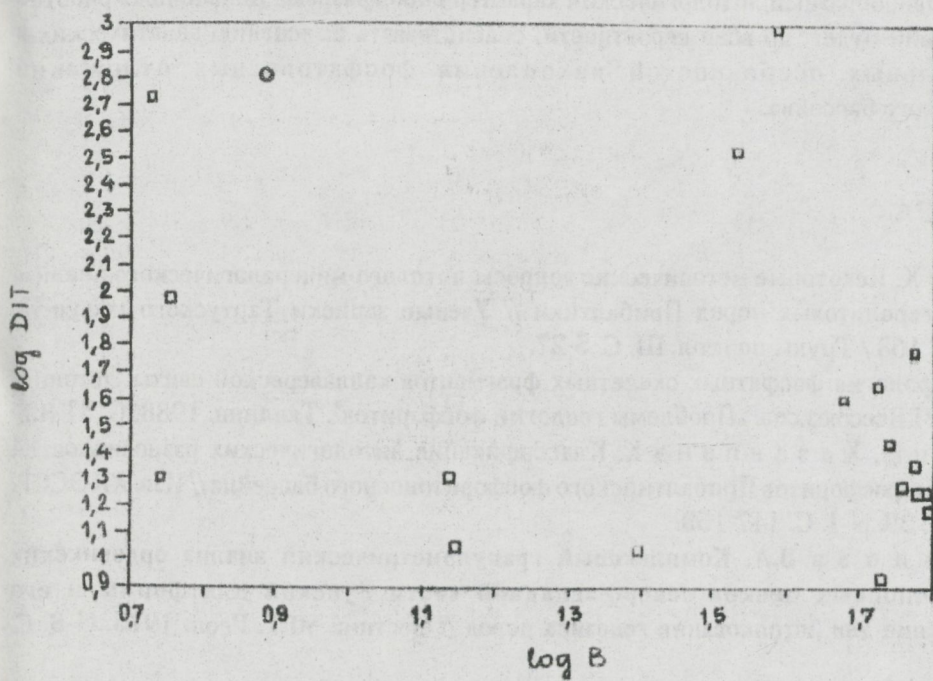


РИС. 3Б

Рис. 3А-Б. Отношение логарифмов содержаний детрит/ракуши к общему содержанию биокластического материала в отложениях маардуской (рис. 3А) и раннуской (рис. 3Б) пачек калавереской свиты Эстонии. Т - содержание (битой) ракуши; В - содержание детрита; D - общее содержание биокластического (фосфатного) материала в породе.

немного сложнее. Детрит представлен здесь неокатанным, слабоокатанным и окатанным морфологическими типами в равных количествах. Хотя доля хорошо окатанного детрита довольно заметная, содержание его все же уступает вышеуказанным типам (рис. 2). Данных по оросояской и кателаской пачкам в настоящее время мало, но в общем можно отметить, что в первой преобладают слабо- и неокатанные типы, а во второй - окатанный тип детрита.

Наряду с окатанностью детрита внимание привлекают и текстурные признаки биокластических компонентов, например, ориентация вогнутости (вверх-вниз) створок, а также гранулометрическое распределение детрита и ракуши в породе, отношение целых створок к общему содержанию биокластического материала, степень раздробленности ракушечного материала и т.д. Они в целом являются важными индикаторами интенсивности и характера гидродинамических свойств палеосреды, как это неоднократно отмечалось в литературе (Brett, Baird, 1986; Speyer, Brett, 1988; Kidwell et al., 1986). В ходе проведенных исследований определялось относительное содержание битой ракуши от общего количества фосфатного (биокластического) материала. При сопоставлении логарифмов отношений детрит/битая ракуша с общим содержанием биокластического компонента в маардуской пачке, выявилась довольно четкая тенденция уменьшения доли битой ракуши по мере увеличения общего количества биокластического материала в отложениях (рис. 3А). Это означает, что в маардуской пачке с увеличением общего содержания биокластического материала доля небитой ракуши уменьшается. В раннускай пачке такая тенденция не наблюдается (рис. 3Б).

Проведенные исследования показывают, что все литологические подразделения свиты - маардуская, суурйыгская, раннуская, оросояская и кателаская пачки, характеризуются специфическими характеристиками типов биокластического компонента и их распределения. Они показывают также, что механизмы концентрации фосфатной ракуши и детрита в каллавереской свите были разнообразными, несмотря на кажущийся сравнительно однообразный литологический характер пород разреза. Дальнейшая работа в этом направлении будет, по всей вероятности, содействовать выяснению генетических и микрофациальных особенностей накопления фосфатоносных отложений Палеобалтийского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. В и д и н г Х. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевролитовых пород Прибалтики // Ученые записки Тартуского гос.ун-та. 1965. Вып. 168 / Труды по геол. III. С. 5-27.
2. О я Т. Морфология фосфатных скелетных фрагментов каллавереской свиты Эстонии: Тез.докл. VI Всесоюз.сов. "Проблемы геологии фосфоритов". Таллинн. 1988. С. 81-83.
3. Р а у д с е н Р., Х а з а н о в и ч К. Классификация литологических разновидностей ракушечных фосфоритов Прибалтийского фосфоритоносного бассейна // Изв. АН ЭССР. Геол. 1980. 29. N 4. С. 147-153.
4. Ф и л и п п о в а В.А. Комплексный гранулометрический анализ ордовикских фосфоритоносных песков северо-западной части Русской платформы и его использование для истолкования генезиса пород // Вестник МГУ. Геол. 1975. N 3. С. 87-91.
5. Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М.: Недра. 1979.

6. Хейнсалу Х. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геол. 1987. 36. N 2. С. 66-78.
7. Allen, J.R.L. **Sedimentary Structures**. V. 1-2. Amsterdam, Elsevier. 1982.
8. Braithwaite, C.J.R. Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands // *Sedimentology*. 1973. 20. N 2. P. 251-262.
9. Kidwell, S.M., Fürsich, F.T., Aigner, T. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. 2 *Palaios*. 1986. 1. N 3. P. 228-238.
10. Maiklem, W.R. Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains // *Sedimentology*. 1968. 10. N 2. P. 101-109.
11. Speyer, S., Brett, C.E. Taphofacies models for epeiric sea environments: Middle Paleozoic examples // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1988. 63. N 1/3. P. 225-262.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ И ТАФОНОМИИ БЕЗЗАМКОВЫХ БРАХИОПОД ДЛЯ РАСШИФРОВКИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ БИОГЕННЫХ ФОСФОРИТОВ ПРИБАЛТИЙСКОГО БАССЕЙНА

Л.Е.Попов, К.К.Хазанович

К отложениям раннего палеозоя приурочены уникальные месторождения ракушечных фосфоритов, образованные скоплениями створок и детрита лингулат, в основном оболид. На территории бывшего СССР они известны на северо-западе Восточно-Европейской платформы и в Иркутском амфитеатре. Ракушечные фосфориты Прибалтийского бассейна в настоящее время являются объектом интенсивной эксплуатации.

Очевидно, что реконструкция условий образования и научное прогнозирование месторождений ракушечных фосфоритов невозможно без всестороннего изучения источника фосфатной минерализации оболид и без реконструкции условий обитания и захоронения остатков этих животных. Однако все эти вопросы до самого последнего времени оставались вне поля зрения геологов. Недостаточное внимание уделялось и изучению стратиграфии фосфоритоносных образований.

Приуроченность ракушечных фосфоритов, образованных скоплениями створок лингулат, к раннему палеозою, главным образом к интервалу времени, начиная со среднего кембрия и до среднего ордовика, следует объяснять уникальными особенностями биоты того времени, никогда не повторявшимися позднее. Дело в том, что бентосные организмы раннего палеозоя, среди которых доминировали представители сидячего эпибентоса, тяготели либо к твердому, либо к уплотненному субстрату. Обширные участки мелководий, характеризовавшиеся условиями подвижного песчаного дна, оставались мало населенными. Важнейшими ограничивающими абиотическими факторами в этих условиях были: отсутствие твердого субстрата, благоприятного для прикрепления, высокая гидродинамическая активность, наличие взвеси в придонном слое воды, неустойчивый характер седиментации. Поэтому широкое распространение оболид на биотопах подвижного песчаного дна, где они абсолютно доминировали до середины ордовика, следует связать с успешным освоением ими этих стрессовых условий обитания.

Известно, что у современных лингулид имеются многочисленные черты глубокого приспособления к обитанию на незакрепленном песчаном грунте в зоне мелководья. Это способ закоривания при помощи ножки, дистальный конец которой выделяет клейкое вещество; эффективный механизм защиты и очистки мантийной полости и лофофора от посторонних минеральных частиц; способность вырываться из осадка. Все эти особенности должны были возникнуть у лингулид уже к тому времени, когда они начали заселять песчаное дно.

В последние годы появились публикации, специально посвященные особенностям стратиграфического распространения, палеоэкологии и тафономии лингулат в раннепалеозойских фосфоритоносных отложениях (Попов, Хазанович, Боровко и др., 1988; Каньгин, Ядренкина, 1977 и др.). Содержащиеся в них сведения позволяют в основных чертах реконструировать основные особенности палеоэкологии раннепалеозойских лингулат.

На северо-западе Восточно-Европейской платформы заселение оболидами обстановок прибрежного мелководья относится к среднему кембрию. Их первые массовые находки

отмечаются в верхней части саблинской свиты. Уже для среднего кембрия отчетливо устанавливается латеральная зональность сообществ оболид. Наиболее прибрежные биотопы населились монотаксальным сообществом с *Obolus*, а мористее селилось сообщество с *Oepikites* (Хазанович, Попов, Мельникова, 1984). Оба сообщества заселяли, по-видимому, наиболее благоприятные участки морского дна с умеренной гидродинамикой. Об этом свидетельствует слабый разнос детрита за пределы известных местонахождений оболид. Наряду с оболидами в саблинской свите отмечаются единичные находки брадориид и хиолительминтов рода *Torelrella*. Последние скорее всего образовывали самостоятельное сообщество, селившееся на глинисто-алевритовых грунтах, неблагоприятных для поселения оболид.

К началу позднего кембрия лингулаты расселились по всей площади бассейна и разнос детрита и ракуши приобрел несравненно большие масштабы, чем в среднем кембрии. Для начала позднекембрийской эпохи (время *Westergaardodina bicuspidata*) устанавливается тройная латеральная зональность бентосных сообществ. Мелководные участки дна, где воздействие волн на приповерхностную часть осадка было наиболее интенсивным, населялись монотаксальным сообществом с видами рода *Ungula*, замесившими представителей рода *Obolus*. Вторая зона, отвечавшая области накопления мелкозернистых и алевритовых песков с умеренной гидродинамической активностью у дна, населялась видами рода *Oepikites*. Наряду с ним в составе сообщества иногда отмечаются оболиды родов *Rebrovia*, *Ungula* и акротретида. Во второй половине позднего кембрия (время *Proconodontus* и время *Cordylodus andresi*) доминантами в сообществах этой зоны стали представители рода *Schmidtites*.

Дно открытого моря, где воздействие волн на приповерхностную часть осадка было минимальным, населялось акротретидными сообществами и хиолительминтами.

В конце позднего кембрия (время *Cordylodus andresi*) отмечается значительное увеличение биомассы оболид, связанное, вероятно, с возникновением высокопродуктивного бассейна. В это время интенсифицируются процессы биогенной аккумуляции в прибрежных частях морского бассейна. В то же время относительно глубоководные участки становятся малонаселенными. Появление среди характерных для этой части бассейна осадков - алевритов и мелкозернистых алевритовых песков - прослоев, существенно обогащенных органическим веществом ("диктионемовых сланцев"), указывает на обеднение придонных вод кислородом. Отдельные участки илистого дна по-прежнему населялись хиолительминтами.

С начала ордовика (время *Cordylodus proavus*) в "оболовом море" расселяется новая фауна. В прибрежных биотопах распространяется монотаксальное сообщество с *Obolus apollinis*, замещающее по латерали сообществом сифонотретиид *Helmersenia ladogensis*. В восточной части ареала последнего встречаются также первые зарывающиеся оболиды рода *Lingulella*. Для обоих сообществ характерно широкое распространение зарывающихся мягкотелых организмов, оставивших норки-жилища *Skolithos*. Эта новая фауна в течение какой-то части времени *Cordylodus proavus* сосуществовала с видами *Ungula ingraca* и *Schmidtites celatus*, образовывавшими монотаксальные сообщества на банках в западной части бассейна. Начиная со второй половины времени *Cordylodus lindstromi*, ареал, занятый видами *Obolus apollinis* и *Helmersenia ladogensis*, существенно сокращается. Они продолжают существовать в восточной части бассейна. К западу от меридиана Петербурга автохтонный материал в отложениях этого возраста совершенно исчезает, а содержащийся в них детрит представляет продукт размыва более древних образований. Наиболее вероятной причиной исчезновения бентоса было обеднение придонных вод кислородом

вследствие эвтрофикации бассейна. Это явление отмечается в центральных частях бассейна уже в конце кембрия и связывается с возникновением высокопродуктивного бассейна. На первых порах это привело к быстрому увеличению биомассы оболид ввиду простоты пищевых цепей, вершиной которых являлись фильтраторы. В дальнейшем же поступление органики на дно бассейна привело к обеднению придонных вод кислородом, периодическим заморам, а в конце концов – к полному вымиранию бентосной фауны.

Ракуша и детрит лингулат, преимущественно оболид, является практически единственным источником фосфатной минерализации в Прибалтийском бассейне. В зависимости от условий захоронения в их составе может быть выделено два основных компонента: автохтонный и аллохтонный.

Автохтонная ракуша присутствует в фосфоритоносных отложениях в виде целых створок, их фрагментов и детрита, захороненных непосредственно на месте обитания животных, которым они принадлежали (автохтонные), или с незначительным переносом в пределах ареала их обитания (субавтохтонные). Наблюдения над особенностями тафономии раковин ныне живущих лингул (Emig, 1982) показали, что их створки неустойчивы даже к незначительному переносу и быстро превращаются в тонкий детрит, если сколько-нибудь продолжительное время остаются на поверхности осадка. Поэтому скопления целой ракуши, источниками которой большей частью служили виды родов *Oepikites* и *Schmidtites*, образовались на местах их обитания. Автохтонный и субавтохтонный раковинный материал, образованный створками, принадлежащими видам родов *Obolus*, *Ungula*, *Helmersenia*, *Keyserlingia* представляет главным образом битую ракушу. Обломанной оказывается тонкая периферическая часть створок, которая служила источником для образования мелкого детрита. Автохтонный и субавтохтонный раковинный материал играет важную роль в образовании залежей ракушечных фосфоритов. В основном они связаны с тафостромами – ракушниками и ракушечными песчаниками, в которых породообразующее значение имеют створки видов *Schmidtites celatus* и *Ungula ingraca*. В западной части приглинтовой полосы Эстонии их створки образуют один или несколько продуктивных слоев, приуроченных к основаниям седиментационных циклов. Автохтонная ракуша, источником которой служил вид *Obolus apollinis*, также местами приобретает породообразующее значение в детритистых песках нижеордовикской суурыйгиской пачки* и нижнетосненской подсвиты, развитых в средней части приглинтовой полосы Эстонии и Ленинградской области. В наиболее тонких песчаных разностях тосненской свиты породообразующее значение может иметь битая ракуша из маленьких тонкостенных створок сифонотретид *Helmersenia ladogensis*.

Маломощные прослои фосфоритоносных песчаников с автохтонной ракушей отмечаются на северо-западе Восточно-Европейской платформы также в более древних верхне- и среднекембрийских образованиях.

Аллохтонный раковинный материал представлен в основном детритом, изредка битой ракушей, претерпевшими до своего захоронения длительный перенос и неоднократно переотложение. В составе битой ракуши представлены потерявшие свою первоначальную форму фрагменты наиболее прочной, утолщенной задней части створок. Примечательно также присутствие в составе аллохтонной ракуши маленьких (2-3 мм) сильно полированных, но сохранивших первоначальную форму (за исключением макушек и выступающих частей ложных арей) сравнительно толстостенных створок родов *Schmidtites*

* Находки *Obolus apollinis*, по всей вероятности, следует отнести не к суурыйгиской пачке, а к верхам маардуской пачки (прим.ред.)

и *Ungula*. Их сохранение объясняется тем, что при переносе и переотложении эти створки транспортировались главным образом в суспензии, не подвергаясь дроблению и существенному истиранию. Сходная картина наблюдается при транспортировке и захоронении ракуши современных двустворчатых моллюсков, например, в Азовском море (Аксенов, 1965). Возможным объяснением служат также данные экспериментальных наблюдений (Волков, 1963), показавшие, что по некоторым гидродинамическим характеристикам сохранившая свою форму ракуша приближается к терригенным частицам в 6-10 раз меньшей размерности. Крупные окатанные фрагменты створок *Ungula sp.* часто вместе с фосфоритными кальками приурочены к уровням стратиграфических несогласий. Переотложенная битая ракуша, происходящая частично или полностью из размытых подстилающих образований, отмечается в базальной части ладожской, маардуской и тосненской свит.

Несмотря на то, что скопления как автохтонного, так и аллохтонного раковинного материала приурочены к мелководным образованиям, между ними имеются существенные отличия по гидродинамической характеристике. Различались также и процессы, приведшие к концентрации раковинного материала различного происхождения. Для прогноза и поисков месторождений ракушечных фосфоритов на северо-западе Восточно-Европейской платформы, важным представляется тот факт, что основная масса ракуши, послужившей в дальнейшем источником формирования месторождений, образовалась в течение короткого промежутка времени *Cordylodus andresi* – *C. proavus* и первоначально концентрировалась в прибрежных биогенных аккумулятивных формах подводного рельефа, а также на отмелях. Их частично сохранившимися остатками являются оболочковые ракушки маардуской свиты на Маардуском и Тоолсеском месторождениях. Впоследствии они подверглись интенсивному размыву в результате последующих трансгрессий в пакерортское время, и основная масса раковинного материала была перезахоронена, образовав месторождения двух типов. Первый из них формировался в условиях пологой прибрежной равнины. Наряду с аллохтонным раковинным материалом в его образовании принимали участие и автохтонный детрит и ракуша. Второй тип месторождений возник исключительно за счет аллохтонного детрита, концентрировавшегося в прибрежных аккумулятивных формах – береговых валах и барах. Как следствие, достоверный прогноз может строиться только на реконструкции палеогеографии и обстановок осадконакопления для коротких временных интервалов, отвечавших времени формирования месторождений того или иного типа. При этом важной задачей представляется реконструкция положения береговой линии и участков первичной аккумуляции ракуши во время *C. andresi* и *C. proavus*, в течение которого образовалась основная масса биокластического материала. Не менее важно определение направления переноса ракуши и детрита в это и последующее время. Поэтому несостоятельными представляются попытки выявления закономерностей размещения и прогноза месторождений ракушечных фосфоритов, основывающиеся на литофациальных построениях для всей оболочковой толщи без учета длительной истории ее формирования, в течение которой очертания бассейна неоднократно и существенно изменялись, а также при полном игнорировании данных об особенностях палеоэкологии и тафономии оболочек (например, Фосфатоносные отложения..., 1979; Карпова, Михайлов, Мустыги, Раудсеп, 1986).

Показательным примером в этом отношении может служить район Кингисеппского месторождения. Наиболее высокопродуктивной частью разреза здесь является верхнетосненская подсвита, сложенная разнозернистыми детритовыми песками,

выклинивающимися южнее Нарвского водохранилища. Вещественный состав нижнетосненской подсвиты в этом же направлении остается неизменным. Выклинивание верхнетосненской подсвиты – причина сокращения средневзвешенного содержания P_2O_5 по всему фоспласту, что дает основание (при попытке нарисовать распределение литофаций для всей толщи в целом, без учета разновозрастности отдельных ее частей), для вывода о фациальном замещении мелководных образований с промышленной концентрацией фосфатов более глубоководными. При этом фациальными изменениями объясняется и выклинивание верхнетосненских детритовых песчаников. Эти выводы подкрепляются традиционными представлениями о том, что береговая линия бассейна располагалась к северу от линии глинта, а снос обломочного материала происходил с севера, с территории Балтийского щита.

Однако имеются существенные доводы против приведенных выше построений: во-первых, это северные румбы падения четко выраженной косой слоистости потокового типа в верхнетосненской подсвите (Кулямин, 1975) и, во-вторых, отсутствие следов фациальных изменений внутри пласта детритовых песчаников при четкой и резкой его нижней границе, представляющей поверхность перерыва. Более того, закономерности распределения литофаций для времени, отвечающего формированию верхнетосненской подсвиты и лахемааской свиты (Попов, Хазанович, Боровко и др., 1988), однозначно указывают на расположение суши к югу от глинта, что имеет существенное значение для положительной оценки перспектив фосфоритопосности в тех, удаленных от глинта районах Эстонии и Ленинградской области, где поисковые работы на фосфориты еще не проводились.

