



**ФОСФАТОНОСНЫЕ
КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ
И ФОСФОРИТЫ
МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ
ПРОВИНЦИИ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ –
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД**

Академия наук СССР

Сибирское отделение

**Труды Института геологии
и геофизики**

В ы п у с к 489

Academy of Sciences of the USSR

Siberian Branch

**Transactions of the Institute
of Geology and Geophysics**

I s s u e 489

PHOSPHATE CRUSTS OF WEATHERING AND PHOSPHORITES OF THE MAIMECHA-KOTUJ PROVINCE OF ULTRABASIC– ALCALIC ROCKS

Project: Phosphorites



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1982

ФОСФАТОНОСНЫЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ФОСФОРИТЫ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ- ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Проект: Фосфориты



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1982

Фосфатоносные коры выветривания и фосфориты Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных–щелочных пород/Д а н и л и н Е.Л., З а н и н Ю.Н., В а х р а м е е в А.М., Г и л и н с к а я Л.Г., К р и в о п у ц к а я Л.М., С т о л п о в с к а я В.Н., З а м и р а й л о в а А.Г. М.: Наука, 1982.

Дана характеристика фосфатоносных кор выветривания Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных–щелочных пород, рассмотрено поведение фосфора в корях выветривания различных типов. Охарактеризованы основные минералы кор выветривания (фосфаты кальция, алюминия, железа, вермикулит, минералы окислов железа и марганца и др.) и важнейшие разновидности фосфатных руд из зоны гипергенеза. Табл. 23. Ил. 12 + 16 фототабл. Библиогр. 54 назв.

Ответственный редактор

И.В. НИКОЛАЕВА

Phosphate crusts of weathering and phosphorites of Maimecha-Kotuj province of ultrabasic–alcalic rocks/D a n i l i n E.L., Z a n i n Yu.N., V a k h r a m e e v A.M., G i l i n s k a y a L.G., K r i v o p u t s k a y a L.M., S t o l p o v s k a y a V.N., Z a m i r a y l o v a A. G. M.: Nauka, 1982.

The book is devoted to the phosphate crusts of weathering of the Maimecha-Kotuj province of ultrabasic–alkali rocks and carbonatites, wich is situated in the central-north part of Siberia. The distribution of phosphorus in the crusts of weathering of different types, the composition and varieties of hypergenic minerals and phosphorites in shown.

Editor-in-chief

I.V. NIKOLAEVA

ВВЕДЕНИЕ

Маймеча-Котуйская провинция ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, расположенная в северо-западной части Сибирской платформы, вырисовывается как потенциальная база фосфатного сырья. Общая площадь ее достигает 80 тыс. км².

Геотектоническая позиция провинции определяется положением в зоне сочленения докембрийского Анабарского щита, верхнепалеозойской — нижнемезозойской Тунгусской синеклизы и мезо-кайнозойского наложенного Хатангского прогиба [43].

Всего в провинции известны 22 массива и большое количество мелких тел ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, наиболее крупными из которых являются Гулинский (около 470 км²), Одихинча (56 км²), Маган (42 км²), Бор-Урах (17 км²), Седетте (18 км²), Кугда (26 км²), Немакит (4,5 км²), Ессей (12 км²) и др. Возраст массивов, по данным определений калий-аргоновым методом, составляет 225–245 млн. лет [45].

Расположение массивов ультраосновных—щелочных пород контролируется разломами, отчетливо фиксирующимися на телекосмических снимках. Апатитовое оруденение известно пока в шести массивах — Ессей, Ыраас, Маган, Гули, Одихинча, Далбыха. Первые три уже сейчас могут рассматриваться как месторождения апатита; остальные из-за недостаточной изученности характеризуются как апатитоносные массивы и также являются перспективными.