Наблюдения над процессами биогенной аккумуляции в современных морях со всей определенностью свидетельствуют, что основная масса ракуши концентрируется в прибрежных аккумулятивных формах подводного рельефа, а транспортировка ракуши осуществляется в основном ветровыми волнами (Аксенов, 1965). Нет никаких оснований предполагать, что процессы концентрации ракуши обилием носили существенно иной характер. Поэтому неубедительным представляется предположение М.И.Карповой, А.С.Михайлова, Э.А.Мустыги и Р.В.Раудсена (1986) о том, что основная концентрация ракуши происходила во впадинах – “ловушках”.

При прогнозировании месторождений ракушечных фосфоритов, образованных скоплениями створок лингулат и их детритом, необходимо учитывать особенности палеоэкологии и тафономии этих животных, особенности палеогеографии морских бассейнов, где они обитали, и условия осадконакопления. Основная масса ракуши и детрита концентрировалась в прибрежных аккумулятивных формах рельефа, в связи с чем достоверность палеогеографических реконструкций и определение положения береговой линии имеет весьма важное значение, как один из поисковых признаков. Концентрации больших масс биокластического материала не в малой степени способствовали такие особенности бассейна, как близкие к нулевым скорости осадконакопления, а также отсутствие карбонатного осадконакопления – как биогенного, так и хемогенного. Существенным представляется также наличие обширных мелководий с подвижным песчаным дном и высокая первичная биологическая продукция.

Начиная с середины ордовика, в биотопы, занятые ранее обилиями, начинают проникать и быстро расселяться двустворчатые моллюски – животные с несравненно более активными обменными процессами. Как следствие, аккумуляция фосфатной ракуши в прибрежной зоне подавляется и начинается аккумуляция карбонатной ракуши.

ЛИТЕРАТУРА

1. А к с е и о в А.А. Некоторые результаты изучения современных фаций прибрежной зоны моря // Литология и полезные ископаемые. 1965. N 2. С. 141-153.
2. В о л к о в П.А. Некоторые гидравлические характеристики ракуши // Океанология. 1963. Т. 3, вып. 4. С. 680-683.
3. К а н ы г и н А.В., Я д р е н к и н а А.Г. О палеозоологии ордовикских лингул (Brachiopoda) Сибирской платформы // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиоценозы и условия обитания осадконакопления. Новосибирск: Наука. 1977. С. 52-64.
4. К а р п о в а М.И., М и х а й л о в А.С., М у с т ы г и Э.А., Р а у д с е н Р.В. Литолого-фациальная модель месторождений ракушечных фосфатных руд // Разведка и охрана недр. 1986. N 9. С. 10-15.
5. К у л ь м и н Л.Н. Косая слоистость и фации оболочных слоев Прибалтики // Сов. геология. 1975. N 2. С. 130-138.
6. Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритеносной оболочной толщи на северо-западе Русской платформы // Труды МСК. Л.: Наука. 1988 Т. 18.
7. Фосфатеносные отложения Прибалтики. М.: Недра. 1979. 129 с.
8. Х а з а н о в и ч К.К., П о н о в Л.Е., М е л ь н и к о в а Л.М. Беззамковые брахиоподы, остракоды (брадорииды) и хиолителминты из саблинской сеиты Ленинградской области // Палеонтол. журн. 1984. N 4. С. 33-47.
9. E m i g C. Lingula (Inarticulata, Brachiopoda). Terrier et position des lingules (Brachiopodes, Inarticules) // Bull. Soc. zool. France. 1982. Vol. 107, nr. 2. P. 185-194.

ОБ УСЛОВИЯХ НАКОПЛЕНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА

Р.В.Раугсен, Я.Я.Кивисилла

Месторождения ракушечных фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна многочисленны и разнообразны по своей величине и качеству. Об условиях образования ракушечных фосфоритов не существует единого мнения. В последнее время установлена разновозрастность фосфоритонесной толщи: меньшая часть этих отложений накапливалась в позднем кембрии, большая часть – в тремадокское время. Выяснено, что рассматриваемые отложения накопились в течение нескольких стадий. Важнейшей в фосфоритообразовании являлась стадия, когда отлагались отложения верхов фосфоритонесной толщи, с которыми связана основная часть крупных и относительно богатых залежей фосфоритов Раквереского фосфоритонесного района (РФР).

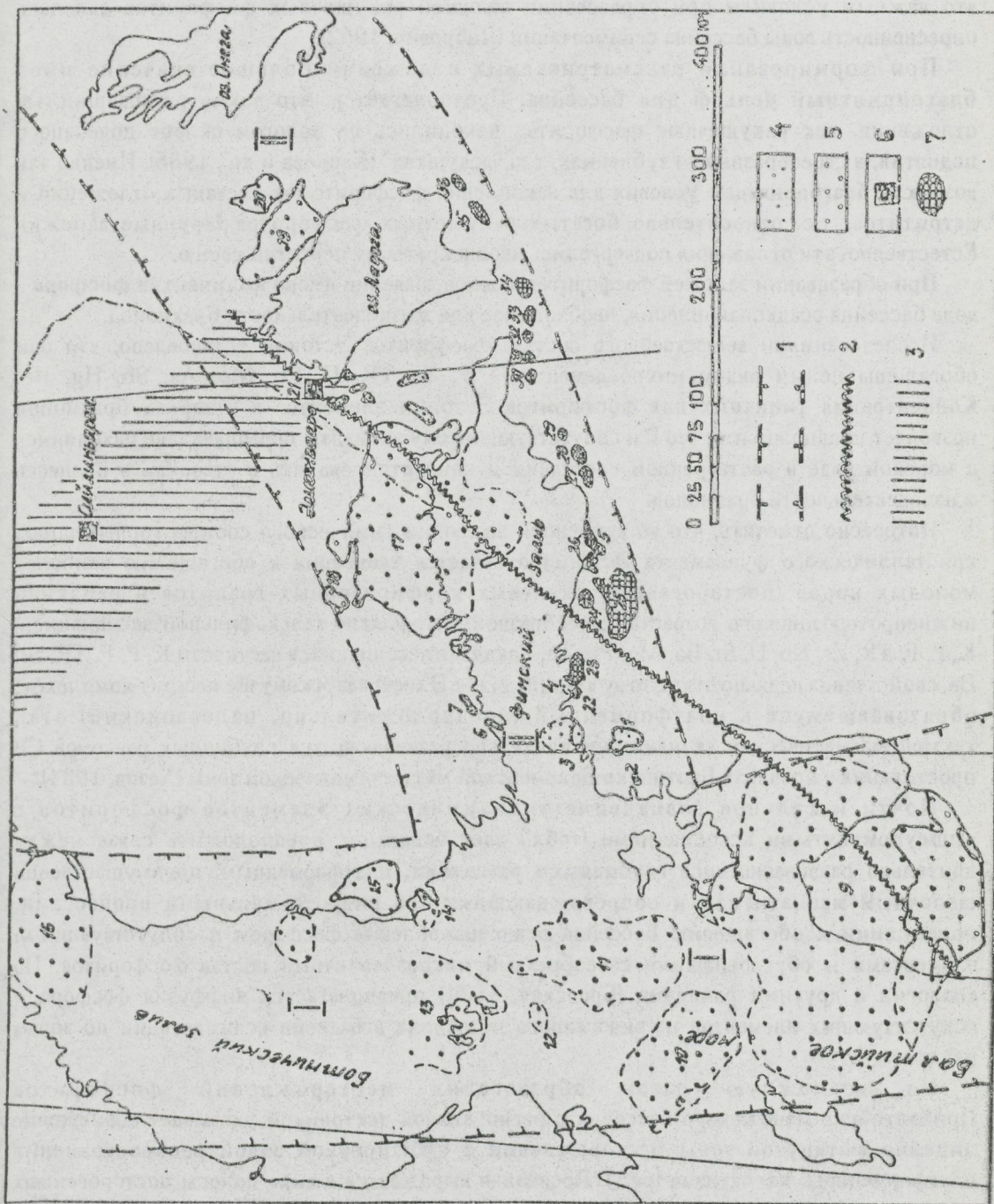
Изучение характера фосфоритонесных отложений и строения толщи показывает, что предпосылки их накопления были следующие:

- тектоническая активность района;
- мелководность бассейна осадконакопления (прибрежно-мелководная зона моря);
- неспокойная гидродинамика моря и относительная опресненность воды;
- благоприятный рельеф дна бассейна (пологий склон с углублениями, т.н. “ловушками”);
- достаточное для жизни брахиопод количество фосфора в морской воде.

Тектонической активностью района обусловлено образование подходящего для фосфоритообразования дна морского бассейна и образование трещин, через которые восходящие растворы, богатые фосфором и другими элементами (F, Sr, TR), смогли попадать в морскую воду. О возможности такой тектонической активности свидетельствует распространение линейных зон унаследованных тектонических нарушений Азери, Раквере и др.

Пярну-Тапасская зона разделяет площадь распространения фосфоритовых руд на две части: РФР и МФР (см. рисунок). Кроме того, на этой площади имеется ряд куполовидных поднятий (плакантиклинали Ассамалла и Ульясте), роль которых в фосфоритообразовании пока не ясна. То же самое касается мульды Сями, расположенной в восточной части месторождения Кабала. Возможно, что последняя смогла способствовать поступлению восходящих растворов из кристаллического фундамента в морские воды позднего кембрия и раннего ордовика.

Рисунок. Схема пространственного совмещения фосфоритовых месторождений Северной Прибалтики с тектонически активными зонами земной коры. I - зоны распространения платформенного магматизма (недоразвитый континентальный рифт?): I - субмеридиональная (Балтийская), II - субширотная (Финского залива); 2 - Пярну-Тапа-Элисенваарская зона длительно развивавшихся глубинных разломов; 3 - главный сульфидный пояс Финляндии; 4-6 - магматические комплексы платформенной тектоно-магматической активизации: 4 - гранитовая формация, в т.ч. калиевые порфировидные граниты Эстонии (NN массивов на карте: 1 - Марьямааский, 2 - Таэблаский, 3 - Найссаарский, 4 - Неемский, 5 - Эредаский) и массивы т.н. гранитов III группы Седерхольма Финляндии (NN на карте: 6 - Оббнас, 7 - Бодом, 8 - Онас); 5 - анортосит-рапакивигранитная формация (NN на карте: 9 - Рижский, 10 - Центрально-Балтийский, 11 - Кекарский, 12 - Южно-Аландский, 13 - Аландский, 14 - Вехмааский, 15 - Лайтилаский, 16 - Ботнический, 17 - Выборгский, 18 - Ахвенистский, 19 - Салминский, 20 - Улялегский массивы); 6 - формация щелочных пород, в т.ч. N 21 - Элисенваарский массив щелочных апатитонесных ультраосновных - основных пород; 7 - месторождения фосфоритов (NN на карте: 22 - Маарду, 23 - Тситре, 24 - Тоолсе, 25 - Раквере, 26 - Азери, 27 - Нарва, 28 - Кингисепи, 29 - Котловское, 30 - Глядинское, 31 - Красносельское, 32 - Дулергофское, 33 - Федоровское, 34 - Ульяновское, 35 - Чаплинское, 36 - Волхов Сясь).



Мелководность и неспокойная гидродинамика морского бассейна осадконакопления доказаны характером и строением фосфоритоносной толщи: это песчаные отложения с "битой ракушкой" и детритом раковин брахиопод, часто с косой слоистостью и очень изменчивым литологическим обликом разрезов. Это типичные отложения прибрежно-мелководной зоны морского бассейна. Некоторые авторы считают, что важным условием при образовании залежей ракушечных фосфоритов являлась опресненность воды бассейна седиментации (Либрович, 1962).

При формировании рассматриваемых отложений большое значение имел **благоприятный рельеф дна** бассейна. Предполагается, что такие разноразмерные отложения, как ракушечные фосфориты, накопились на пологом склоне подводного поднятия, в своеобразных углублениях, т.н. "ловушках" (Карпова и др., 1986). Именно так возникли благоприятные условия для накопления фосфоритовых песчаных отложений и детрититов, т.е. относительно богатых ракушечных фосфоритов (крупные залежи). Естественно, эти отложения подвергались неоднократному переотложению.

При образовании залежей фосфоритов важное значение имело количество фосфора в воде бассейна осадконакопления, необходимое для жизнедеятельности брахиопод.

Исследованиями вещественного состава фосфоритов Эстонии установлено, что они обогащены целым рядом микроэлементов – F, Sr, TR, U, Pb, Mo, As, Sb, Hg, Re. Концентрация типичных для фосфоритов Эстонии элементов в створках брахиопод позволяет предположить, что P и сопутствующие ему элементы первоначально находились в морской воде в растворенном состоянии и концентрировались в створках в процессе жизнедеятельности брахиопод.

Интересно отметить, что во временной эволюции химического состава горных пород кристаллического фундамента Эстонии отмечается тенденция к обогащению наиболее молодых пород (посторогенных калиевых порфировидных гранитов и рапакиви нижнепротерозойского возраста) своеобразной литофильно-халькофильной ассоциацией: K, P, F, TR, Zr, Nb, U, Sr, Ba, Mo, Pb, Zn. Такая же ассоциация, в частности K, P, F, TR, Sr, Ba, свойственна недавно открытому в Приладожье Элисенваарскому щелочному комплексу, образовавшемуся в платформенный (предположительно, палеозойский) этап тектоно-магматической активизации длительно развивающихся глубинных разломов СВ простирания в пределах Балтийско-Беломорской металлогенической зоны (Хазов, 1984).

Почти идеальное совпадение типохимических элементов фосфоритов с вышеупомянутыми ассоциациями (табл.) дает основание предположить связь между длительно развивавшимися глубинными разломами, платформенным, преимущественно щелочным магматизмом и сопровождающими его гидротермальными процессами, приведшими к обогащению бассейна осадконакопления фосфором и сопутствующими элементами и обусловившими своеобразный микроэлементный состав фосфоритов. По аналогии с другими районами (Бродская, 1974) предполагается диффузия фосфора и сопутствующих элементов из эндогенного источника в бассейн седиментации по зонам разломов.

На возможную связь образования месторождений фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна с региональной тектоникой указывает совмещение линейно вытянутой зоны месторождений с субширотной зоной распространения платформенного магматизма (рис.). Последняя выражается в виде полосы посторогенных массивов калиевых порфировидных гранитов и рапакиви протерозойского возраста и интерпретируется как боковая ветвь предполагаемого недоразвитого континентального рифа вдоль Балтийского моря.

Сходство геохимических спектров фосфоритов и комплексов пород тектоно-магматической активизации кристаллического фундамента

Комплекс пород	Возраст	Ассоциации повышенных содержаний элементов		
		литофильная	халькофильная	сидерофильная
Щелочные массивы Кольского полуострова	PZ (D,C)	K,P,F,TR,Sr, Ba,Nb,Ta,Zr	Mo,Zn,S	Ti,Mn
Ракушечные фосфориты Эстонии	PZ (O)	P,F,TR,Sr,U	Pb,Mo,As, Sb,Hg,Re	
Щелочной массив Элисенваара	PR ₁ -PZ	K,P,F,TR,Sr, Ba		
Выборгский плутон рапакиви, общие тенденции	PR ₁	K,F,(F),Sr, (TR,Zr)	Zn,Pb,Mo	Fe,Ti
Ланпее-граниты (ранняя гранитоидная фаза Выборгского плутона)	PR ₁	Ce,Sn,(P,Zr, Yb,Ba)	Zn,Mo,Pb	Fe,Ti
Меланократовые разновидности (ранняя фаза) гранитов Мярмяаского массива	PR ₁	K,F,P,TR,Sr, Ba,U,Th,(Nb, Be)	Mo,Pb,Zn,S	Fe,Ti, Sc
Карбонатиты Сийлиньярви	AR	P,F,TR,Y,Sr, Zr,(Nb)		

Концентрация больших масс фосфора (около 90-95% из всех запасов фосфоритов Эстонии) именно в РФР (месторождение Кабала) объясняется тем, что РФР расположен на пересечении упомянутой субширотной полосы протерозойской тектономагматической активизации с Пярну-Тапаской зоной разломов, являющейся юго-западным продолжением Элисенваарской региональной (по мнению Р.А.Хазова – глобальной) зоны длительно развивавшихся глубинных разломов. То, что эта система разломов служила каналом движения для щелочных магм и рудоносных растворов, доказано обнаружением Элисенваарского апатитоносного массива щелочного ультраосновного-основного состава в зоне разлома. Широкое распространение фосфоритов в Прибалтийско-Ладожском бассейне, исходя из изложенного, может свидетельствовать о существовании в регионе щелочных массивов, которые, однако, на современном эрозионном срезе фундамента могут быть не обнаружены.

ЛИТЕРАТУРА

- Бродская Н.Г. Роль вулканизма в образовании фосфоритов // Труды ГИН АН СССР. Вып. 258. М.: Наука. 1974. 199 с.

2. Карпова М.И., Михайлов А.С., Мустыги Э.А., Раудсеи Р.В. Литолого-фациальная модель месторождения ракушечных руд // Разведка и охрана недр. 1986. № 9. С. 10-15.
3. Либрович В.Л. О роли биогенных процессов в образовании фосфоритов // Значение биосферы в геологических процессах. Вопросы взаимосвязи палеонтологии и тектоники. М., 1962.
4. Хазов Р.А. О глубине магматического очага в источниках рудного вещества Элисенваарского массива // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984. С. 111-116.

ВОЛОСОВСКАЯ ПЛОЩАДЬ – НОВЫЙ ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ФОСФОРИТОНОСНЫЙ РАЙОН ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Э.Ю.Саммет, Л.Д.Насонова

Изучение фосфоритоносности восточной части Прибалтийско-Ладожского бассейна, территориально относящегося к Ленинградской области, было начато после второй мировой войны. За 40-летний период изучения, в основном силами ПГО "Севзапгеология", до 1986 г. поисковыми и разведочными работами была охвачена приглинтовая полоса шириной от 12 до 25 км – от г.Нарвы на западе до р.Сяси на востоке. Была дана обоснованная характеристика фосфоритоносности кембро-ордовикской песчаной толщи в среднем до глубины 60-70 м от поверхности, а в отдельных случаях (Плюско-Нарвское междуречье) до глубины 90-95 м. Было установлено, что на изученной площади с удалением к югу от глинта содержание пятиоксида фосфора в потенциально перспективной, т.н. оболочной толще быстро снижается, а на расстоянии 6-10 км от него обычно уже не превышает 3% (при одновременном уменьшении мощности полезной толщи до 0,5-1 м). На этом основании вся территория более глубокого залегания кембро-ордовикских песчаных пород оценивалась как практически бесперспективная для поисков промышленных месторождений фосфоритов.

За годы изучения на рассматриваемой территории было открыто и разведано крупное Кингисеппское месторождение ракушечных фосфоритов, разрабатываемое с 1963 г., и несколько небольших месторождений и перспективных площадей: Восточно-Кингисеппское, Котловское, Глядинское и др. (рис. 1). По ряду причин (застроенность территории, нахождение в пригородной зоне Петербурга, малая мощность полезной толщи, незначительные запасы и др.) все изученные площади за пределами Кингисеппского месторождения не могут рассматриваться в качестве крупных сырьевых баз для промышленного освоения.

Среднее содержание P_2O_5 на Кингисеппском месторождении составляет 6,61% при мощности полезной толщи, залегающей на глубинах до 35 м от поверхности, от 1 до 4 м. Ежегодно Кингисеппским производственным объединением "Фосфорит" добывается 5,5-6 млн.т горной массы. Несмотря на обеспеченность объединения запасами фосфоритов на весь амортизационный срок, чувствуется острый недостаток в легкообогатимой маломagneзиальной руде. Поэтому поиски новых месторождений качественных фосфоритов – актуальная задача.

В 1983-1985 гг. в ходе работ по уточнению перспектив промышленной кукурситоносности Прибалтийского бассейна горючих сланцев, на его восточном фланге в Волосовском административном районе Ленинградской области - было пробурено 3 скважины с целью попутного изучения кембро-ордовикской песчаной толщи. В оболочных песках 2-х скважин было установлено содержание в отдельных пробах пятиоксида фосфора до 5,5%. Эти данные стали основой проведения в 1986-1988 гг. общих поисков ракушечных фосфоритов в западной части Ленинградской области на площади 3600 км² (от Чудского озера и р.Нарвы на западе до г.Гатчины на востоке). Поисками была охвачена полоса шириной от 20 до 40 км к югу от ранее обследованной территории. Глубина залегания оболочной толщи от поверхности на этой поисковой площади составляет от 70 до 150 м. Территория поисков показана на рис. 1. На той площади было пробурено 63 скважины и выделено несколько участков с повышенным содержанием P_2O_5 в отложениях нижнего ордовика и верхнего кембрия. Наиболее интересные результаты получены по восточной



Рис. 1. Обзорная карта месторождений и перспективных площадей фосфоритов. I - разведанные месторождения: 1 - Нарвское, 2 - Кингисеппское, 3 - Восточно-Кингисеппское, 4 - Котловское, 5 - Глядинское, 6 - Красносельское, 7 - Дудергофское, 8 - Федоровское, 9 - Поповка, 10 - Ульяновское; II - Волосовская перспективная площадь; III - участки с содержанием P_2O_5 более 7%.