Апатитоносность массивов связана с различными типами пород — фениитами, карбонатитами, слюдитами, ийолитами и др.; широко развиты магнетит-apatитовые руды. При этом в большинстве массивов апатитсодержащие породы и руды преобразованы процессами выветривания. Выветривание способствовало изменению первичного распределения фосфора в пределах массивов; с ним связано также формирование вторичных фосфатных минералов и гипергенных фосфатных руд — фосфоритов¹. Фосфатные руды зоны выветривания характеризуются иным составом, нежели первичные, что отражается на схемах их обогащения и возможностях использования.

Фосфатноносные коры выветривания вскрыты скважинами колонкового бурения на массивах Ессей, Ыраас, Маган. Фосфориты развиты (с различным масштабом распространения) на всех массивах, а также известны на массивах Гули и Далбыха. На некоторых массивах роль этих фосфоритов невелика, на других (Ыраас) — весьма значительна.

Первое указание на присутствие гипергенных фосфатов (как и продук-

¹ Термином "фосфорит" здесь и ниже определяются гипергенные фосфатные руды, образование которых связано с процессами выветривания первичных апатитсодержащих руд и пород в пределах провинции.

тов глубокого химического выветривания вообще) на апатитоносных массах Маймеча-Котуйской провинции было сделано. А.В. Воронковым и Л.К. Туржецкой [9], отнесенными к продуктам выветривания встреченный ими на массиве Ессей псевдовавеллит (крандаллит). Пестроокрашенные глины, образованные в приповерхностных условиях, т.е. в зоне гипергенеза, отмечали на этом массиве Г.И. Поршнев и В.З. Шувалова [44]. Указанные авторы выделяют здесь и вторичные фосфаты — очень мягкие, пористые породы, но считают их продуктом гидротермального изменения магнетит-apatитовых пород. Следует отметить, что фосфатные породы, рассматриваемые авторами в качестве фосфоритов, описывались ранее в данном районе под названием "штаффелитовых" или "франколитовых" брекчий неоднократно, но трактовались в качестве эндогенных образований (брекчий взрыва) [51, 21 и др.]. Гипергенное образование данных пород в пределах массива Ессей было обосновано по результатам полевых работ 1970 г. [31] и одновременно утверждалось, что подобный генезис имеют аналогичные породы и на других массивах Маймеча-Котуйской провинции. Коры выветривания и гипергенные фосфаты массива Ыраас были охарактеризованы В.Г. Матухиной [41]. Однако и до сих пор некоторые исследователи продолжают рассматривать такие фосфатные породы в качестве эндогенных образований, что заставляет еще раз обратиться к этому вопросу. Почти не изучены минералогия и геохимия кор выветривания пород провинции. Настоящая работа, не претендуя на исчерпывающую полноту изложения, имеет целью восполнить этот пробел.

Ю.Н. Занин, Л.Т. Жирова, П.А. Сердюкова [31] наряду с кальциевыми фосфатами на массиве Ессей описывали и высокоглиноземистые фосфатные породы. Это позволило этим авторам сделать вывод, что выветривание, с которым было связано формирование данных образований, носило латеритный характер, и они обращали внимание на необходимость учета этого фактора при оценке перспектив бокситоносности района. Эти взгляды нашли подтверждение в прямых находках бокситов в этом районе [12]. А.Б. Роновым, В.Е. Хайным и А.Н. Балуховским [46] бокситы района показаны на палеоклиматических картах палеоцена—эоцена. Мы согласны именно с таким датированием возраста гипергенных образований (и кор выветривания) Маймеча-Котуйской провинции.

Настоящая работа написана сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР (Ю.Н. Занин, Л.Г. Гилянская, Л.М. Кривопуцкая, В.Н. Столповская, А.Г. Замирайлова), Производственного геологического объединения "Красноярскгеология" (Е.Л. Данилин), Института физики СО АН СССР (А.М. Вахрамеев).

Все подготовительные и аналитические работы выполнены в лабораториях Института геологии и геофизики СО АН СССР. Выделение мономинеральных фракций апатита проведено в Лаборатории разделения минералов Л.П. Сосуновой под руководством Т.С. Юсупова и В.И. Никитиной. Химические анализы выполнены в лабораториях химико-аналитической и спектральных методов исследования аналитиками П.А. Сердюковой, И.М. Фоминых, Л.С. Зоркиной, Е.Г. Самойловой, М.И. Зеркалово, Л.Д. Ивановой, А.В. Сухаренко, Н.А. Ефремовой под руководством Г.М. Гусева и Н.В. Арнаутова. Фотографии и микрофотографии выполнены С.Г. Моторным. По массиву Ессей использованы материалы А.А. Малышева.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОСФАТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

К настоящему времени гипергенные фосфаты выявлены на пяти массивах Маймеча-Котуйской провинции (Маган, Ыраас, Ессей, Гули, Дылбыха), однако скважинами они вскрыты только на первых трех, в связи с чем данный раздел касается кор выветривания только этих трех массивов.

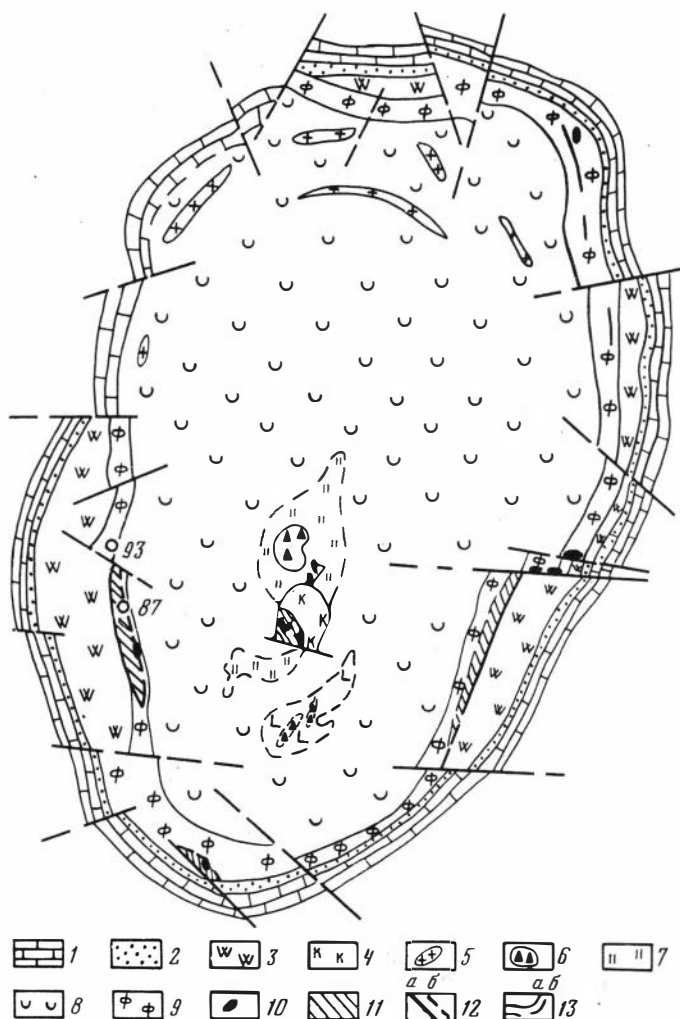
МАССИВ МАГАН

Массив Маган площадью 42 км² имеет грубоконцентрическое зональное строение (рис. 1). В центральной его части обнажаются карбонатиты, слагающие штокообразное тело площадью около 1 км². По периферии карбонатитового ядра прослеживаются карбонат-флогопит-магнетитовые и магнетитовые породы (иногда с форстеритом), относящиеся к фоскоритовой серии. По направлению к контактам они сменяются ийолитами и нефелин-пироксеновыми породами, слагающими примерно 75–80% площади массива. По самой периферии прослеживается зона апатитоносных полевошпат-пироксеновых фенитов (эгиринитов, твейтозитов, собственно фенитов) мощностью 50–700 м.