части рассматриваемой территории Волосовской площади, изученной 40 поисковыми скважинами, которые в совокупности с несколькими пробуренными ранее освещают геологическое строение территории относительно равномерно.

В геологическом строении Волосовской площади (2300 км²) принимают участие нижне-, средне- и верхнекембрийские, нижне- и среднеордовикские, а в краевой части - и среднедевонские отложения, перекрытые в среднем маломощным (0,5-15 м) чехлом четвертичных образований. Верхняя часть ордовикской карбонатной толщи, залегающей непосредственно под четвертичными породами, нередко охвачена до глубины 20-25 м процессами карста. Кроме того, карбонатные породы до глубины 50-60 м от поверхности, как правило, доломитизированы, остатки фауны беспозвоночных перекристаллизованы и частично гыщелочены. В подошве кукурузеского горизонта повсеместно прослеживается пачка переслаивающихся слоев горючих сланцев и известняков мощностью от 1,4 м на западе до 0,8-0,9 м на востоке площади. Это - аналог промышленного пласта горючих сланцев Ленинградского месторождения, который на Волосовской площади не имеет промышленного значения. Только в ее юго-западной части мощность сланцевых слоев в пласте несколько превышает 0,5 м (до 0,678 м) при средневзвешенной теплоте сгорания кукурситов несколько более 1200 ккал/кг. В северной части площади распространены также керогенистые аргиллиты (диктионемовые сланцы) копорской свиты нижнего ордовика. Мощность глауконитовых песчаников латорпского горизонта незначительна и колеблется в пределах 0,05-0,40 м. Крупные тектонические нарушения на площади не установлены.

Условия залегания существенно песчаной толщи, расположенной между нижнекембрийскими "синими" глинами (сиверская свита) и нижнеордовикскими глауконитовыми песчаниками, характеризуются значительной сложностью и требуют дальнейшего исследования. Здесь распространены отложения люкатиской, тискреской, саблинской, ладожской, ламошской* и тосненской свит. Из них только тосненская свита распространена повсеместно, остальные залегают в виде маломощных эрозионных останцев или же заполняют впадины в рельефе подстилающих пород. Фосфоритонасностью отличаются породы саблинской (ребровская пачка), ладожской, ламошской и тосненской свит. Повышенная концентрация пятиоксида фосфора в породах повсеместно связана с остатками фауны беззамковых брахиопод, представленных детритом, и почти полными створками раковин. Изредка наблюдаемое повышенное содержание P₂O₅ в отложениях саблинской и ладожской свит (до 4%) практического значения не имеет.

Ламошская свита верхнего кембрия, соответствующая по палеонтологическим данным нижней части маардуской пачки на территории Эстонии, имеет ограниченное распространение и заполняет неровности рельефа подстилающих пород. Свита представлена светлоокрашенными тонко-мелкозернистыми алевритистыми песками и алевритами мощностью до 6 м, с неравномерным содержанием тонкого детрита (1-2 мм) оболуд. Содержание пятиоксида фосфора в отдельных пробах достигает 6%, но из-за неравномерной мощности, наличия т.н. внутренней вскрыши и сильно измельченного детрита практическое значение свиты невелико.

Тосненская свита раннетремадокского возраста имеет мощность 1,5-8,0 м и представлена мелко- и разнозернистыми, в основном коричневато-серыми кварцевыми песками с преобладанием фракции 0,25-0,50 мм. В отдельных случаях в основании разреза залегают маломощные (0,2-0,8 м) песчаники с многочисленным оболовым детритом, крепко

* Подразумевается ламашкинская свита (Попов, Хазанович, 1985)

сцементированные доломитовым цементом. Большой же частью пески рыхлые и практически не содержат заметных доломитовых конкреций, характерных для Кингисеппского месторождения. Повсеместно в тосненской свите присутствует детрит раковин оболуд в количестве от 4-5 до 30-35% от объема породы. Местами образуются маломощные (до 10 см) скопления типа детритовых банок. Детрит обычно слабо окатан, представлен преимущественно обломками тонкостенных створок диаметром 3-5 мм, реже до 7-8 мм. Сравнительно редки почти целые створки. По цвету детрит светло-серый или коричневый в различных сочетаниях. Под диктионемовыми сланцами в заметном количестве встречаются также почти черные створки. В распределении детрита по цвету четкой закономерности не выявлено. Можно отметить, что в южной части площади преобладает детрит серого, в северо-западной – коричневого цвета.

Как и на остальных месторождениях Прибалтийского бассейна, содержание P_2O_5 в породах тосненской свиты зависит от количества в ней брахиоподового материала. В подавляющем большинстве скважин в отдельных пробах встречаются содержания P_2O_5 , превышающие 3% (максимально до 11,95%). Только в северной и восточной частях площади выделяется зона с пониженными содержаниями P_2O_5 . По требованиям постоянных кондиций для Кингисеппского месторождения фосфоритов (средневзвешенное содержание пятиоксида фосфора в пласте не ниже 3% при мощности пласта не менее 1 м и соотношения MgO/P_2O_5 не более 0,17) на изученной Волосовской площади выделяется территория около 900 км² с повышенной фосфоритопосностью (рис.2). Здесь средняя мощность полезной толщи, залегающей на глубинах от 65 до 140 м, составляет 2,0 м, а средневзвешенное содержание P_2O_5 в ней – 5,5%. При расчетном объемном весе фосфоритов 1,8 т/м³ (колебания по полевым определениям 1,65-1,95) прогнозные ресурсы кат. P₂ достигают 3,24 млрд.т руды или около 190 млн.т в пересчете на P_2O_5 . Конфигурация этой площади характеризуется общей субширотной ориентировкой, длиной более 65 км при ширине 10-20 км с одним ответвлением протяженностью до 30 км такой же ориентировки.

По качественной характеристике пласта можно выделить 2 участка – Молосковицкий и Елизаветинский, представляющие интерес для постановки первоочередных более детальных исследований. Оба участка предположительно оконтуриваются изолинией содержания в пласте не ниже 7%. Краткая характеристика обоих перспективных участков приведена в таблице.

Молосковицкий участок находится в 30 км к востоку от перерабатывающего завода ПО "Фосфорит", по обе стороны от железной дороги Петербург-Таллинн, между дд.Хотыницы на севере и Сырковицы на юге. Елизаветинский участок примыкает с юга к железной дороге Петербург-Таллинн между поселками Волосово и Кикерино. Оба участка расположены на территории с развитым сельским хозяйством. На Молосковицком участке доля сельскохозяйственных освоенных земель составляет около 60%, на Елизаветинском – 40-45%, остальная площадь занята кустарником, лесами малоценных пород, болотами и, в небольшой мере, отработанными карьерами.

Полезная толща повсеместно обводнена. По данным пройденных поисковых скважин, установившиеся уровни воды после вскрытия полезной толщи (кембро-ордовикский водоносный горизонт и ордовикский водоносный комплекс) колебались в пределах от 0,5 до 10 м от устьев скважин. По южному и восточному краям изученной площади на участках пониженного рельефа имели место самоизливы. В целом на Волосовской площади, по данным работ 1987 г., выявлена картина залегания пьезометрической поверхности подземных вод в виде пологого купола субширотного простираения с центром около с.Клопицы.

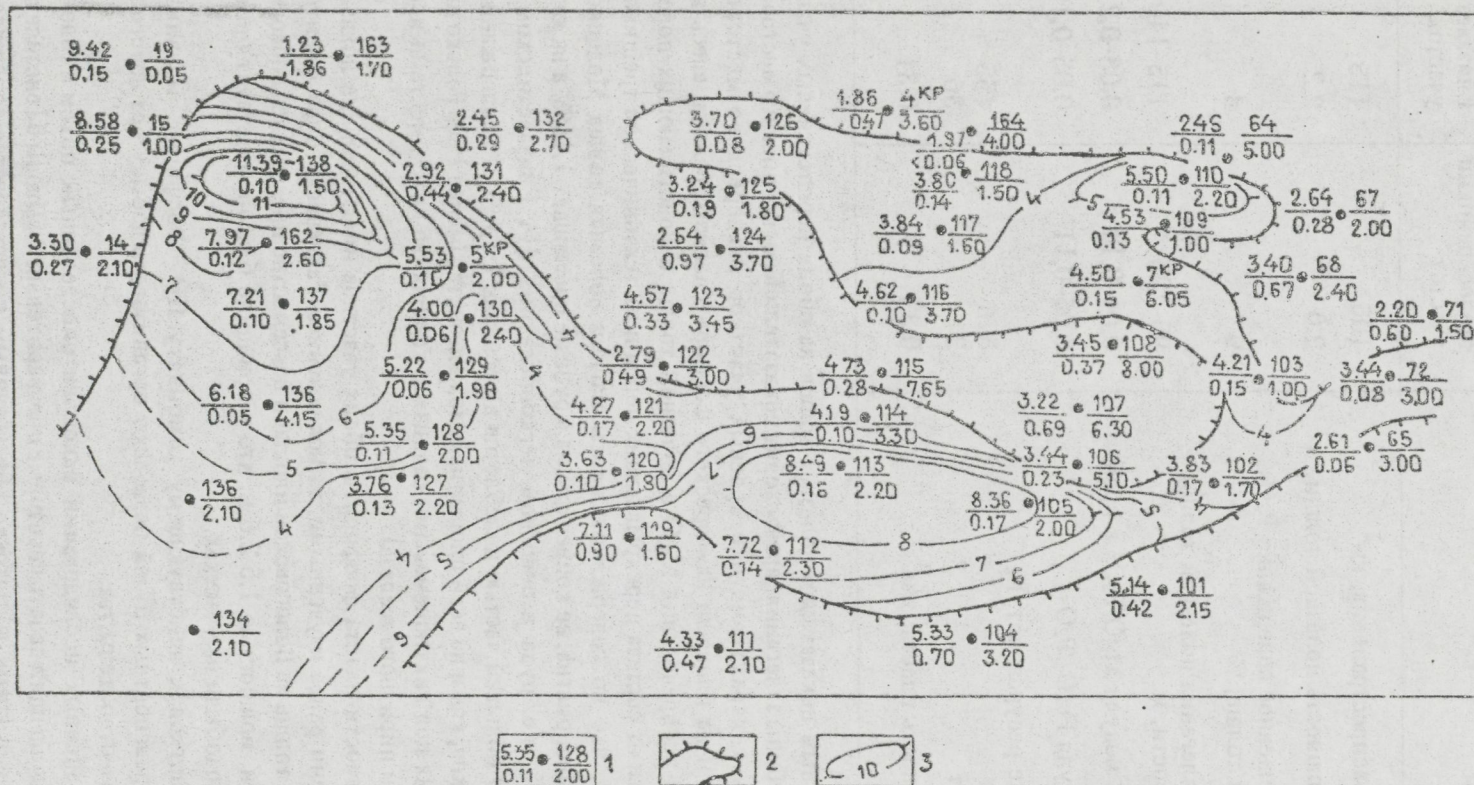


Рис. 2. Схема залегания полезной толщи фосфоритов на Волосовской площади. 1 - поисковые скважины: справа в числителе - номер скважины, в знаменателе - мощность полезной толщи в метрах, слева в числителе - средневзвешенное содержание P_2O_5 в процентах, в знаменателе - средневзвешенный модуль MgO/P_2O_5 ; 2 - граница Волосовской перспективной площади; 3 - изолинии средневзвешенного содержания P_2O_5 в полезной толще в процентах.

Характеристика перспективных участков

№№	Показатели	Молосковицкий участок	Елизаветинский участок
1	Площадь распространения, км ²	105	115
2	Средняя мощность полезной толщи, м	2,0	2,2
3	Средневзвешенное содержание P ₂ O ₅ в полезной толще, %	9	8
4	Глубина залегания полезной толщи от поверхности, м	95-125	115-140
5	Колебания модуля MgO/P ₂ O ₅ в пробах	0,04-0,14	0,08-0,21
6	То же модуля Fe ₂ O ₃ /P ₂ O ₅	0,05-0,11	0,05-0,15
7	Прогнозные ресурсы кат. P ₂ руда, млн.т P ₂ O ₅ , млн.т	378 34	455 36
8	Продуктивность пласта, т/м ³	0,32	0,31

По качественным показателям полезная толща на обоих перспективных участках, за исключением глубины залегания, превосходит показатели Кингисеппского месторождения и приближается к характеристике краевых участков Раквереского месторождения фосфоритов. Как и на площади Раквереского фосфоритоносного района, здесь выявлена сложная картина распределения MgO в полезной толще и подстилающих породах, без явной зависимости от состава перекрывающих пород и их тектонической трещиноватости. Можно отметить, что по содержанию окиси магния полезная толща Молосковицкого участка более благоприятна, ее концентрация в руде не превышает 1,16%, а на юге падает даже ниже 0,5%, т.е. руда в основном легкообогатима. На Елизаветинском участке содержание MgO большей частью колеблется в пределах 1-1,6%. По содержанию Fe₂O₃ руда обоих участков, как и на всей площади, маложелезистая (менее 1%). Только на севере, в случае залегания под дикионемовыми сланцами, количество Fe₂O₃ местами превышает 1% (из-за примеси пиритного железа).

По продуктивности пласта фосфориты обоих участков имеют лучшие показатели по сравнению со всеми ранее изученными, за исключением Раквереского фосфоритоносного района. Полезная толща на Волосовской площади повсеместно представлена обводненными рыхлыми песками, мощностью 1,5-2,6 м, что в принципе благоприятствует организации скважинной гидродобычи на участках.

Близость участков к действующему комбинату ПО "Фосфорит" и наличие уже существующих транспортных путей позволяют организовать добычу без дорогостоящего подготовительного строительства.

В ходе выполненных исследований накоплен определенный объем геологической информации, позволяющий делать некоторые предварительные выводы о генезисе полезной толщи. В настоящее время достаточно обоснованным представляется утверждение, что ракушечные фосфориты на Волосовской площади относятся к образованиям вдоль

береговых течений в условиях мелководного заливообразного бассейна моря приблизительно субширотного простираения. Предположительно береговая линия тосненского моря располагалась на 20-30 км к югу от края Волосовской площади, где тосненские отложения уже отсутствуют. Подтверждением этого является общая ориентировка изолиний средневзвешенных содержаний P_2O_5 , MgO и Fe_2O_3 , а также распределение гранулометрического состава отложений тосненской свиты на территории Волосовской площади. Для вдольбереговых фосфоритоносных отложений характерно наблюдаемое сочетание детрита коричневой и серой окраски, а также некоторые статистические закономерности. В общих чертах обнаруживается положительная корреляционная связь между содержанием кварцевых зерен крупнее 0,5 мм и процентным содержанием P_2O_5 . При содержании фракции крупнее 0,5 мм в количестве от 10% до 17% содержание P_2O_5 в отложениях составляет 9-11%. С уменьшением доли крупнозернистого песка соответственно уменьшается и содержание пятиоксида фосфора.

Предполагается, что общее направление течения в бассейне осадконакопления было с востока на запад, но осложнялось наличием ряда отмелей и пологосклонных банок. При этом, по сравнению с остальной территорией Ленинградской области, Волосовская площадь представляла собой центральную часть бассейна, наиболее благоприятную для образования маломagneзиальных залежей ракушечных фосфоритов. В целом данная схема удовлетворительно согласуется с моделью, разработанной для Прибалтийского бассейна М.И.Карповой, А.С.Михайловым, Э.А.Мустыги и Р.В.Раудсепом (1986).

В планах работ ПГО "Севзапгеология" на период до 1995 г. предусматривалось проведение поисково-оценочных работ на выявленных перспективных участках с одновременным изучением обогатимости фосфоритов и вопросов эффективности их скважинной гидродобычи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карпова М.И., Михайлов А.С., Мустыги Э.А., Раудсеп Р.В. Литолого-фациальная модель месторождения ракушечных руд // Разведка и охрана недр. 1986. № 9. С. 10-15.
2. Попов Л.Е., Хазанович К.К. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты // Тр. ГИГХС. 1985. Вып. 63. С. 38-47.

ГЕОХИМИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В РАКУШЕЧНЫХ ФОСФОРИТАХ ПРИБАЛТИЙСКО- ЛАДОЖСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО БАССЕЙНА

Р.Ш.Харитонова, М.И.Карпова, И.Б.Берман

Среди горных пород и минералов, с точки зрения радиоактивности, фосфоритные руды занимают особое положение благодаря постоянному парагенезу урана и фосфора, обусловленных геохимическими особенностями обоих элементов. Распределение радионуклидов в фосфатных породах отражает особенности минералообразования и может служить индикатором условий формирования и последующих преобразований фосфоритоносных осадков, поскольку миграционные свойства U, Th и P находятся в тесной зависимости от режима кислотности и щелочности минералообразующей среды, содержания урана в водах бассейна эпохи фосфатонакопления и других факторов. Между содержаниями урана общей радиоактивности и фосфором существует, как правило, прямая корреляционная связь. Вместе с тем, следует отметить чрезвычайно большие колебания в содержании радиоактивных компонентов в фосфоритах различных генетических типов – от промышленных до кларковых. Коэффициенты корреляции $U - P_2O_5$ также меняются от значений близких к 1, вплоть до отсутствия тесной зависимости. Также широко варьируют и такие радиохимические показатели как уран-ториевый и уран-фосфорный отношения. Отсюда вытекает необходимость изучения закономерностей поведения радиоактивных элементов для каждого конкретного рудного региона и месторождения с учетом реальных обстановок их формирования.

В предлагаемом сообщении рассматриваются особенности распределения и поведения радионуклидов в ракушечных фосфоритовых рудах Прибалтийско-Ладожского бассейна на примере основных месторождений – Кабала, Маарду, Кингисепп, Тоолсе и др. С этой целью использованы следующие показатели: закономерности распределения естественных радионуклидов (ЕРН) в разрезе нижнего ордовика (в том числе по литологическим разновидностям фосфоритоносной толщи), а также в минеральных и гранулометрических компонентах руд; пространственная приуроченность урана; отношения U/Th и γ/P_2O_5 . Всего выполнено около 25000 элементопределений. Исследования радиоактивности пород и руд проводились на порошковых пробах гамма-спектроскопическим методом на гамма-спектрометре высокочувствительной модификации ЛенНИИРГа. Изучение пространственного распределения урана в шлифах пород проводилось методом Γ -радиографии.

В геологическом разрезе фосфоритоносных отложений Прибалтийско-Ладожского бассейна установлены два типа фосфатной минерализации: биогенный ракушечный и хемогенный брекчиевидно-слойковый. Первый, как известно, является основным геолого-промышленным типом. Два последних типа не имеют промышленного значения. Они распространены в тех участках бассейна, где из разреза выпадают сланцевидные органогенные аргиллиты тоолсеской пачки и глины варангуской свиты, а глауконитовые песчаники непосредственно ложатся на "оболовую" толщу (рис. 1).