В пределах массива Маган выветриванию подвергаются различные типы пород — фениты, нефелин-пироксеновые породы, карбонатиты и некоторые другие. Выветрелые фениты вскрыты в западной (скв. 87, 93 и др.) и южной частях массива (см. рис. 1); гипергенные фосфаты по карбонатитам встречаются в его центральной части. Установленная площадь кор выветривания невелика, но не исключено, что в процессе дальнейших буровых работ она будет расширена; мощность кор выветривания достигает 100 м и более.

Рассмотрим кору выветривания существенно пироксеновых фенитов (эгиринитов) по скв. 93, расположенной на западном участке массива (см. рис. 1).

Интенсивно выветрелые породы по скважине залегают в интервале 3–17 м, ниже, до забоя (106,8 м), породы прочные, но несут тем не менее следы слабого выветривания; мы условно рассматриваем породы в этой части разреза как свежие. Эгириниты сложены эгирин-авгитом, апатитом, в подчиненном количестве присутствует флогопит. Зерна апатита удлиненные, часто неправильной формы, встречаются в виде рассеянных индивидов или гнезд. Привлекает внимание низкое в свежих породах (по большинству проб) содержание окиси магния и высокое — кремнезема (табл. 1). На начальной стадии выветривания наблюдаются гидратация и частичная деформация отдельных зерен флогопита, некоторое его обесцвечивание, растрескивание зерен пироксена.



Р и с. 1. Геологическая схема массива Маган

1 — доломиты; 2 — роговики; 3 — кварциты; 4 — карбонаты; 5 — нефелиновые сиениты; 6 — магнетитовые руды; 7 — карбонат-флогопит-магнетитовые породы; 8 — ийолиты, нефелин-пироксеновые породы; 9 — апатитовые фениты (эгириниты, твейтозиты); 10 — тела франколитовых руд; 11 — кора выветривания; 12 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые

В интенсивно выветрелом материале резко преобладают фосфор и связанный с ним кальций в виде первичного и новообразованного гипергенного апатита. В пробах из зоны выветривания содержание фосфатных минералов не менее 50, в верхней части зоны — более 70%. Окись кальция, по пересчету анализов, полностью или почти полностью входит в состав апатита. В одной из проб (обр. 7581, скв. 43, гл. 7,1 м) содержание гли-

нозема выше, чем кремнезема. В корях выветривания фосфатных пород подобный факт свидетельствует о присутствии алюмофосфатных минералов. Содержание железа в породах зоны выветривания чрезвычайно высокое. Заметно повышено по сравнению со свежими породами количество окисей титана, марганца, потерь при прокаливании. Понижено содержание щелочей. Состав глинистых минералов в коре выветривания монтмориллонит-гидроалюидный.

Очень низкое содержание в коре выветривания других, кроме кальциевых фосфатов, минеральных форм фосфора затрудняет применение для их изучения обычных методов минералогического исследования. В связи с этим для уточнения состава фосфатов в рассматриваемой коре выветривания в Лаборатории управления плодородием почв Сибирского научно-исследовательского института химизации сельского хозяйства СО ВАСХНИЛ под руководством Ю.И. Берхина было проведено определение форм фосфора по методике К.Е. Гинзбурга и Л.С. Лебедевой [1]. В стандартном виде данная методика позволяет выделить в почвах пять групп (фракций) фосфатов. I. Фосфаты кальция Ca-P_I — фосфаты щелочных металлов и аммония, кислые и свежесозревшие фосфаты $\text{Ca}(\text{Mg})$; $\text{Fe}^{2+} - \text{P}$ (типа вивинита) — частично. Растворитель 1% $(\text{NH}_4)_2 \cdot \text{SO}_4 + 0,25\% (\text{NH}_4 \cdot \text{MoO}_4)$; pH 4,8. II. Фосфаты кальция Ca-P_{II} — разноосновные фосфаты $\text{Ca}(\text{Mg})$, преимущественно вторично-образованные типа ди-, три- и октакальцифосфатов. $\text{Fe}^{2+} - \text{P}$ — значительно. Растворитель $\text{CH}_3\text{COOH} + \text{CH}_3\text{COONH}_4 + 0,25\% (\text{NH}_4)_2\text{MoO}_4$; pH 4,2. III. Фосфаты алюминия P-Al — типа варисцита, вавеллита и др.; часть органического фосфора. Растворитель 0,5 н. NH_4F ; pH 8,5. IV. Фосфаты железа $\text{Fe} - \text{P}$ — типа штрелгита, дюфренита и др. Часть фракции $\text{Al} - \text{P}$. Органические фосфаты — значительно. Растворитель 0,1 н. NaOH . V. Фосфаты кальция Ca-P_{III} — высокоосновные фосфаты типа апатита. Растворитель 0,5 н. H_2SO_4 .