Анализ вариационных кривых и параметров распределения (величин вариационного размаха, средних и модульных значений) содержаний U, Th, K и гамма-активности позволяют определить граничные характерные значения радиометрических параметров для фосфоритов и бесфосфатных пород. От вмещающих алевролитов и известняков

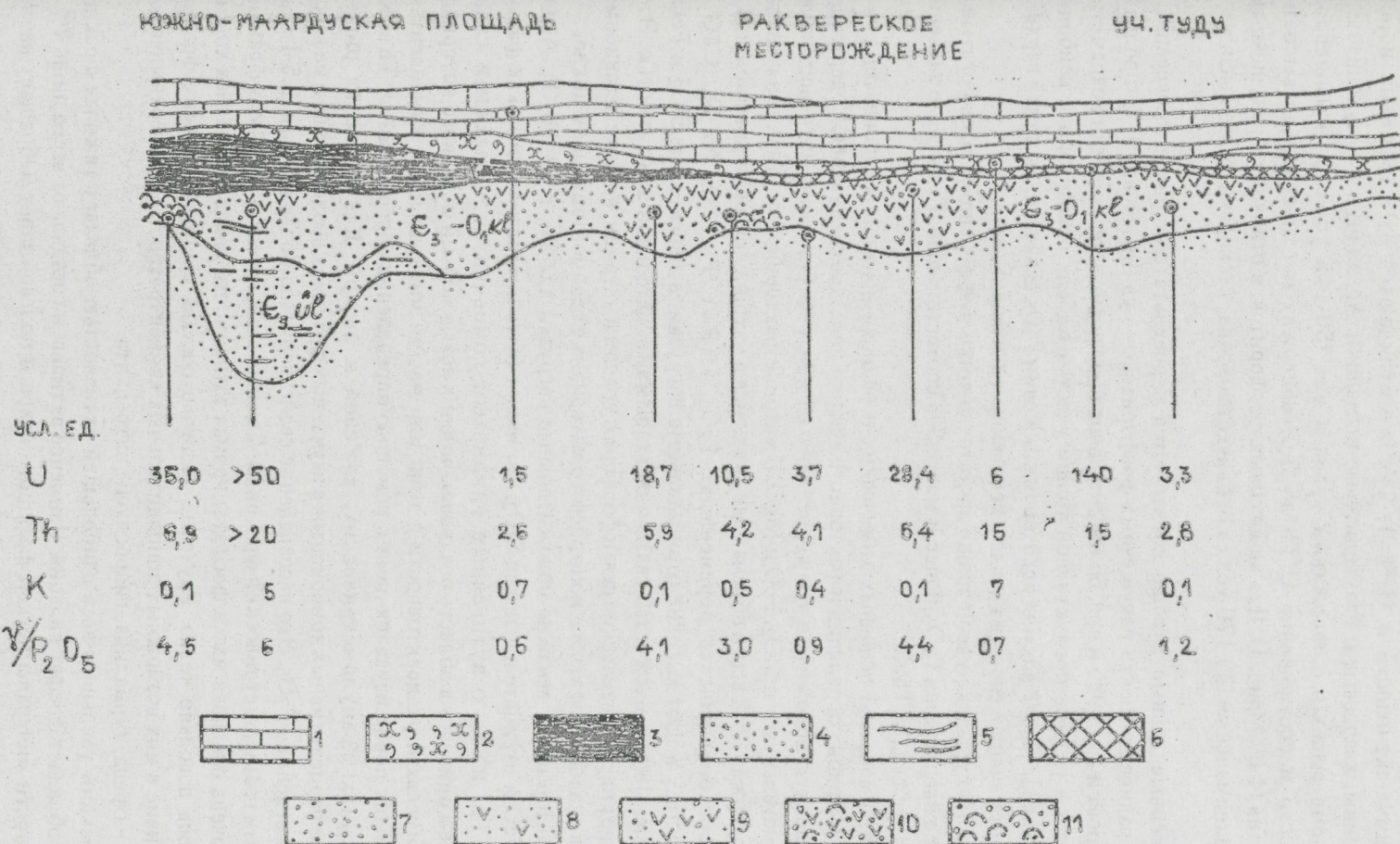


Рис. 1. Литологический профиль фосфоритонесущих отложений Эстонской части Прибалтийско-Ладожского бассейна. 1 - известняк; 2 - песчаник глауконитовый; 3 - аргиллит керогеновый; 4 - алевролит; 5 - прослойки керогенового аргиллита; 6 - фосфорит хемогенный (слой изображен внемасштабно); 7 - песок кварцевый; 8 - песчаник детритистый; 9 - песчаник детритовый; 10 - детритит; 11 - ракушечник.

Примечание: На профиле в объеме каллавереской свиты ($E_3 - O_1 kl$) показана также тситреская свита ($E_3 ls$).

фосфоритоносная толща отличается повышенным содержанием урана, высокими значениями гамма-активности и $U/Th > 1$. Так же отличаются от фосфатных пород вмещающие глины, кварцевые и глауконитовые песчаники. Аргиллиты и глауконитовые песчаники кроме высоких содержаний урана в них (50-145 усл.ед.), повышенной гамма-активности и соотношения U/Th до 5-6, содержат и относительно высокие количества калия (4-6%) (рис. 1). Для хемогенных фосфоритов, в отличие от ракушечных, характерны максимальные (80-170 усл.ед.) количества урана, несколько более высокие — тория.

Все изложенные данные хорошо согласуются с результатами ранее проведенных исследований радиоактивности ракушечных фосфоритовых руд (Беляков, 1977; Фролов и др., 1985; Карпова и др., 1986 и др.). Более детальное прослеживание изменения параметра радиоактивности в разрезе продуктивной толщи участка Кабала показало, что наиболее высокие значения U , Th , γ/P_2O_5 при некотором снижении P_2O_5 свойственны самой верхней части промпласта, сопряженной в кровле с хемогенным фосфоритом.

По содержанию урана в рудной толще достаточно четко дифференцируются богатые и бедные руды с содержанием P_2O_5 более и менее 9% соответственно. Граничные значения урана равны 20 усл.ед.; $U/Th \geq 3$.

Изучение взаимосвязей основных химических и радиохимических компонентов руд с помощью многомерной корреляции и факторного анализа показало следующее. Содержание урана имеет высокую положительную корреляцию с P_2O_5 , F , SrO и гамма-активностью, но сильную отрицательную — с SiO_2 , FeO и MgO . В матрице факторных нагрузок три главных компонента содержат 88% всего объема содержащейся в матрице информации (таблица). В первом факторе большинство переменных: P_2O_5 , $U(Ra)$, F , SrO , Na_2O , CaO и гамма-активность — имеют высокие отрицательные нагрузки, а переменные SiO_2 и FeO — положительные. Первое множество связано со вторым отрицательной зависимостью. Этот фактор отражает парагенетические связи фосфора с ураном и натрием, а также независимое поступление в осадок фосфатного и кварцевого материала в седиментационном цикле.

Второй фактор имеет высокие положительные нагрузки для Th , K_2O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , FeO и отрицательные для SiO_2 . Он может быть интерпретирован как фактор взаимосвязи Th и K с аутигенным глинистым компонентом, обязанным своим возникновением привносу в область осадконакопления новых порций исходного материала. Характер взаимосвязи радиоактивности с теми или иными минеральными компонентами руд и вмещающих пород изучался нами с помощью определения содержаний U , Th и K в разных фракциях: гранулометрических, тяжелой и легкой. Как видно из рис. 2, распределение радиоактивных компонентов в изучаемых фракциях неоднозначно и не всегда совпадает с поведением P_2O_5 . Это несовпадение свойственно наиболее грубым (2,5-1,6 мм) и самым тонким гранулометрическим фракциям. Для песчаных и мелкогравийных фракций, где сосредоточена основная масса фосфата, прямая зависимость урана и обратная тория с P_2O_5 выражена довольно четко. Изучение фазового состава грубых и тонких фракций показало наличие в них возможных дополнительных концентраторов радиогеохимических компонентов — сфена, турмалина, гидрослюды, штренгита.

Среди фракций удельного веса наибольшей активностью обладает тяжелая фракция, где резко преобладает фосфат кальция. Наименее активны и составляют всего лишь 7% от общей активности минералы легкой фракции — кварц и полевой шпат. Обращает на себя внимание тот факт, что коэффициент концентрирования в условно мономинеральных фракциях, полученных путем обработки тяжелой фракции NH_4Cl (без кипячения), по сравнению с исходной породой и тяжелой фракцией, снижается до 1,1 при неизменном

Таблица 1

Матрица факторных нагрузок для данных по химическому составу и гамма-радиометрии ракушечных фосфоритов РФР

Переменные	1	2	3
	Факторы		
CO ₂	0,3333	0,5605	0,7381
SiO ₂	0,6332	-0,6034	-0,4410
TiO ₂	0,4024	0,6365	-0,6240
Al ₂ O ₃	0,3570	0,8110	-0,3627
Fe ₂ O ₃	0,0829	0,8849	-0,2638
FeO	0,5638	0,6036	0,2967
MnO	-0,2718	0,4987	0,7176
CaO	-0,8852	0,2776	0,3228
MgO	0,4321	0,6245	0,6313
Na ₂ O	-0,9100	0,1601	0,1804
K ₂ O	0,3770	0,8431	0,2772
P ₂ O ₅	-0,9813	0,0136	-0,0449
SO ₃	-0,4641	0,5670	-0,4018
гамма-активность	-0,8623	0,2940	-0,2150
SrO	-0,9658	-0,0020	-0,0534
F	-0,9678	0,0630	-0,0292
U(Ra)	-0,8804	0,1604	-0,1555
Th	-0,2040	0,4595	-0,5497
Собственные значения			
	7,749	4,999	3,085
вклад фактора в дисперсию			
	43,05	27,73	17,14

показателе для P₂O₅ – 2,6. Та же картина наблюдается для малых технологических проб руды месторождения Кабала, представленных С.А.Детковским. Если для фоскоконцентрата коэффициент концентрации U и P практически одинаков (2,5-2,4), а U/P₂O₅ – (1,5) равен исходной руде, то для условно моно-минеральной фракции последний показатель составляет лишь 0,6. Снижение удельной активности фосфатного вещества, обработанного NH₄Cl, свидетельствует о присутствии в фосфате кальция двух форм урана – U⁶⁺ легко растворимого, адсорбированного на поверхности фосфата, и U⁴⁺ – прочно связанного в структуре.

f-радиографические исследования шлифов фосфоритов Раквереского месторождения показывают довольно сложное, пятнистое распределение в них урана (рис. 3). Главным концентратором является фосфатное вещество детрита ракушек брахиопод и фосфат цемента хомогенных фосфоритов. Фосфат ракушек менее активен, чем вторичный радиально-лучистый фосфат каемок вокруг зерен кварца. Неравномерное распределение урана в обломках брахиопод определяется обычно окислением пирита, образующего пленки и корочки на них. Максимальной радиоактивностью обладают участки породы, пропитанные гидроокислами железа – лимонитом и гидрогетитом, включающие высокоактивные, вероятно урановые минеральные выделения. Этим фактором можно

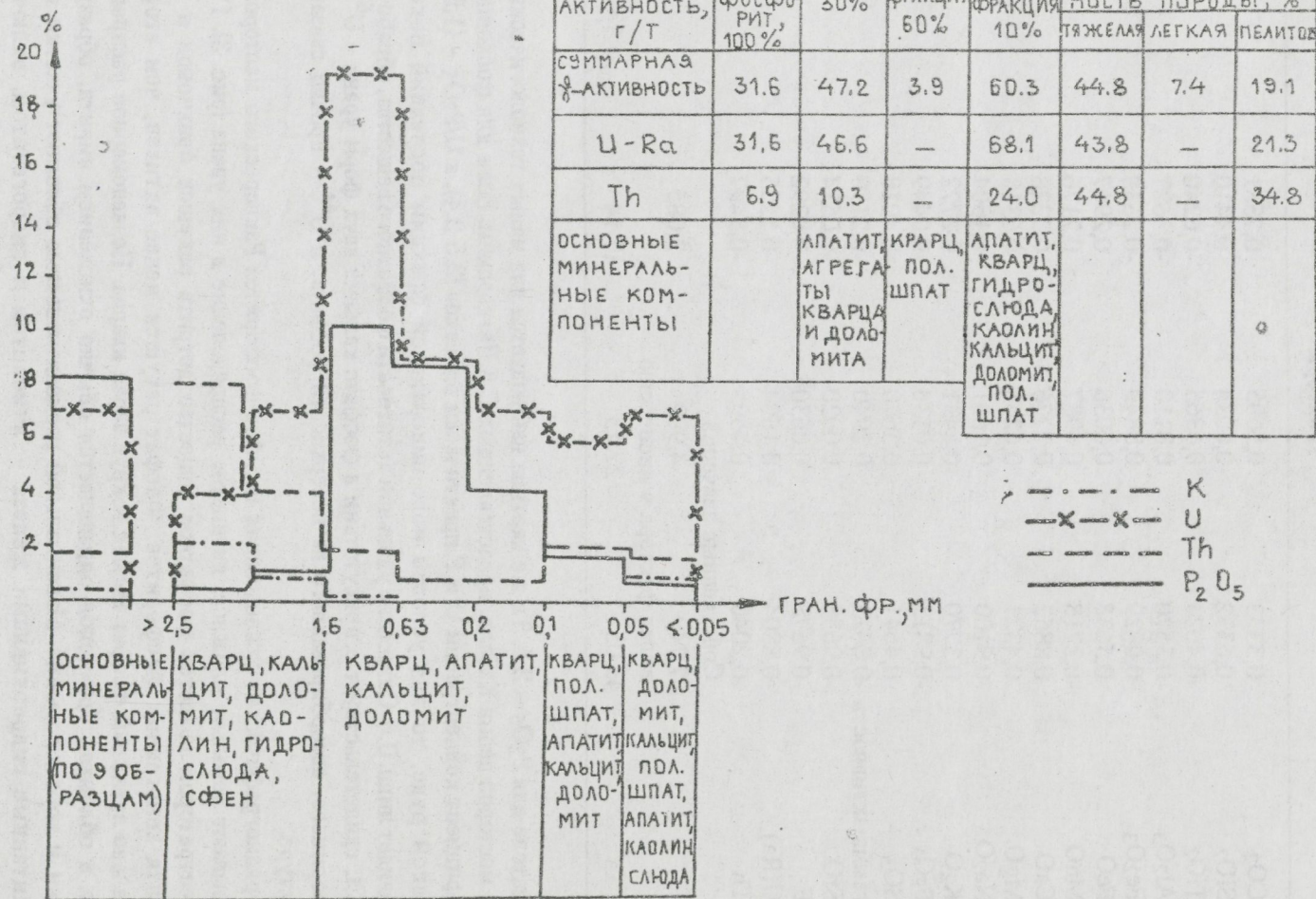


Рис. 2. Распределение радиоактивных элементов в гранулометрических и удельного веса фракциях детритово-ракушечных фосфоритов.

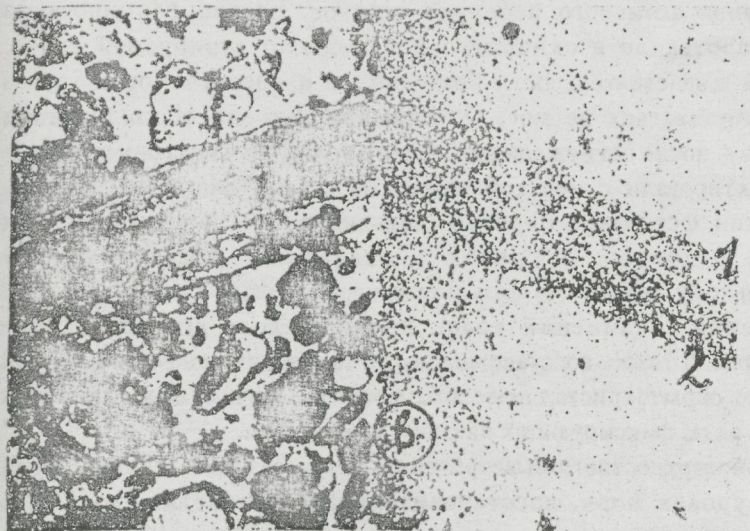
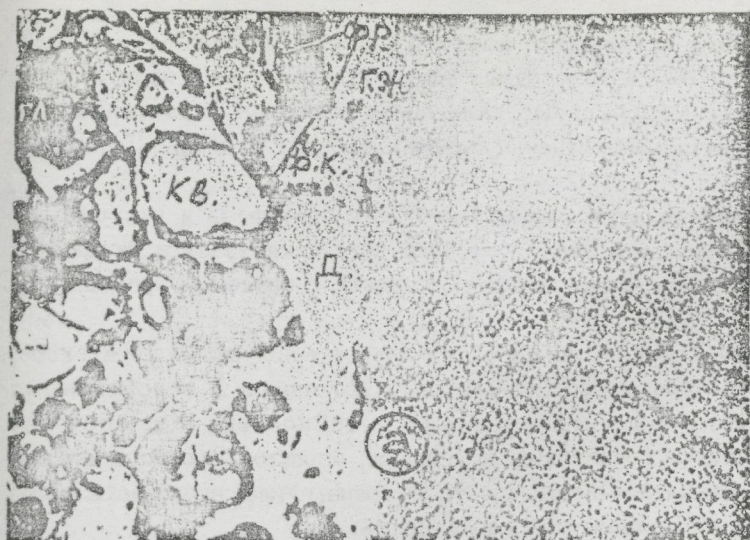


Рис. 3. Распределение урана в фосфоритах РФР по данным γ - радиографии (слева - шлиф; справа - детектор). Фосфориты: а) детритисто-глауконитовые; б) хемогенные (брекчие-видио-слойковые); в) детритово-ракушечные; Ф.Р. - фосфат обломков раковин брахиопод; Ф.К. - цемент вокруг зерен кварца, глауконита; Ф.П. - цемент обломочного материала; кв. - кварц; гл. - глауконит; д. - доломит; г.ж. - гидроксиды железа.

объяснить снижение удельной активности фосфата после его обработки NH_4Cl . С.Д.Левиной и В.Т.Дубинчуком (1977) в ракушечных фосфоритах описаны окислы уранита и кофинита. Высокоактивные минеральные включения особенно характерны для хемогенных фосфоритов. Минимально активны доломит цемента и кварц. Последний практически не активен.

Проведенный анализ распределения радиохимических элементов в ракушечных фосфоритах обусловлен особенностями геохимического поведения урана и фосфора в процессе литогенеза и изменением фациальных обстановок с течением времени и в пространстве.

Одним из главных факторов, влияющих на миграцию и осаждение урана в земной коре, является, как известно, окислительно-восстановительный потенциал. В окислительных условиях уран обладает высокой миграционной способностью, т.к. образует легкорастворимые шестивалентные соединения. В условиях морских бассейнов широко распространены реакции восстановления шестивалентного урана, приводящие к осаждению его в виде труднорастворимых четырехвалентных соединений.

Существенными факторами, контролирующими распределение урана в бассейне седиментации, являются также комплексообразование, при повышенных концентрациях в природных водах комплексообразователей PO_4^{3-} , UO_4^{3-} и др. и сорбционные процессы, обуславливающие сорбцию на коллоидных осадках. Наиболее эффективны среди них фосфаты кальция, гидроксиды и сульфиды железа (Карпова, Михайлов, 1984).

Наиболее высокой миграционной способностью уран обладает в карбонатных щелочных и кислых сульфидных средах. Поведение же фосфора в природных бассейнах и осадках в большей степени зависит от изменения концентрации водородных ионов, т.к. области существования фосфатакальция определяются значениями pH.

Процессы обогащения фосфоритоносных осадков радиохимическими компонентами сложны и многообразны, поскольку они протекают в многокомпонентных системах, в которых уран может связываться с фосфатом кальция, органическим веществом, окислами и сульфидами железа, алюмосиликатами; торий – с фосфатами кальция, глинистым компонентом, глауконитом; калий – с глауконитом и глинистыми минералами.

Продуктивные отложения Прибалтийско-Ладожского бассейна накапливались в слабо опресненном бассейне, в обстановке, меняющейся от нормальной окислительной до восстановительной в условиях активного перемыва осадков. Начало формирования ракушечных фосфоритов протекало в окислительной, хорошо аэрируемой среде, благоприятной для расцвета жизнедеятельности брахиопод, в процессе которой уран в заметных количествах накапливаться не мог. Обогащение раковин оболочек ураном происходило, главным образом, после погружения их на дно в условиях, когда они в течение длительного времени контактировали с морской водой. На стадии диагенеза, судя по пространственной ассоциации фосфата с пиритом (мельниковитом) и гидроокислами железа, условия в донных средах отвечали неустойчивому окислительно-восстановительному режиму. В результате периодической смены реакций окисления и восстановления соединений урана продолжалось его совместное перераспределение с фосфатом, а также восстановление органическим веществом. С этой стадией связано образование скрытокристаллического фосфата, аутигенных глинистых минералов гидрослюдистого ряда, фиксирующих на себе торий и уран.

В процессе эпигенеза и поверхностного выветривания, когда осадки временно могли даже выводиться из-под уровня моря, восстановительная обстановка сменилась окислительной и соединения урана вновь начинают перераспределяться, переходя в более

легкорастворимую форму. Об этом свидетельствует повсеместное присутствие урана в гидроокислах железа.

Главным осадителем урана в керогеновых аргиллитах, формирующихся в резко восстановительной обстановке опресненного водоема, является органическое вещество, а тория - глинистые минералы. Наличием в составе продуктивных отложений и в их кровле керогеновых аргиллитов обуславливается в целом повышение общей радиоактивности, урана и количества Th в рудах и фосконцентрате сланцевосных разрезов, что вытекает из сопоставления радиогеохимической специализации разрезов маардуского и раквереского типов.

Накопление хемогенных фосфоритов, судя по гидрохимическим параметрам (Бурдэ и др., 1986), осуществлялось в условиях восстановительного режима. В качестве комплексообразователей здесь наряду с PO_4^{3-} могут быть и ионы VO_3^{4-} , устанавливаемые кристаллохимическими исследованиями фосфата кальция. Вероятно, начало этого процесса, сопровождавшегося привнесом тория, может быть отнесено к завершающей фазе формирования "облоевой" толщи, осадкам которой в разрезе месторождения Кабала свойственны повышенные примерно в 1,5-2 раза значения $\gamma/\text{P}_2\text{O}_5$ и тория.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляков М.А. Радиоактивность фосфоритов и их технологические свойства: Тезисы докладов Всесоюзного совещания "Вещественный состав фосфоритов". Новосибирск. 1977. С. 108.
2. Левина С.Д., Дубинчук В.Т., Успенский В.Н. Формы нахождения радиоактивных элементов в фосфоритах // Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск: Наука. 1977.
3. Карпова М.И., Михайлов А.С. Уран как индикатор эволюции обстановок и условий фосфатонакопления в природных бассейнах // Обстановки осадконакопления и их эволюция. М.: Наука. 1984. С. 68-80.
4. Фролов В., Беляков М., Раудсеп Р., Лийвранд Х. Фтор в фосфатносных породах месторождения Раквере // Изв. АН СССР. Геол. 1985. 34, N 1. С. 1-6.

О ДВУХ ПОДХОДАХ К СТРАТИГРАФИЧЕСКОМУ РАСЧЛЕНЕНИЮ ТРЕМАДОКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЭСТОНИИ

Х.Н.Хейнсалу, Р.В.Раугсен

В 1989 году вышла из печати монография "Опорные разрезы и стратиграфия кембро-ордовикской фосфоритовосной оболочкой толщи на северо-западе Русской платформы", основными авторами которой являются Л.Е.Попов и К.К.Хазанович. Авторами собрано и обработано большое количество нового фактического материала по оболочке толще севера Ленинградской области и Эстонии. Монографическое изложение данного материала без всяких сомнений является ценным вкладом, обогащающим наши знания об этой очень сложной толще, залегающей на границе кембрия-ордовика.

Настоящая статья не ставит целью проанализировать достоинства или недостатки этой монографии. Нам хочется сосредоточить свое внимание лишь на одном аспекте: на сравнении предложенной в монографии Л.Е.Поповым и К.К.Хазановичем схемы стратиграфического расчленения тремадокских отложений Северной Эстонии со схемой, принятой и утвержденной стратиграфической комиссией Эстонии.

Следует напомнить, что первое лито-биостратиграфическое расчленение рассматриваемых отложений дал А.Эник (Örik, 1929). В дальнейшем предложенная А.Эником схема видоизменялась по мере поступления новой информации в ходе более чем полувекового изучения (Мююриселл, 1958 а,б; 1960; Давыдова, Гольдштейн, 1960; Loog, 1964; Лоог, Кивимяги, 1968; Хейнсалу, 1981, 1987). Основные успехи биостратиграфического расчленения тремадокских отложений достигнуты за последние два десятилетия (Вийра, Кивимяги, Лоог, 1970; Кальо, Кивимяги, 1974; 1976; Кальо, 1970; Kaljo et al., 1986; Хейнсалу и др., 1987; Волкова, Менс, 1988; Mens et al., 1989).

Авторы монографии уже в 1985 году (Попов, Хазанович, 1985) предложили этот интервал разреза подразделить на две свиты: маардускую (с маардуской и суурйыгиской пачками) и лахемааскую (с вихулаской, орасонской, тоолсеской и тюрисалуской пачками) (табл. I и рисунок). В основу деления, по замыслу авторов, "кладется циклическое строение разреза, распределение биокластического материала и его характер (автохтонность или аллохтонность фаунистических остатков), ... обе свиты представляют собою трансгрессивные полуциклы, осложненные цикличностью второго порядка. Нижние границы обеих свит совпадают с поверхностями перерывов (маардуская в основании зоны *Cordylodus andresi*, лахемааская в верхней части зоны *C. lindstromi*). Кроме того внутри маардуской свиты прослеживается более или менее развитый перерыв в основании зоны *C. proavus*. Там, где обе поверхности перерыва совмещаются, наблюдается выпадение нижней части маардуской свиты, отвечающей зоне *C. andresi* и, возможно, части зоны *C. proavus* (на запад от Таллинна). Аналогичная поверхность перерыва второго порядка устанавливается в лахемааской свите приблизительно в основании зоны *C. angulatus* — *C. rotundatus*. При совмещении поверхностей перерыва первого и второго порядка (это наблюдается на запад от водопада Ныммеески) нижняя часть лахемааской свиты, отвечающей зоне *C. lindstromi*, выпадает, а нижняя граница свиты приобретает резкий эрозионный характер. ... есть основания связывать эту цикличность с эвстатическими колебаниями уровня моря" (личное сообщение).

В принятой в Эстонии схеме расчленения тремадокских отложений свиты выделяются по сложившейся традиции как комплексы пород, характеризующиеся общим сходством литологических признаков (оболовые песчаники, граптолитовые аргиллиты), а свиты, в свою очередь, по детализации литологических признаков подразделяются на более однородные литологические тела – пачки. Следовательно, в основе выделения свит и пачек в схеме Эстонии лежит литологический принцип. При выделении пачек и свит учитывается следующее требование: они должны быть картируемыми, т.е. визуальными в полевых условиях.

Предложенная Л.Е.Поповым и К.К.Хазановичем схема построена на цикличности, т.е. в ее основе лежит временной принцип выделения свит, а частично и пачек. Все выделенные подразделения характеризуются фаціальными изменениями по площади, а границы их можно определить только в результате изучения фауны, в основном конодонтов, что является очень трудоемкой задачей.

Попытка расчленения разреза оболково-диктионемовой толщи тремадока Эстонии по принципу выделения в ней циклов не является новой. Впервые эта толща была расчленена на циклы Т.Н.Давыдовой и Ц.Л.Гольдштейн (1960). Циклы, в свою очередь, подразделялись ими на горизонты (табл. 2). Под влиянием этих исследований А.Лоог дополнил литостратиграфическую схему отложений пакерортского горизонта К.Мююрисеппа (1958 а, б; 1960) и выделил в ней новые пачки: суурыйгискую и орасояскую (Loog, 1964). Суурыйгиская пачка А.Лоога – это нижний горизонт верхнего цикла (комплекса) Т.Н.Давыдовой и Ц.Л.Гольдштейн, который, по мнению авторов, является разновозрастным образованием, как и другие выделенные ими подразделения. По утверждению авторов, проведенное ими расчленение разрезов "основано на сочетании детального сравнительного изучения вертикальной последовательности и тщательного анализа изменений на площади выделенных подразделений", которые ... "подтверждены данными анализа спор, проведенного С.Н.Наумовой для опорных разрезов (мыс Пакри, Сака, Копорье)". К сожалению, временные реперы в граптолитовых аргиллитах, полученные в результате изучения спор, оказались ошибочными. За последующие годы на основании изучения граптолитов доказана разновозрастность граптолитовых аргиллитов (Кальо, Кивимяги, 1974; 1976). А за последнее десятилетие путем изучения конодонтов непосредственно доказана и разновозрастность песчаных отложений, объединенных Т.Н.Давыдовой и Ц.Л.Гольдштейн в нижний горизонт верхнего цикла (комплекса).

Следовательно, при установлении новой единицы местной шкалы – суурыйгиской пачки – А.Лоогом также принималась концепция разновозрастности включенных в нее

Рисунок. Разрезы тремадокских отложений в обнажениях глинта Северной Эстонии. А - литостратиграфическое расчленение, принятое в Эстонии (Kaljo et al., 1986); Б - расчленение, предложенное авторами монографии (Опорные разрезы..., 1989).

А. 1 - глауконитовый песчаник; 2 - глина; 3 - граптолитовый аргиллит; 4 - детритовый песчаник; 5 - кварцевый алевролит с прослоями граптолитовых аргиллитов; 6 - алевролит с глинистыми прослоями; 7 - брахиоподы: а - целые створки, б - их детрит; 8 - конкреции антраконита; 9 - пиритовый слой; 10 - гальки (темные - фосфатизированные); 11 - основание зоны *Cordylodus rotundatus* – *C. angulatus*.

Б. 1 - рассеянные в породе зерна глауконита; 2 - глина; 3 - органогенные аргиллиты; 4 - среднезернистые пески; 5 - мелкозернистые пески; 6 - алевриты; 7 - ритмичные прослои органогенных аргиллитов; 8 - биокластический материал; а - ракуша, б - детрит (неопределенный); 9 - конкреции "антраконитов"; 10 - пиритовый слой; 11 - гальки песчаников (а) и фосфоритовые гальки (б); 12 - спикулы губок; 13 - карбонатные конкреции; 14 - детрит рабдосом граптолитов; 15 - доломитовый цемент; 16 - детрит, образованный обломками створок *Schmidtites*; 17 - хемогенные фосфориты; 18 - стратиграфические несогласия в основании оболочевой толщи и в основании лээтсеской свиты; 19 - основание вихулаской пачки лахемаской свиты (*O₁hV*).

отложений. Поэтому в суурыйгискую пачку попадали различные по литологическому облику отложения, хотя в принципе должно быть наоборот: пачка должна включать литологически возможно более однородные отложения, которые по возрасту могут отличаться. Таким образом, в суурыйгискую пачку А.Лоог в Западной Эстонии включил т.н. детритовый слой – верхнюю часть маардуской пачки, в понимании К.Мююрисеппа, или *Detritusbank* в верхней части зоны γ , по А.Эпику (Õrik, 1929). В Восточной Эстонии в суурыйгискую пачку А.Лоог включил низы маардуской пачки, по К.Мююрисеппу, или зону β , по А.Эпику, представленную "оболовым конгломератом". То есть к суурыйгиской пачке были отнесены литологически различные отложения, которых объединила только предполагаемая разновозрастность, оказавшаяся, как показано выше, ошибочной. В дальнейшем было предложено литологически различную восточную часть суурыйгиской пачки выделить в самостоятельную раннюю пачку (Хейнсалу, 1981; 1987).

В предложенной Л.Е.Поповым и К.К.Хазановичем схеме расчленения тремадокских отложений авторы в принципе возвращаются к схеме Т.Н.Давыдовой и Ц.Л.Гольдштейн, видоизменяя ее с учетом новой информации, накопленной за последние десятилетия:

Таблица 2

Сопоставление схем расчленения фосфатоносных отложений Северной Эстонии

Давыдова, Гольдштейн (1960)		Попов, Хазанович (1983, 1989)
Верхний комплекс	Верхний цикл	V цикл – лахемааская свита
Нижний комплекс	Средний цикл	IV цикл – маардуская свита
		III цикл – тситреская свита
	Нижний цикл	II цикл – юлгазеская свита

I циклу, по Л.Е.Попову и К.К.Хазановичу, в рассматриваемой схеме соответствуют отложения саблинской свиты (E_{2sb}) на территории Ленинградской области.

II цикл осадконакопления оболочевой толщи представлен отложениями юлгазеской свиты (E_{3il}), объем которой не отличается от принятого в эстонской схеме.

К III циклу относятся отложения тситреской свиты (E_{3ts}), впервые выделенной Л.Е.Поповым и К.К.Хазановичем (1985) из состава маардуской пачки каллавереской свиты ($E_3 - O_{1klM}$) в разрезе ручья Турьекелдер, который является стратотипом свиты. Установлена свита на основании фаунистических данных: она представлена подзоной *Proconodontus* зоны *Westergaardodina*. Из оболочек встречены *Oepikites obtusus*, *Schmidtites celatus* и *Ungula ingraca*, но все эти формы встречены и в вышележающих маардуских отложениях.

Отложения тситреской свиты в стратотипическом разрезе ручья Турьекелдер имеют и некоторые специфические признаки литологического облика: от подстилающих юлгазеских они отличаются наличием небольших (первые сантиметры) прослоев брахиоподового ракушечника, а от перекрывающих маардуских – наличием прослоев глины. Однако к югу от глинта по литологическим признакам свита с полной уверенностью уже не выделяется. По устному сообщению Л.Е.Попова известно, что конодонты здесь не изучались. Следовательно, территорию распространения отложений тситреской свиты,

показанную на рис. 40 (с. 191 монографии), следует считать не совсем достоверно выделенной.

IV циклу осадконакопления соответствуют отложения маардуской свиты, которая подразделяется на две подсвиты: нижне- ($E_3 - O_{1m1}$) и верхнемаардускую (O_{1m2}), отвечающие соответственно двум циклам II порядка. Объем выделенной маардуской свиты больше объема маардуской пачки в эстонской схеме за счет включения в нее большей части суурйыгиской пачки в районе Вихула-Тоолсе и нижней части раннуской пачки в обнажениях Азери и Сака (рисунок). Нижняя граница маардуской свиты совпадает с таковой каллавереской свиты или маардуской и частично раннуской пачек в эстонской схеме. Граница между нижне- и верхнемаардускими подсвитами проводится в окрестностях Маарду в основании верхнего слоя "оболового конгломерата", т.е. в основании конодонтовой зоны *Cordylodus proavus*. В разрезах Вихула (Суурйыги) и Тоолсе она проведена в основании суурйыгиской пачки, т.е. внутри зоны *C. proavus*. От Маарду до Вихула положение этой границы неясное. Например, судя по описанию разреза ручья Турьекелдер, она здесь проведена внутри зоны *C. andresi*.

Объемы маардуской пачки в обеих рассматриваемых схемах в разрезах глинта совпадают, за исключением района Азери-Сака, где Л.Е.Попов и К.К.Хазанович нижнюю часть раннуской пачки выделяют в маардускую свиту. К суурйыгиской пачке авторы монографии относят только ее восточную часть в районе Вихула-Тоолсе (но без самой верхней части, которая отнесена уже к вышележащей вихулаской пачке) и небольшую часть разреза (первые десятки сантиметров) в обн. Сака. Суурйыгиская пачка территориально является наиболее восточной частью верхнемаардуской подсвиты (рисунок).

Соотношения V цикла осадконакопления, названного лахемааской свитой (O_{1lh}), с литостратиграфическими подразделениями, принятыми в Эстонии, самые сложные. Особенно это касается самой нижней – вихулаской пачки (O_{1lhV}) лахемааской свиты. В западных разрезах глинта Эстонии вихулаская пачка совпадает с суурйыгиской пачкой. В районе Вихула-Тоолсе к вихулаской пачке отнесена верхняя часть суурйыгиской пачки (самая верхняя из нескольких косослоистых серий детритовых песчаников) и вся кателаская пачка (O_{1kK}). Дальше к востоку в районе Азери-Сака к вихулаской пачке отнесена верхняя часть раннуской пачки ($E_3 - O_{1kR}$), включая верхний слой "оболового конгломерата" и всю орасояскую пачку (O_{1kO}), а от Валасте до Утрии объем вихулаской пачки совпадает с раннуской пачкой. Отложения раннуской пачки в обнажении Орасоя отнесены авторами к верхнетосненской подсвите (O_{1ts2}). К югу от глинта на Раквереском месторождении фосфоритов вихулаская пачка соответствует раннуской и кателаской пачкам или только раннуской пачке.

Орасояская пачка (O_{1lhOR}), в понимании Л.Е.Попова и К.К.Хазановича, по сравнению с эстонской схемой, территориально более ограничена (обн. от Валасте до Орасоя) (рисунок).

Тоолсеская пачка (O_{1lhTL}) рассматриваемой схемы отвечает нижней части тоолсеской пачки (O_{1trTl}) эстонской схемы, а вся табасалуская пачка (O_{1trT}) и верхняя часть тоолсеской пачки авторами монографии отнесены к тюрисалуской пачке (O_{1lhT}).

Авторы утверждают, что в наиболее полных разрезах (обн. Вихула, Тоолсе) нижняя граница лахемааской свиты (и вихулаской пачки) "отвечает конодонтовой зоне *Cordylodus lindstromi*" (с. 168, 170 монографии), и что к западу от этих разрезов наблюдается ... "некоторое возрастное скольжение нижней границы" до "зоны *C. angulatus - C. rotundatus*". Наблюдаемое явление объясняется выпадением одного из двух циклов второго порядка,

устанавливающихся для трансгрессивной фазы лахемааского цикла в наиболее полных разрезах".

Но, к сожалению, возрастное скольжение нижней границы вихулаской пачки в восточном направлении еще больше: в обн. Сака она проведена в основании зоны *C. proavus*. Также следует возразить против утверждения авторов о том, что в наиболее полных разрезах обн. Вихула (Суурыйги) и Тоолсе для трансгрессивной фазы лахемааского цикла установлены два цикла второго порядка. На самом деле, в этих разрезах от основания выделенной авторами лахемааской свиты (зоны *C. lindstromi*) идет постепенное уменьшение зернистости терригенного кварца и убывание количества детрита брахиопод, а также постепенный переход песчаных пород в вышележащие аргиллиты, т.е. разрез представлен только одним трансгрессивным циклом (первого порядка). А в более западных разрезах не может выпасть один цикл второго порядка (которых нет и в названных наиболее полных разрезах), поскольку в этих разрезах (Юлгасе, Мязкалда, Сухкрумяги) обнаружена полная последовательность конодонтовых зон: ниже зоны *C. angulatus* – *C. rotundatus* имеется зона *C. lindstromi*. Следовательно, граница размыва между зонами *C. lindstromi* и *C. angulatus* – *C. rotundatus* (которая здесь принята нижней границей лахемааского цикла) является свидетельством очень кратковременного перерыва в осадконакоплении внутри этой терригенной толщи, но не выпадения целого цикла второго порядка.

Авторы монографии при изучении оболково-диктионемовой толщи поставили себе интересную, но трудную задачу: путем тщательного изучения перерывов в осадконакоплении постараться выявить в них проявления глобальных эвстатических событий "Lange Ranch Eustatic Event" ("Лэндж Рэнч") и "Black Mountain Eustatic Event" ("Блэк Маунтин"), которые, по мнению Дж.Миллера, фиксируются соответственно в основании зоны *Cordylodus proavus* и зоны *C. angulatus* (Miller, 1984). Кстати, мнение о достоверности существования таких эвстатических событий разделяется не всеми исследователями (Ludvigsen, Pratt, Westrop, 1988).

Л.Е.Понов и К.К.Хазанович приходят к выводу, что перерыв в основании маардуской свиты (IV цикл) можно сопоставлять с эвстатическим событием "Лэндж Рэнч", а перерыв в основании лахемааской свиты (VI цикл) – с событием "Блэк Маунтин". Однако с последним утверждением трудно согласиться. Поскольку в Северо-Восточной Эстонии нижняя граница лахемааской свиты (на примере обн.Сака) проведена в основании зоны *C. proavus*, то она должна соответствовать событию "Лэндж Рэнч". Таким образом, эвстатическое событие "Лэндж Рэнч" на территории Северной Эстонии, по-видимому, можно сопоставлять с перерывом в основании (или внутри) маардуской свиты, а на востоке – с перерывом в основании лахемааской свиты (в эстонской схеме это соответствует нижней границе каллавереской свиты). Проявлением эвстатического события "Блэк Маунтин" в рассматриваемых отложениях Северной Эстонии можно считать кратковременный перерыв в осадконакоплении только на западе Эстонии (включая разрез р. Валгейги в обн. Ныммеветски) на границе конодонтовых зон *C. lindstromi* и *C. angulatus* – *C. rotundatus*, т.е. в основании лахемааской свиты или в основании суурыйгиской пачки эстонской схемы. В районе Вихула-Тоолсе в это время, по-видимому, происходит смена регрессивного развития на трансгрессивное, а еще восточнее – нормальное постепенное трансгрессивное развитие "оболково-диктионемового" моря. Если, конечно, в ходе дальнейшего более детального фаунистического исследования в разрезах этого региона не будут выявлены скрытые перерывы на уровне, соответствующем событию "Блэк Маунтин".

Итак, вышеизложенное еще раз приводит нас к заключению о разном ходе истории осадконакопления на западе и востоке Северной Эстонии (Хейнсалу, 1981; 1987). В

рассматриваемом интервале времени (от зоны *Cordylodus proavus* до зоны *Drepanoistodus deltifera pristinus* включительно) на Северо-Востоке Эстонии (восточнее Сака) осадконакопление шло в виде одной трансгрессивной серии без видимых перерывов: от брахиоподового ракушечника на нижней границе до граптолитовых илов в верхах серии. В то же время на западе Эстонии тот же интервал времени (выше подзоны *Proconodontus* и до зоны *Drepanoistodus deltifera pristinus* включительно) характеризуется цикличностью осадконакопления. Западнее Таллина имеются два, а восточнее его в Маардуском фосфоритоносном районе - три трансгрессивных цикла, представленных в основании "оболочным конгломератом" или детритовым песчаником, постепенно переходящим в мелкозернистые пески и алевроиты с прослоями граптолитовых аргиллитов или в сплошную толщу аргиллитов (верхний цикл). Два цикла (при сильно сокращенном нижнем) представлены и в обнажении Сака.

Что же касается выделенной авторами монографии лахемааской свиты, то объем ее оказался разным в Западной (от зоны *C. angulatus* - *C. rotundatus* до зоны *Drepanoistodus deltifera pristinus* включительно) и Восточной Эстонии (от зоны *C. proavus* до зоны *D.d. pristinus* включительно), хотя и тут и там осадкообразование шло в виде одного цикла, но разной длительности.

Следовательно, попытка Л.Е.Попова и К.К.Хазановича расчленить тремадокские отложения Северной Эстонии путем выявления цикличности осадконакопления является интересной в теоретическом плане. Но практический результат этой работы в виде предложенной стратиграфической схемы нельзя признать удачным. Допущена неточность в интерпретации разновозрастности нижней границы V цикла (лахемааской свиты), чем обусловлена неправильная корреляция выделенных циклов в Западной и Восточной Эстонии. Это обстоятельство, в свою очередь, повлекло за собою практически повсеместную неопределенность границ выделенных стратиграфических подразделений. Поскольку эти подразделения в основном не имеют и однозначного литологического облика, то выделение их крайне затруднено, а во многих случаях представляет практически неразрешимую задачу.

ЛИТЕРАТУРА

1. В и й р а В.Я., К и в и м я г и Э.К., Л о о г А.Р. О литологии и возрасте варангуской пачки (тремадок Северной Эстонии) // Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 1970. N. 19. N 2. С. 147-155.
2. В о л к о в а Н.А., М е н с К.А. Распределение акритарх в пограничных слоях кембрия и ордовика разреза Сухкрумьяги (Северная Эстония) // Изв. АН ЭССР. Геол. 1988. N 3. С. 97-102.
3. Д а в ы д о в а Т.Н., Г о л ь д ш т е й н Ц.Л. Генезис осадков и палеогеография начала ордовика северной части Советской Прибалтики // Междунар. геолог. конгресс. XXI сессия / Доклады сов.геологов. Проблема 12. Региональная палеогеография. М., 1960. С. 15-24.
4. К а л ь о Д.Л. О граптолитовых зонах тремадока и аренига Прибалтийской и Московской синеклиз // Граптолиты СССР. М.: Наука. 1974. С. 31-36.
5. К а л ь о Д.Л., К и в и м я г и Э.К. Зональное расчленение тремадока Эстонии // Граптолиты и стратиграфия. Таллин. 1976. С. 56-63.
6. К а л ь о Д.Л., К и в и м я г и Э.К. О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций // Известия АН ЭССР. Сер. Химия. Геология. 1970. Т. 19. N 4. С. 334-341.

7. Лоог А.Р., Кивимяги Э.К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии // Изв. АН ЭССР. Хим. Геол. 1968. Т. 17. N 4. С. 374-385.
8. Мююрисепп К.К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР: Тез. докл. научн. сессии, посвященной 50-й годовщине со дня смерти акад. Ф.Б. Шмидта. Таллинн, 1958 а, С. 28-30.
9. Мююрисепп К.К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до р. Сясь // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1958 б. Т. 3. С. 55-79.
10. Мююрисепп К.К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений // Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. 1960. Т. 5. С. 37-44.
11. Попов Л.Е., Хазанович К.К. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты // Труды ГИГХС. 1985. Вып. 63. С. 38-47.
12. Хейнсалу Х.Н. Литология фосфатноносных отложений тремадока Северной Эстонии // Автореф. канд. дис. Таллинн, 1981. 23 с.
13. Хейнсалу Х.Н. Литостратиграфическое расчленение тремадокских отложений Северной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Геол. 1987. Т. 36. N 2. С. 66-78.
14. Хейнсалу Х.Н., Вийра В.Я., Менс К.А., Ол Т.В., Пуура И.В. Кембрийско-ордовикские пограничные отложения разреза Юлгазе, Северная Эстония (неостратотин маардуской пачки) // Изв. АН ЭССР. Геол. 1987. Т. 36. N 4. С. 154-165.
15. Kaljo D., Borovko N., Heinsalu H., Khazanovich K., Mens K., Popov L., Sergejeva S., Sobolevskaja R., Viira V. The Cambrian-Ordovician boundary in the Baltic-Ladoga clint area (North Estonia and Leningrad Region, USSR) // Изв. АН ЭССР. Геол. 1986. Т. 35. N 3. С. 97-108.
16. Kaljo D., Heinsalu H., Mens K., Puural I., Viira V. Cambrian-Ordovician Boundary beds at Tõnismägi, Tallinn, North Estonia // Geol. Mag. 125 (4). 1988. P. 457-463.
17. Kaljo D., Viira V. Cooccurrence of conodonts and graptolites in the Estonian early Tremadoc // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1989. 33. N 3. P. 97-100.
18. Ludvigsen R., Pratt B.R., Westrop S.R. The Myth of a Eustatic Sea Level Drop Near the Base of the Ibexian Series // In Ed Landing (ed.) / The Canadian Paleontology and Biostratigraphy Seminar, Proceeding of Meeting. Sept. 26-29. 1986. New York State. Museum. Bull. 462. 1988. P. 6570.
19. Лоог А. Пакерорди lademe litostratigraafilisest liigestusest avamusei // VII Eesti loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1964. L. 8284.
20. Mens K., Viira V., Paalits I., Puural I. Cambrian-Ordovician boundary beds at Mäekalda. Tallinn. North Estonia // Изв. АН ЭССР. Геол. 1989. N 3. С. 101-111.
21. Miller J.F. Cambrian and earliest Ordovician conodont evolution, biofacies and provincialism // Clark, D.L. (ed.) Conodont biofacies and provincialism / Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 196. 1984. P. 4368.
22. Öpik A. Der estländische Obolenphosphorit. Tallinn. 1929. 52 S.

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ ФОСФОРИТОВЫХ РУД РАКУШЕЧНОГО ТИПА

Л.Ф. Шагрин

Под термином ракушняки или ракушечные залежи применительно к месторождениям фосфоритовых руд ракушечного типа принято понимать рыхлые или в различной степени сцементированные породы, состоящие из переотложенной ракуши отмерших брахиопод с примесью терригенной составляющей.

Более богатая часть фосфоритовых руд Раквереского фосфоритоносного района Прибалтики сложена ракушечными залежами и детритисто-детритовыми песчаниками, рудный компонент которых представлен фосфорсодержащими створками и обломками беззамковых брахиопод. Поэтому выявление причин концентрации ракушечного материала и условий формирования его в залежи заслуживают особого внимания как с точки зрения генезиса фосфоритовых месторождений ракушечного типа, так и с позиции их прогнозирования.

По гранулометрическим особенностям ракушняки сопоставимы с гравийно-галечными образованиями, которые формировались в гидродинамически активной среде. По условиям формирования ракушечные залежи подразделяются на две большие группы: подводные и надводные. В подводных условиях концентрация ракуши может осуществляться при перераспределении рыхлых осадков донными течениями. В этом случае образуются маломощные залежи, состоящие преимущественно из целых, не битых створок раковин, ориентированных вверх выпуклой поверхностью. Причем вершины створок раковин при устойчивом течении ориентируются в одном азимутальном направлении, образуя своеобразную черепитчатую структуру. Такие залежи ракушяков характеризуются несогласным залеганием на неровной эродированной поверхности сцементированных более древних отложений.

Другой подводной формой концентрации ракушечного материала являются ракушняковые банки, образующиеся скоплением прирастающих друг к другу экземпляров преимущественно одного вида на подводном возвышении с пологими склонами. Например, современные устричные банки образуются в прибрежной области морей на глубине нескольких метров в зоне сильного дествия волн. Брахиоподы группы оболид, створками которых сложены руды Раквереского фосфоритоносного района, хотя и прикреплялись к поверхности дна, но вели одиночный образ жизни и не образовывали ракушечных банок, подобных устричным. Концентрация их осуществлялась другими путями.

Причиной подводной концентрации ракушечного материала может оказаться естественная сепарация взмученного штормом рыхлого осадка, в процессе которой раковины и их створки отделяются от песчано-илистой взвеси и формируют самостоятельный слой без определенной ориентировки створок. В разрезах "штормовых" осадков или так называемых темпеститов (Айгнер, 1985; Крейза, Бамбах, 1985 и др.) наблюдается закономерная последовательность слоев, образующаяся ламинационной парой — ракушняковым слоем и слоем ламинационно-тонкослоистых отложений, перекрывающих ракушняковый слой. В штормовых отложениях (темпеститах) раковинный материал не подвергался значительной транспортировке, хотя он смещен с места первичного захоронения. Поэтому окатывания и глянцеваия створок раковин в отложениях этого типа не наблюдается. Осадочный материал, образующий корочки на раковинах и выполняющий их внутреннюю часть, литологически идентичен подстилающему осадку (Крейза, Бамбах, 1985).

Наблюдения за текстурно-структурными особенностями продуктивных толщ Прибалтийско-Ладожского фосфоритоносного бассейна позволяют предполагать наличие в этих толщах признаков, характерных для вышеописанных темпеститов. К последним, с большой долей вероятности, можно отнести некоторые слои маардуской пачки, залегающие трансгрессивно на более сцементированных отложениях тискреской свиты Ленинградской области в тех частях разрезов, в которых раковинный материал не имеет определенной ориентировки, а залегающие выше горизонтально-слоистые песчано-алевритовые отложения вместе с ракушечниками составляют ламинационную пару.

При наблюдении за современными процессами осадконакопления выяснилось, что волноприбойная зона морских пляжей в определенных условиях становится естественной "обогащительной фабрикой", способствующей концентрации раковинного материала и отложению его в виде ракушечных залежей. В период ордовикской седиментации в ряде районов платформенных областей ракушечные залежи формировались за счет фосфорсодержащих раковин обол и лингул.

Считается, что основная популяция бентосных организмов располагается в зоне фотосинтеза, в которой формируется питательная среда. Эта зона в некоторой ее части совпадает с фациями накопления илесто-песчаного материала, характеризующимися относительно спокойной гидродинамической обстановкой. Такая обстановка соответствовала месту обитания и естественного отмирания брахиопод. Поэтому в полосе развития илесто-песчаного материала можно наблюдать рассеянное, иногда слабо скученное захоронение ракушечного материала. При резком понижении уровня воды в бассейне и осушении участков естественного захоронения брахиопод поверхностные слои грунта разрушаются, высвобождая раковинный материал. Последний, обезвоживаясь, тоже разрушается, превращаясь в детрит, который в процессе перемещения эоловых масс перемешивается с другим кластическим материалом. Последующий процесс скучивания раковин, их створок и детрита и формирование ракушечных залежей можно представить следующим образом. В условиях очередной трансгрессии бассейна волноприбойная зона следует за береговой линией, сепарируя остреченный на своем пути обломочный материал. При отмучивании пелитовый материал уходит в углубленные участки бассейна, песчаная масса, перемываясь, остается в прибрежной части, распределяясь согласно гранулометрическому составу по береговому склону.

Часть детрита и створки раковин отделяются от песка в силу их гранулометрических особенностей и концентрируются (скучиваются), как было выяснено при наблюдении, в пляжевой ступени — берме, т.е. перед внешним склоном берегового вала, а затем при соответствующей энергии волны перебрасываются через вал в вогнутую часть "мокрого" пляжа, играющую роль своеобразной второй ловушки. Таким образом, формируется линза ракуши, которая впоследствии перекрывается эоловым кластическим материалом.

В условиях стабилизации уровня водного бассейна и его последующего отступления ракушечная залежь захоранивается, перекрываясь эоловой песчаной массой. Вариации скоростей и направлений перемещения береговых зон морских бассейнов могут создавать "многоэтажные" залежи ракушечных линз, подобные рудным залежам месторождений фосфоритов Прибалтики. Доказательством последнего служит крайнее непостоянство наблюдаемых мощностей ракушечных залежей Раквереского фосфоритоносного района и их строения. Образовавшаяся залежь ракушечного материала может сохраниться лишь в условиях последующей за отложением регрессии, т.к. в трансгрессивные фазы ранее сформировавшиеся прибойные или штормовые валы размываются береговой эрозией. Примером реликтовых береговых валов могут служить древние валы Пицунды,

зафиксировавшие в разное время положение береговой линии (Арсланов, Балабанов и др., 1982). Береговые валы, формирующиеся в волноприбойных зонах пологих берегов в условиях штормов (штормовые валы) и при волноприбойной деятельности (прибойные валы) в случае отсутствия гравийно-галечной терригенной составляющей, могут слагаться ракушечным материалом.

Штормовые валы занимают более высокие отметки в поперечном морфологическом профиле береговой зоны, чем прибойные. Они характеризуются невыдержанностью по простирацию и вкрест простираия и представляют собой в ископаемом состоянии локально развитые линзы с быстро меняющимися мощностями. Граница с подстилающими отложениями резкая и фиксируется по смене гранулометрического и вещественного состава пород. Слагаются валы бесструктурным осадком без определенной ориентировки и сортировки обломочного материала. В случае присутствия раковинного материала в его составе наблюдаются как целые раковины, так и их остроугольные обломки. Границы распространения таких линз резкие, особенно в верхней части. Подобного рода осадки Д.В.Наливкин (1955) относил к надводным (наземным) образованиям.

Прибойные береговые валы в условиях линейной вытянутости береговых пляжей отличаются хорошей выдержанностью по простирацию, относительной сортированностью и параллельной ориентировкой обломочного, в частности, раковинного материала. Примерно половина створок раковин ориентирована либо вверх, либо вниз по слою своей выпуклостью, а 80% створок ориентировано горизонтально или согласно косой слоистости. Наравне с битой ракушей наблюдается большое количество целых створок. В разрезах подводных береговых валов намечается заметная косая слоистость. Подводные валы, формирующиеся при откате волн, слагаются более мелкими песками с примесью в различных пропорциях органогенного детрита. Эти валы имеют значительные размеры и слагаются из более сортированного песчаного материала. Границы подводных валов нечеткие, с постепенными переходами как вверх, так и вниз по склону. Примером серии сближенных ископаемых береговых валов, по нашему мнению, являются органогенно-терригенные образования верхней части разреза фосфоритоносной толщи Раквереского фосфоритоносного района, а также верхняя пачка тосненской свиты Ленинградской области. Доказательством этого могут служить несортированный состав обломочного материала, характер строения и положение отложений указанных пачек в общем разрезе трансгрессивно-регрессивной серии. Именно в регрессивную фазу развития седиментационного бассейна могли формироваться более богатые залежи ракушечных руд и сохраняться от последующих эрозий.

Наступившие за регрессией аэральные условия, о чем свидетельствует заметная гематитизация руд, сопровождались также корообразовательными процессами, которые в близких к аридным условиях способствовали обогащению верхних слоев "оболовой" толщи хемогенным фосфатом за счет разрушения фосфорсодержащего раковинного материала. Обломки хемогенных фосфоритов довольно часто наблюдаются в базальных слоях латорисского горизонта и отмечаются в подошве вихулаской пачки* (левый берег р.Суурйыги, в 300 м ниже села Вихула), формированию которой также предшествовала аэральная обстановка. Слабо ориентированный и бесструктурный характер обломочного материала, слагающего отдельные слои верхней части фосфоритоносных отложений, его несортированность и многочисленные остроугольные формы обломков створок раковин позволяют считать, что отложение этого материала было связано с формированием

* В понимании Л.Е.Попова и К.К.Хазановича (1985)

береговых валов, часть которых возникла в штормовых условиях, а другая часть – при волноприбойной деятельности. Косослоистые отложения рассматриваемой части разреза с богатым содержанием раковинно-детритового материала могли сформироваться в волноприбойной надводной (надводные береговые валы) и подводной (подводные береговые валы) зонах. К последним, вероятно, относятся мелко- и среднезернистые песчаные детриты с линзами ракушников и детритовые средние- и мелкозернистые песчаники (внешние подводные береговые валы).

ЛИТЕРАТУРА

1. Айгнер Т. Известковые темпеститы: штормовая стратификация в Верхнем Раковинном известняке (средний триас, юго-запад ФРГ) // Циклическая и событийная седиментация. М., 1985. С. 177-194.
2. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б., Скиба С.И., Скрябина Н.С. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М., 1982. С. 144-150.
3. Крейза Р.Д., Бамбах Р.К. Роль штормовых процессов в образовании пластов ракушников в палеозойских шельфовых обстановках // Циклическая и событийная седиментация. М., 1985. С. 195-202.
4. Наливкин Д.В. Учение о фациях. Географические условия образования осадков. М.: Изд. АН СССР. 1956. С. 233, 256.
5. Попов Л.Е., Хазанович К.К. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты // Тр. ГИГХС. 1985. Вып. 63. С. 38-47.

К МЕТОДИКЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОСТРОЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ НА РАКУШЕЧНЫЕ ФОСФОРИТЫ

Г.Н.Шубаков

В основу методики прогнозирования положен специальный минерагенический анализ закономерностей пространственного размещения и времени образования месторождений ракушечных фосфоритов с учетом теоретических положений и генезиса фосфоритов и поисковых признаков. Прогнозная карта – это комплект вспомогательных и основных карт. При разработке методики прогнозирования автором использованы следующие принципы: генетический, исторический, достоверности, аналогии, иерархического соподчинения и последовательности, а при построении прогнозных карт: генетический, исторический, достоверности, рациональности и наглядности.

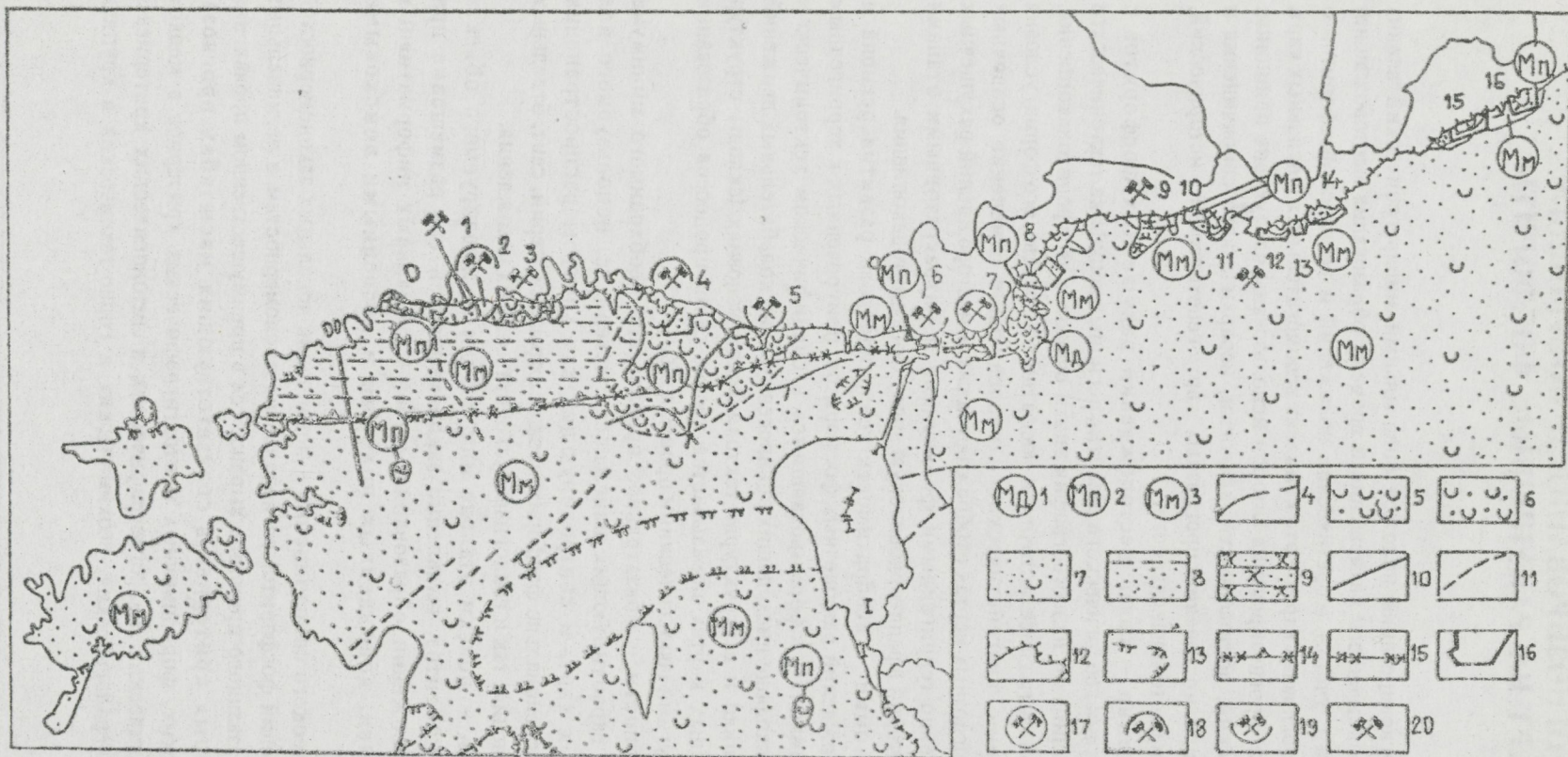
Генетический принцип – связь месторождений ракушечных фосфоритов с конкретными особенностями геологического развития региона: специфика тектонического режима региона, палеоклимат и палеогеография эпохи осадко- и фосфоритонакопления, палеорельеф, характер области сноса, источники фосфатного вещества, его форма, условия переноса и концентрации, диагенетические и последующие изменения осадочных образований и др. На прогнозных картах отображаются связи месторождений ракушечных фосфоритов с органогенно-терригенными формациями и интракратонными этапами развития крупных территорий в раннеордовикскую эпоху фосфоритонакопления.

Исторический принцип – необратимость геологического развития региона и связанных с ним месторождений ракушечных фосфоритов, приуроченных к терригенным фосфоритоносным формациям, сформировавшимся в специфическом тектоническом режиме (чередование восходяще-нисходящих эпейрогенических колебательных движений с тенденцией к опусканию) и в структурно-тектонических условиях (склоны структур I порядка). На прогнозных картах показывается тесная связь процессов образования фосфоритов со всеми другими геологическими процессами.

Принцип достоверности – обязательное привлечение необходимого минимума фактических данных, гарантирующих надежность материала, используемого для построения прогнозных карт, и контролирующих как контуры распространения фосфоритоносных или потенциально фосфоритоносных формаций, серий, свит, отдельных месторождений и проявлений, так и геологическую обстановку их нахождения.

Принцип аналогии – поиски эталона или модели прогнозируемого объекта ракушечного типа фосфоритов, выявление закономерностей его размещения при теоретическом предположении образования, выбор оптимальных информативных прогнозных критериев, дополненных прямыми и косвенными поисковыми признаками.

Принцип иерархического соподчинения – подчинение локальных закономерностей размещения месторождений фосфоритов региональным закономерностям, а региональных – общим. Реализация названного принципа выражается в преимущественном проявлении конкретных прогнозных критериев в соответствующих масштабах прогноза: структурно-тектонических, формационных и стратиграфических критериев в мелком масштабе; палеоклиматических, палеогеографических и литологических критериев в среднем масштабе; минералогических, геохимических и горно-технических в крупном масштабе.

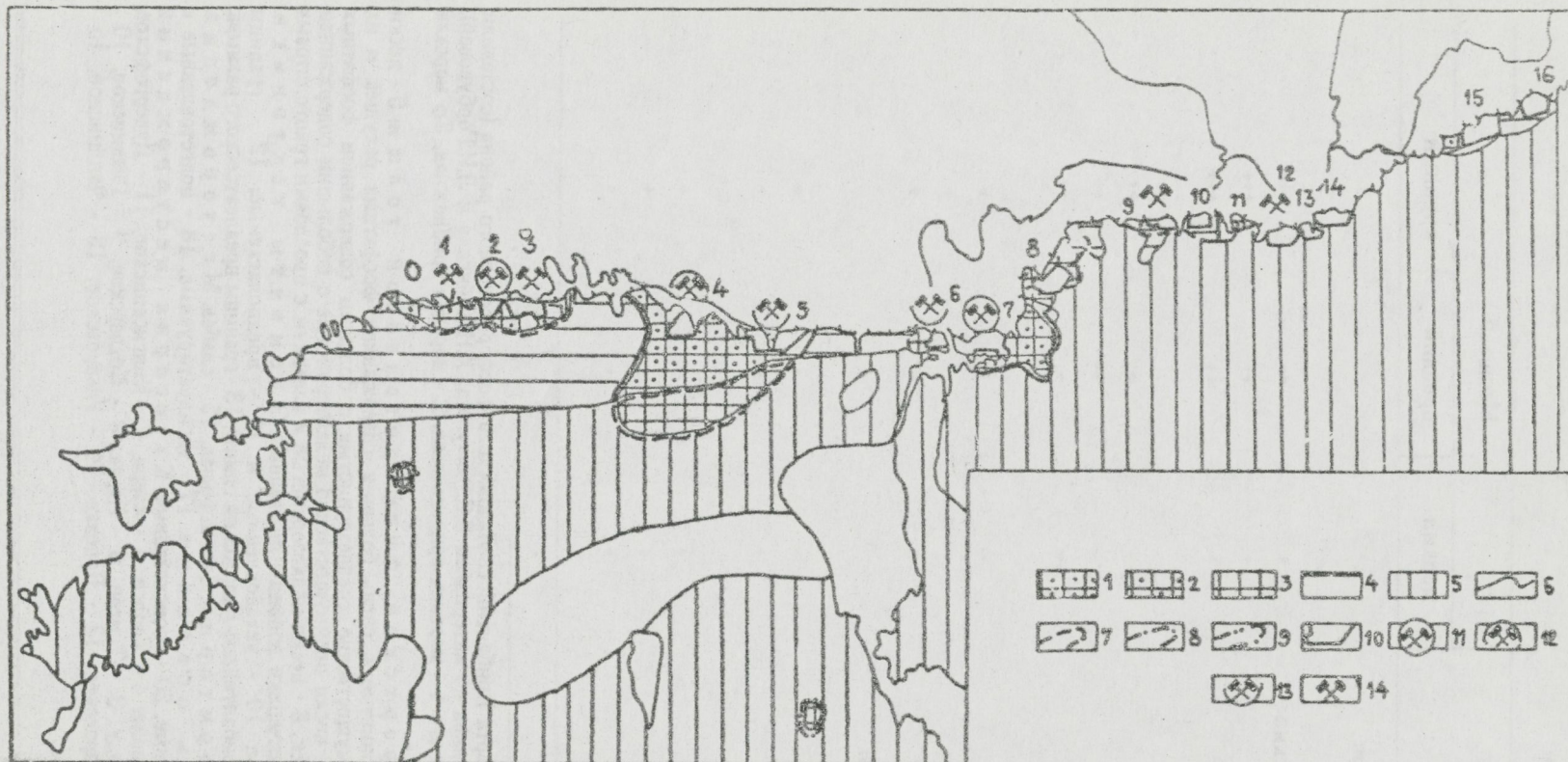


Прогнозные критерии и поисковые признаки месторождений ракушечных фосфоритов

Прогнозные критерии и поисковые признаки	Масштаб		
	мелкий	средний	крупный
А. Прогнозные критерии:			
а. Общие:			
1. Структурно-тектонические	+	++	+++
2. Формационные	+	++	+++
3. Стратиграфические	+	++	+++
б. Региональные:			
4. Палеогеографические	-	+	++
5. Палеоклиматические	-	++	++
6. Литологические	-	+	++
в. Локальные:			
7. Минералогические	-	-	+
8. Геохимические	-	-	+
9. Горно-технические	-	-	+
Б. Поисковые признаки:			
а. Прямые:			
Первичные	+	+	+
Вторичные	+	+	+
б. Косвенные:			
Аэровизуальные	+	+	+
Геофизические	+	+	+
Геохимические	+	+	+

Рис. 1. Минерагеническая карта Прибалтийско-Ладожского фосфоритоносного района (составили Г.Н.Шубаков и Р.А.Карibuллина по материалам В.С.Ванчугова, Х.Н.Хейисалу и Л.И.Горбуновой). Фациальные зоны: 1 - морская придельтовая, 2 - морская прибрежная, 3 - морская мелководная, 4 - границы.

Литология пакерортской фосфоритоносной толщи: 5 - пески преимущественно крупнозернистые с очень большим содержанием фосфатных ракушек и их обломков, 6 - пески преимущественно среднезернистые с большим содержанием фосфатных ракушек и их обломков, 7 - пески преимущественно мелкозернистые с небольшим содержанием обломков фосфатных ракушек, 8 - пески мелкозернистые и алевроиты с прослоями граптолитовых аргиллитов или глин, 9 - песчаники доломитизированные. Элементы тектоники. Дизъюнктивные нарушения: 10 - установленные и 11 - предполагаемые; 12 - границы последовонского размыва (Прибалтийско-Ладожский глинт), 13 - границы предлезтесского размыва. Изученность территории: 14 - хорошая, 15 - слабая. Месторождения: 16 - контуры. Степень освоения: 17 - эксплуатируемые, 18 - подготовленные к эксплуатации, 19 - разведанные, 20 - опoискованные. Категория месторождений и их номера. Средние: 4 - Тоолсе, 5 - Азери, 7 - Кингисеппское, 11 - Дудергофское; мелкие: 1 - Иру, 2 - Маарду, 3 - Тситре, 6 - Нарва, 8 - Котловское, 9 - Глядинское, 10 - Красносельское, 12 - Федоровское, 13 - Поповка, 14 - Ульяновское, 15 - Чаплинское, 16 - Волхов-Сясь.



Принцип последовательности – поэтапное проведение прогнозных исследований: от обзорного через региональное к локальному прогнозированию. В случае постановки какого-либо последующего вида прогнозных работ, минуя предшествующий, необходим анализ более общих закономерностей.

Принцип рациональности – более детальное выделение и преимущественное изображение на карте тех геологических элементов, которые контролируют распределение фосфоритов, и, наоборот, генерализация всех второстепенных геологических элементов, являющихся фоном, и соответственное затухивание их на карте.

Принцип наглядности – четкое, броское и яркое изображение на карте фосфоритоносных формаций, серий, свит, месторождений и фосфоритопроявлений на загроможденном фоне остальных нефосфоритоносных геологических элементов.

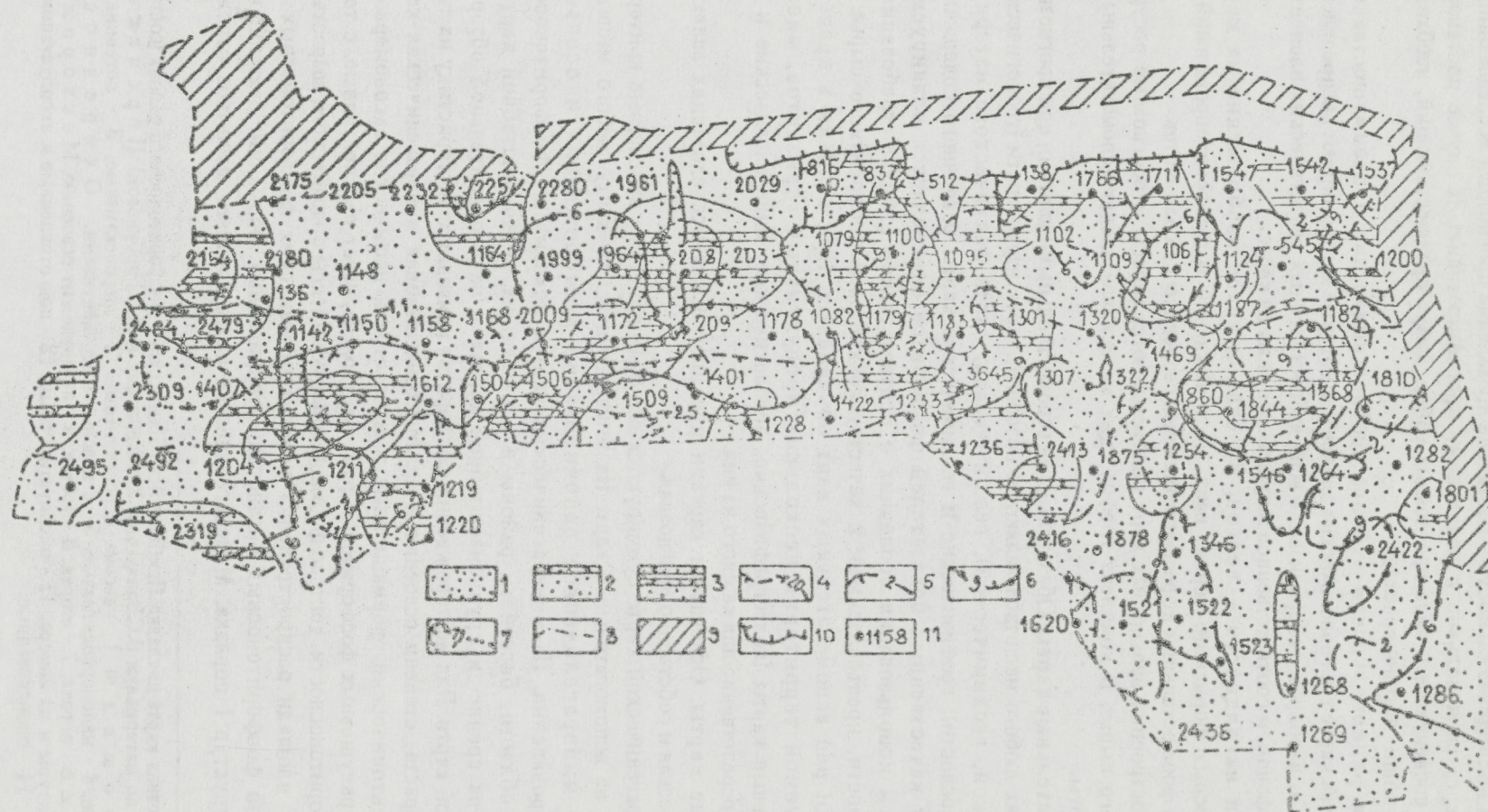
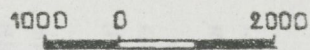
В ходе построения прогнозных карт подсчитываются запасы и прогнозные ресурсы фосфоритового сырья. В комплект графических материалов входят вспомогательные и основные карты.

Вспомогательные карты. Обязательными вспомогательными картами при прогнозных исследованиях любого масштаба являются: обзорная, карта изученности (геологической, геофизической, геохимической), геологическая, карта фактического материала (фосфоритоносности), геофизические и геохимические карты различного содержания. Выбор карт качественных показателей фосфоритов определяется планируемым направлением использования последних и соответственно этому – требованиями промышленности, предъявляемыми к качеству конкретного фосфоритного сырья. По возможности ряд вспомогательных карт объединяют. При наличии в пределах прогнозируемой территории нескольких продуктивных горизонтов, многие вспомогательные карты (палеографические, литологические, минералогические и др.) строятся непосредственно для каждого из них.

Основные карты. Основными картами при прогнозных исследованиях являются минералогическая и собственно прогнозная.

На минералогической карте суммируются все благоприятные прогнозные критерии, выбираемые из вспомогательных карт. На минералогическую карту любого масштаба наносятся: минералогическое районирование месторождения и основные фосфоритопроявления. На минералогических картах показывают фосфоритоносные провинции, области, бассейны, районы и площади: на мелкомасштабной карте – полностью, на средне- и крупномасштабной картах – на дополнительной обзорной схематической карте. Для месторождений фосфоритов приводят характеристику их типа, размера, возраста, степени освоения и др. Мелкомасштабная минералогическая карта отражает тектонические, формационные и макростратиграфические закономерности размещения ракушечных фосфоритовых руд, т.е. характеризует перспективные, с точки зрения фосфоритоносности, тектоно-формационные комплексы ордовикского возраста. На карте это – площади распространения морских ордовикских фосфоритоносных или потенциально фосфоритоносных органогенно-терригенных формаций, связанных со склонами структур I порядка. Минералогическая карта среднего масштаба отражает

Рис. 2. Прогнозная карта-накладка Прибалтийско-Ладужского фосфоритоносного района (составил Г.Н.Шубаков по материалам В.С.Ванчугова, Х.Н.Хейнсалу и Л.И.Горбуновой). Перспективные площади: 1 - весьма перспективные, 2 - перспективные, 3 - потенциально перспективные, 4 - малоперспективные, 5 - с неясными перспективами. Очередность освоения: 6 - первая, 7 - вторая, 8 - третья, 9 - не подлежит освоению. Месторождения: 10 - контуры и их номера, 11 - эксплуатируемые, 12 - подготовленные к эксплуатации, 13 - разведанные, 14 - опосредованные.



палеогеографические, палеоклиматические и общие литологические закономерности размещения ракушечных фосфоритовых руд. Одновременно уточняется их структурная (структуры II порядка) и стратиграфическая (до яруса) принадлежность. На карте это – площади распространения тремадокских морских придельтовых, прибрежных и мелководных ракушечно-песчаных, ракушечно-глинисто-алеврито-песчаных и других литолого-фациальных комплексов. Минерагеническая карта крупного масштаба отражает литологические (сложение контура современного распространения отложений: пески, алевриты и др.), минералогические (ассоциация фосфата кальция с кварцем, пиритом, доломитом, гидрослюдами мусковитового ряда и др.), геохимические (парагенезис фосфора с ураном, стронцием, редкими землями, молибденом и др.) и горно-технические (глубина залегания и мощность фосфоритоносной толщи, мощность и продуктивность фосфоритного пласта, качество фосфоритов: содержания P_2O_5 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , CO_2 и др.) закономерности размещения ракушечных фосфоритов. Одновременно уточняется их структурная (структуры III порядка), стратиграфическая (до свиты, пачки) и другая приуроченность. На карте это – конкретные фосфоритоносные участки для постановки последующих поисковых, поисково-оценочных и разведочных работ.

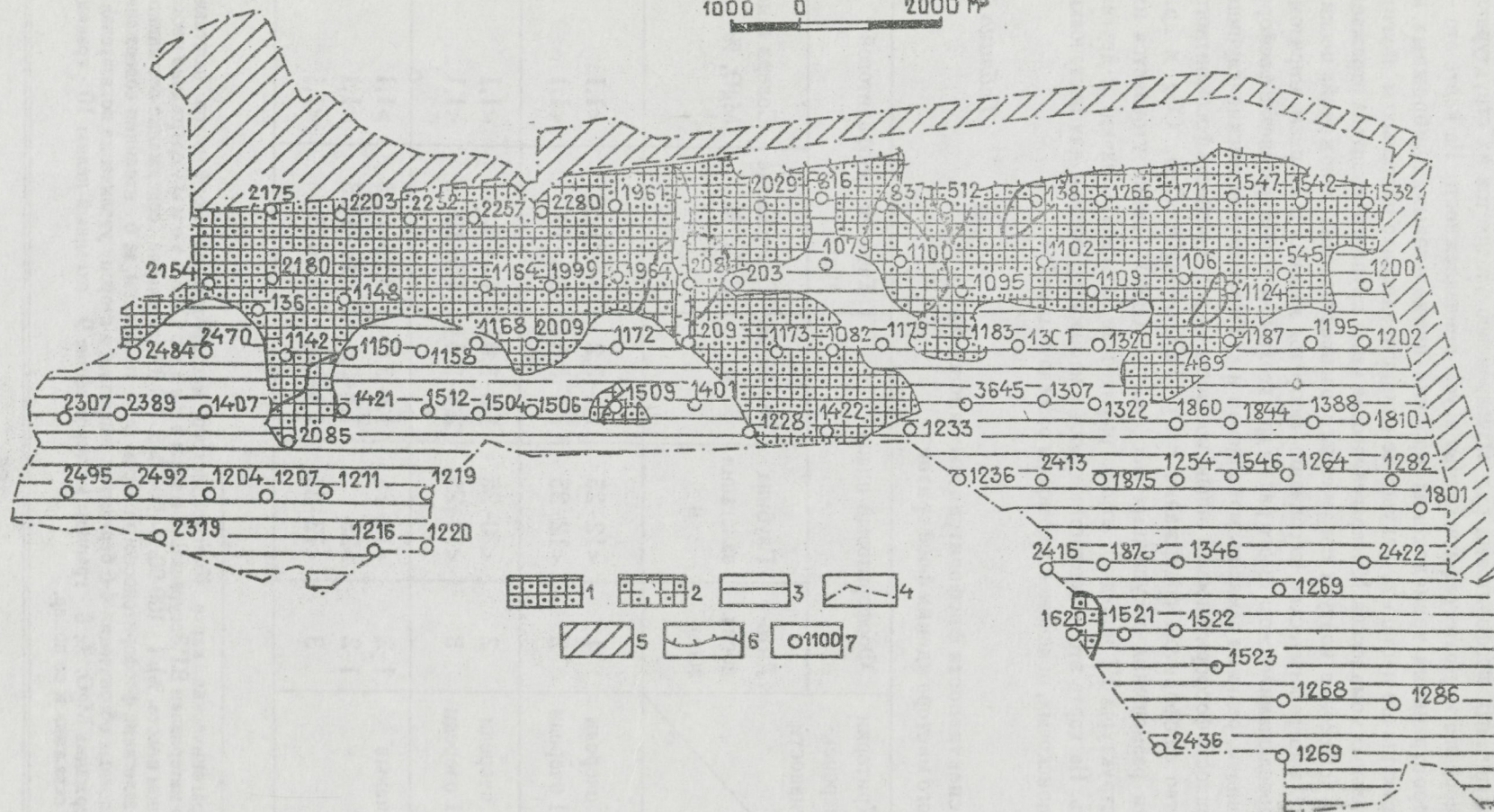
Таблица 2

Критерии перспективности фосфоритоносных площадей
Кингисеппского месторождения фосфоритов

Критерии перспективности		Фосфоритовый пласт			Качество фосфоритовой руды	
		Лито-логич. зоны	Глубина залегания, м	Мощность, м	Содержание P_2O_5 , %	Содержание MgO , %
Перспектив-ность фосфо-ритоносных площадей	I очереди	1	<12-25	1,4-3,2	3,5-12,3	<1,1
	II очереди	2	<12-25	1,4-3,6	3,5-10	<1,1
Перспек-тивные	I очереди	2	<20-25	1,0-3,0	4,5-6	<1,1
	II очереди	3	<13-25	2,4-3,4	4,5-12	<1,1
Малоперспективные		1-2	<12-25	1,4-3,6	3,06-12,3	>1,1
		1-2	>25	1,4-3,5	3,06-12,3	<1,1
		3	<12-25	1,4-3,6	3,06-5	<1,1

Рис. 3. Минерагеническая карта Кингисеппского месторождения фосфоритов (составил Г.Н.Шубаков по материалам В.Г.Загураева). Литологические зоны (содержание песков в фосфоритоносном пласте, %): 1 - 100-90; 2 - 90-70; 3 - 70-37. (остальное - содержание песчаников, %); 4 - глубина залегания фосфоритоносного пласта, м; 5 - изопахиты, м; 6 - изолинии содержания P_2O_5 , % (для условных обозначений 4-6 бергштрих направлен в сторону увеличения показателя); 7 - изолинии содержания MgO , %; 8 - границы месторождения; 9 - охранный целик; 10 - границы отработки; 11 - скважина и ее номер.

1000 0 2000 M



При наличии в пределах прогнозируемой территории нескольких продуктивных уровней, минерагенические карты строятся для каждого из них. При сильной загруженности минерагенических карт часть информации выносится на дополнительные карты.

Таким образом, минерагенические карты мелкого, среднего и крупного масштаба отражают соответственно общие, региональные и локальные закономерности размещения ракушечных фосфоритовых руд, т.е. основами специальных минерагенических карт на ракушечные фосфориты являются: в мелком масштабе – структурно-формационная, в среднем масштабе – литолого-палеогеографическая и в крупном масштабе – литологическая.

Собственно прогнозная карта строится на прозрачной основе в виде карты-накладки на минерагеническую карту и включает элементы минерагенического районирования (на карте мелкого масштаба – полностью, а среднего и крупного масштабов – на дополнительной обзорной схематической карте), перспективные территории, информационные блоки, месторождения и основные фосфоритопроявления.

Прогнозируемые территории по степени перспективности подразделены на площади: весьма перспективные, перспективные, потенциально перспективные, с неясными перспективами, малоперспективные и бесперспективные. На прогнозной карте-накладке наносятся контуры перспективных площадей, их номера, ожидаемый генетический тип фосфоритовых руд, степень перспективности, стадии рекомендуемых работ и очередность их проведения. По очередности проведения геологоразведочных работ перспективные площади подразделены на площади освоения первой, второй, третьей очереди и на площади, не подлежащие вводу в разработку из-за использования их в настоящее время для других народно-хозяйственных нужд.

Информационные блоки размещаются рядом с соответствующей перспективной площадью или на любом свободном месте прогнозной карты-накладки. В них приведена характеристика весьма перспективных, перспективных и потенциально перспективных площадей, включающая их название и номер, генетический тип фосфоритов, запасы их и P_2O_5 балансовые (по категории: А + В + С₁ и С₂) и забалансовые, среднее содержание P_2O_5 для разведанных месторождений, прогнозные ресурсы P_2O_5 (по категориям: Р₁, Р₂ и Р₃), среднее содержание P_2O_5 в прогнозируемых фосфоритах, глубина подсчета прогнозных ресурсов и параметры фосфоритов. Отдельным списком на полях карты дается перечень номеров перспективных площадей и их названия.

В качестве примеров построения специальных минерагенических карт и прогнозных карт-накладок на ракушечные фосфориты среднего (1:500 000) и крупного (1:25 000) масштабов приведены соответственно карты Прибалтийско-Ладжского фосфоритоносного района (рис. 1,2) и Кингисеппского месторождения фосфоритов (рис. 3,4). Автором предлагается перечень прогнозных критериев и поисковых признаков применительно к прогнозным исследованиям мелкого, среднего и крупного масштабов (табл. 1). Перспективность фосфоритоносных площадей в среднем масштабе определяется благоприятными палеогеографическими, палеоклиматическими и литологическими, а в крупном масштабе дополнительно минералогическими, геохимическими и горно-техническими критериями. При локальном прогнозе, кроме того, вводятся количественные показатели для разбраковки степени перспективности фосфоритоносных площадей и очередности их освоения. Для района Кингисеппского месторождения фосфоритов они сведены в таблицу 2.

Рис. 4. Прогнозная карта-накладка Кингисеппского месторождения фосфоритов. (составил Г.Н.Шубаков по материалам В.Г.Загураева). Перспективные площади: 1 - весьма перспективные, 2 - перспективные, 3 - малоперспективные, 4 - границы месторождения, 5 - охранный целик, 6 - границы отработки, 7 - скважина и ее номер.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
✓ Аасамие Э.Э., Вейдерма М.А., Завертлева Т.И., Куртева О.И. Основные направления технологической переработки фосфоритных концентратов месторождений Прибалтики	5
✓ Беляков М.А., Андержанов В.Н., Фролов И.В., Паюпуу А.Л., Раудсеп Р.В., Чуланов Ю.Г. Применение спектрометрического гамма-каротажа (СГК) на месторождении фосфоритов Кабала	11
✓ Детковский С.А. О проблеме классификации и выделения геолого-промышленных типов фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района	19
✓ Загураев В.Г., Шувалова Н.К., Татарский А.Е., Рачковская Т.В., Макарова Л.П., Раудсеп Р.В. Особенности вещественного состава и геолого-технологические типы фосфоритовых руд месторождений Прибалтийского бассейна	26
✓ Камышев Б.С., Паюпуу А.Т., Раудсеп Р.В., Мальцева И.А., Завицкий Э.А., Бермухамбетов Ж.Ж., Харченков Л.В. Применение ядерных методов каротажа при разведке фосфоритового месторождения Кабала	34
✓ Камышев Б.С., Раудсеп Р.В., Харченко Л.В., Бермухамбетов Ж.Ж. Основные связи между компонентами в рудах ракушечных фосфоритов	42
Камышев Б.С., Харченко Л.В. Закономерности связей между компонентами в фосфоритах	53
Карпова М.И., Крутиков В.Ф., Логинова Э.И., Варфоломеева Е.К. Изоморфные замещения в фосфате кальция ракушечных фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна	65
✓ Оя Т.В. О морфологии фосфатных скелетных фрагментов каллавереской свиты (верхний кембрий – нижний ордовик) Эстонии	73
Попов Л.Е., Хазанович К.К. Значение палеоэкологии и тафономии беззамковых брахиопод для расшифровки закономерностей формирования залежей биогенных фосфоритов Прибалтийского бассейна	80
✓ Раудсеп Р.В., Кивисилла Я.Я. Об условиях накопления фосфоритоносных отложений Раквереского фосфоритоносного района	86
Саммет Э.Ю., Насонова Л.Д. Волосовская площадь – новый перспективный фосфоритоносный район Ленинградской области	91
Харитонова Р.Ш., Карпова М.И., Берман И.Б. Геохимия радиоактивных элементов в ракушечных фосфоритах Прибалтийско-Ладожского фосфоритоносного бассейна	98
✓ Хейнсалу Х.Н., Раудсеп Р.В. О двух подходах к стратиграфическому расчленению тремадокских отложений Северной Эстонии	106
Шадрин Л.Ф. Динамика формирования фосфоритовых руд ракушечного типа	115
Шубаков Г.Н. К методике прогнозирования и построения прогнозных карт ракушечных фосфоритов	119

Основные направления технологической переработки фосфоритных концентратов месторождений Прибалтики. А а с а м я з Э.Э., Вейдерема М.А., Завертеева Т.И., Куртева О.И. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 5.

Флотационные концентраты оболочковых фосфоритов содержат 27-30% P_2O_5 , 0,5-4% MgO и 1,1-2,5% Fe_2O_3 . Установлено наличие шести разных типов фосфоритов. Исследованиями показано, что стандартный двойной суперфосфат получается из фосфоритных концентратов (вторичное сырье), имеющих суммарный модуль магния и неспиритного железа не более 12%, а стандартный аммофос - при значении указанного показателя не более 17-20%. Считается целесообразным перерабатывать концентраты чистого и спиритового типа в двойной суперфосфат, а более загрязненные фосфориты магнезиального типа - в нитрофоску без выделения или с выделением фосфогипса.

Илл. 7 табл.

Применение спектрометрического гамма-каротажа (СГК) на месторождении фосфоритов Кабала. Беляков М.А., Андержанов В.Н., Фролов И.В., Паюпуу А.Л., Раудсеп Р.В., Чуланов Ю.Г. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 11.

Приведены результаты исследований распределения радиоактивных элементов (U, Th, K) по месторождению, на основании чего обосновано применение спектрометрического гамма-каротажа как одного из возможных методов для расчленения разрезов, выделения фостолши и определения в ней содержания P_2O_5 . Определение границ фостолши предлагается по контрастному повышению содержания калия в кровле и подошве, с коррекцией по урану, соответствующему более пороговому содержанию P_2O_5 . Установлены закономерности изменения корреляционной связи U - P_2O_5 по разрезу фостолши. Для определения содержания P_2O_5 предлагается выделение в фостолше трех ураноносных частей с достаточно тесной корреляционной связью (сверху вниз по разрезу): I - "хемогенная", II - основиза, III - маардуская. Характерной особенностью методики СГК является непрерывность каротажа и дифференциальная обработка данных диаграмм СГК с селективным выделением содержания элементов (U, Th, K) в заданном слое разреза (10 см) на фоне влияния соседних слоев. Показаны результаты сопоставлений овробования геологическим методом и СГК. Средние расхождения составили: по определению мощности фостолши 0,10 м; по содержанию контролируемого элемента 1,01 % P_2O_5 .

Лит. 3 назв. Илл. 5 табл., 2 рис.

О проблеме классификации и выделения геолого-промышленных типов фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района. Детковский С.А. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 19.

Геолого-технологическими исследованиями фосфоритов Раквереского фосфоритоносного района (РФР) выявлены закономерности между параметрами вещественного состава и обогатимостью фосфоритов. Рекомендуется классификация геолого-промышленных типов фосфоритов РФР, в основу которой положены выявленные предельно допустимые значения параметров их вещественного состава (таблица).

Лит. 9 назв. Илл. 1 табл., 1 рис.

Особенности вещественного состава и геолого-технологические типы фосфоритовых руд месторождений Прибалтийского бассейна. Загураев В.Г., Шувалова Н.К., Татарский А.Е., Рачковская Т.В., Макарова Л.П., Раудсеп Р.В. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 26.

Изложены результаты многолетних исследований вещественного состава ракушечных фосфоритов Прибалтики и влияния отдельных компонентов на обогатимость фосфоритовых руд. По полученным результатам разработана классификация геолого-технологических типов фосфоритовых руд. На месторождениях бассейна выделено четыре основных типа руд: "чистые", магнезиальные,

железистые и железисто-магнезиальные. На отдельных месторождениях (Кингисеппское, Ракверское, Тоолсское) выделены еще и второстепенные типы руд.

Лит. 3 назв. Илл. 2 табл.

УДК 553.64:550.83

Применение ядерных методов каротажа при разведке фосфоритового месторождения Кабала. Камышев Б.С., Паюну А.Т., Раудсеп Р.В., Мальцева И.А., Завицкий Э.А., Бермухамбетов Ж.Ж., Харченко Л.В. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 34.

Приведены геологические, экономические и технические причины необходимости применения ядерных методов при разведке фосфоритов участка (месторождения) Кабала. Авторами рассматриваются результаты двух методов: НАК-F и НАК-Si. Приводятся сравнение и оценка результатов, полученных разными методами опробования. Выявлено, что в фосфоритах месторождения Кабала взаимосвязи между компонентами настолько многообразны и тесны, что концентрации многих из них можно определить через известную концентрацию одного компонента, например, через P_2O_5 .

Лит. 4 назв. Илл. 3 табл., 2 рис.

УДК 553.64:550.83

Основные связи между компонентами в рудах ракушечных фосфоритов. Камышев Б.С., Раудсеп Р.В., Харченко Л.В., Бермухамбетов Ж.Ж. // Геология ракушечных фосфоритов. Таллинн. 1992. С. 42.

С помощью системы АСОД "Прогноз" обработаны результаты химических анализов около 1200 проб ракушечных фосфоритов четырех месторождений (Тоолсе, Раквере, Кингисепп и Дудергоф). В таблицах приведены матрицы коэффициентов корреляции 10-25 компонентов. Выявлено, что руды ракушечных фосфоритов характеризуются многообразными и тесными связями между компонентами. Значение этих взаимосвязей является обоснованием выбора ядерных методов, применяемых на разных стадиях геологоразведочных работ.

Лит. 5 назв. Илл. 6 табл.

УДК 553.64:550.4

Закономерности связей между компонентами в фосфоритах. Камышев Б.С., Харченко Л.В. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 53.

Изложен анализ закономерностей между компонентами (P_2O_5 , CaO, MgO и др. - всего около 20). Полными силикатными анализами охарактеризовано 22 месторождения фосфоритов зернистого, микрозернистого, ракушечного и желвакового типов. Полученные данные обработаны при помощи ЭВМ. Выявленные закономерности имеют важное теоретическое значение и могут быть применены с целью определения качества фосфоритов на разных стадиях геологоразведочных работ.

Лит. 12 назв. Илл. 6 табл.

УДК 553.64(474.2)(470.23)

Изоморфные замещения в фосфате кальция ракушечных фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна. Карпова М.И., Крутиков В.Ф., Логинова Э.И., Варфоломеева Е.К. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 65.

Детализированы кристаллохимические особенности фторкарбонатапатита ракушечных фосфоритов на основе применения методов ЭПР, ЯМР, И, оптической и ИК-спектроскопии. Показано, что фосфатный минерал фосфоритов Прибалтийско-Ладожского бассейна соответствует гидроксилсодержащему фторкарбонатапатиту типа франколита, в котором часть Ca^{2+} замещена на Fe^{3+} , VO_2^{2+} , Sm^{3+} ; PO_4^{3-} на CO_3^{2-} ; F на OH^- и O^{2-} . В дальнейшем целесообразна постановка специальных исследований для выяснения влияния обнаруженных изоморфных примесей - Fe^{3+} , Sm^{3+} , VO_2^{2+} и др. на агрохимические и флотационные свойства ракушечных фосфоритов.

Лит. 6 назв. Илл. 1 табл., 7 рис.

УДК 553.64(474.2)

О морфологии фосфатных скелетных фрагментов каллавереской свиты (верхний кембрий - нижний ордовик) Эстонии. Оя Т.В. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 73.

Изучен состав главных породообразующих компонентов (терригенный кварц, ракуша и детрит фосфатных беззамковых брахиопод) в каллавереской свите ($E_3 - O_1kl$) Эстонии. Детально рассмотрена морфология фосфатных скелетных фрагментов, предложена классификация морфологических типов детрита. Приведена характеристика типов биокластического компонента в разных подразделениях каллавереской свиты.

Лит. 11 назв. Илл. 3 рис.

УДК (564.8:56.074.6) : 552.586(474)

Значение палеоэкологии и тафономии беззамковых брахиопод для расшифровки закономерностей формирования залежей ракушечных фосфоритов Прибалтийского бассейна. Попова Л.Е., Хазанович К.К. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 80.

Мелководный морской эпиконтинентальный бассейн, существовавший от среднего кембрия до раннего ордовика на северо-западе Восточно-Европейской платформы, характеризовался крайне низкими скоростями осадконакопления, полным отсутствием карбонатов, широким распространением обстановок незакрепленного песчаного дна. Доминирующим элементом и бентосной фауны на протяжении всего этого времени были оболонды, створки которых являются основным источником фосфатной минерализации в прибалтийских фосфоритах. Их первоначальная концентрация была связана с процессами биогенной аккумуляции в прибрежной зоне моря в течение времени *Cordylodus andresi* - *C. proavus*. В дальнейшем фосфатный материал, сконцентрированный в биогенных аккумулятивных формах прибрежного рельефа был переотложен вследствие изменений береговой линии. Приводится характеристика структуры бентосных сообществ, данные об их латеральной зональности и обсуждаются возможные причины их вымирания в середине тремадока.

Лит. 9 назв.

УДК 553.64(474.2)

Об условиях накопления фосфоритоносных отложений Раквереского фосфоритоносного района. Раудсеп Р.В., Кивисилла Я.Я. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 86.

Фосфоритоносная (оболовая) толща сформировалась в тремадокском бассейне в течение нескольких стадий развития этого моря. Важнейшим в фосфатообразовании являлось время отложения верхней части фосфоритоносной толщи, с которым связаны крупные и богатые залежи фосфоритов Северной Эстонии. Выявлен ряд предпосылок формирования этих отложений. Особый интерес представляет вопрос об источнике рудного вещества. Ассоциация типохимических элементов почти совпадает с литофильно-калькофильной ассоциацией наиболее молодых комплексов изверженных пород кристаллического фундамента региона - посторогенных калиевых порфиroidных гранитов, рапакиви и щелочных массивов (Элисенваара). Предполагается диффузия фосфора (вместе с сопутствующими элементами) из эндогенного источника в бассейн седиментации по зонам разломов. Концентрация больших масс фосфора в Раквереском фосфоритоносном районе отчасти объясняется локализацией месторождения в пределах Пярну-Тапаской зоны разломов, являющейся юго-западным продолжением зоны глубинных разломов Западного Приладожья и служащей, видимо, каналом движения для рудоносных растворов.

Лит. 4 назв. Илл. 1 табл., 1 рис.

УДК 553.64(470.23)

Волосовская площадь - новый перспективный фосфоритоносный район Ленинградской области. Саммет Э.Ю., Насонова Л.Д. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 91.

Приводится предварительная характеристика фосфоритоносности позднекембрийских - раннеордовикских терригенных отложений на площади около 900 км², в пределах которой мощность полезной толщи оболочковых фосфоритов, залегающей на глубинах 65-140 м, составляет в среднем 2 м,

а среднее содержание P_2O_5 - 5,6% при магниевом модуле не более 0,17. Для первоочередного изучения предложены Молосковичский и Елизаветинский участки с прогнозными оесуосами кат. P_2 легкообогатимых руд соответственно 34 и 36 млн.т в пересчете на P_2O_5 , с содержанием патиокиси фосфора 8-9%.

Лит. 2 назв. Илл. 1 табл., 2 рис.

УДК 553.64:550.4(474.2)(470.23)

Геохимия радиоактивных элементов в ракушечных фосфоритах Прибалтийско-Ладжского фосфоритоносного бассейна. Харитонова Р.Ш. Карпова М.И., Берман И.Б. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 98.

Изучен характер распределения радиоактивных элементов (U, Th, K) на литологическом профиле фосфоритоносных отложений Эстонской части Прибалтийско-Ладжского бассейна на основе результатов определения U, Th, K с помощью лабораторного метода — спектрометрии и f-радиографии. Определены граничные характерные значения радиогеохимических параметров для всех типов и разновидностей пород фосфоритоносного разреза. Показано, что поведение U, Th, K контролируется процессами осадконакопления и изменением фациальных обстановок в пространстве и времени. Наибольшие концентрации U и Th связаны с фациями опресненных лагун - керогеновыми аргиллитами и фациями прибрежного мелководья - детритовыми песчаниками, детрититами и ракушечниками, формирующимися в условиях перемыва осадков и волновой деятельности. Главными осадителями урана являются фосфат кальция и органическое вещество, а тория и калия - глинистые минералы.

Лит. 4 назв. Илл. 1 табл., 3 рис.

УДК 551.733.11(474.2)

О двух подходах к стратиграфическому расчленению тремадокских отложений Северной Эстонии. Хейнсалу Х.Н., Раудсеп Р.В. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн, 1992. С. 106.

Показано различие исходных принципов стратиграфического расчленения тремадокских отложений Северной Эстонии в схемах, принятой в Эстонии, и предложенной ленинградскими геологами Л.Е. Поповым и К.К.Хазановичем. Приведено сопоставление подразделений той и другой схемы в разрезах обнажений Северо-Эстонского глинта.

Лит. 22 назв. Илл. 2 табл., 1 рис.

УДК 553.64(464.2)

Динамика формирования фосфоритовых руд ракушечного типа. Шадрип Л.Ф. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 115.

Рассматриваются теоретические варианты возможных причин концентрации ракушечного материала и условий формирования его в залежи фосфоритов. Возможны следующие обстановки морской гидродинамически активной среды: подводные течения, штормовые волны, волноприбойная зона морских пляжей с ловушками за береговым валом. Органогенно-терригенные образования верхней части разреза фосфоритоносной толщи Раквереского фосфоритоносного района могут являться примером серии сближенных ископаемых береговых валов.

Лит. 5 назв.

УДК 553.64(474.2)(470.23)

К методике прогнозирования и построения прогнозных карт ракушечных фосфоритов. Шубаков Г.Н. // Геология ракушечных фосфоритов Прибалтики. Таллинн. 1992. С. 119.

При разработке методики прогнозирования автором использованы следующие принципы: генетический, исторический, достоверности, аналогии, иерархического соподчинения и последовательности, а при построении прогнозных карт: генетический, исторический, достоверности, рациональности и наглядности. Составляемые карты подразделяются на вспомогательные (обзорная, изученности, геологическая, фактического материала, геофизические и геохимические) и основные (минерагенетическая и собственно прогнозная в виде карты-накладки на минерагенетическую карту).

Илл. 2 табл., 4 рис.

Toimetaja L. Levina
Riigiarvutuskeskuse rotaprint 1992. Tell. nr.252 . Tir. 400

IE

**АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНИИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ**



**ГЕОЛОГИЯ
РАКУШЕЧНЫХ
ФОСФОРИТОВ
ПРИБАЛТИКИ**