Результаты анализа свежих и выветрелых пород (скв. 93) по указанным функциям приведены в табл. 2. Состав фосфатов свежих (обр. 7575, 7574, 7569) и выветрелых (обр. 7576, 7581) пород существенно различен. Наряду с увеличением общего содержания фосфора в коре выветривания возрастает содержание и относительно легко растворимых в кислой среде форм кальциевых фосфатов фракций I и II; заметного количества достигают алюмофосфаты (что соответствует данным химического анализа) и особенно железосоединения (около 1%). Другими методами последние не выявлены.

Привлекает внимание, что некоторое количество кальциевых фосфатов первых двух фракций, а также алюмо- и железосоединения встречается в породах, условно рассматриваемых как свежие. Выше подчеркивалось, что фактически они несут следы выветривания, которое, очевидно, сказалось в небольшой степени и на составе фосфатных минералов в этой зоне. В то же время некоторое количество тонкоизмельченного магматического апатита могло быть растворено в слабокислой среде под воздействием аммонийных солей серной, молибденовой и уксусной кислот и самой уксусной кислоты; известно, что при воздействии такой слабой кислоты, как лимонная, или ее аммонийной соли часть тонкодисперсного апатита также растворяется. С этих позиций используемая почвоведомы методика требует, на наш взгляд, дальнейшей доработки.

Таблица 1

Химический состав коры выветривания эгиринитов массива Маган (скв. 93)

№ обр.	Глубина, м	Породы	Объемный вес г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
7582	3,66	Фосфатно-железистые продукты выветривания	—	5,00	0,34	1,00	11,53	Не обн.
7581	7,10		—	4,00	1,32	5,20	28,20	"
7577	5,80		—	6,00	1,26	4,30	24,20	"
7576	5,60		—	6,00	1,10	3,83	23,60	"
Среднее			1,58	5,25** 0,083	1,00 0,16	3,58 0,05	21,88 0,346	Не обн.
7575	52,0	Эгиринит свежий	3,19	67,00 2,137	0,21 0,007	—	3,89 0,124	4,00 0,128
7574	66,5		3,12	57,00 1,778	0,40 0,012	0,80 0,025	4,19 0,137	3,73 0,112
7589	81,0		3,20	55,00 1,760	0,35 0,011	0,40 0,013	4,40 0,141	3,60 0,115
7568a	87,0		3,10	54,00 1,674	0,22 0,007	0,55 0,017	4,18 0,130	3,85 0,120
7567a	95,4		3,13	63,00 1,972	0,38 0,012	0,70 0,022	4,78 0,150	3,89 0,122
Среднее			3,15	59,20 1,865	0,31 0,010	0,51 0,017	4,26 0,133	3,81 0,120

*За вычетом CO₂

**В числителе — в %, в знаменателе — в г/см³; для обр. 7582—7576 — содержание, %.
Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики М.И. Зеркалова, Е.Г. Самойлова.

Таблица 2

Фракционный состав фосфатов в свежих и выветрелых эгиринитах массива Маган (скв. 93)

№ обр.	Глубина, м	Валовое содержание P ₂ O ₅ , %	Содержание P ₂ O ₅ по фракциям, %	
			I	II
7581	7,1	21,8	1,20	2,50
7576	5,5	24,08	1,40	2,53
7575	52,0	3,57	0,47	0,68
7574	66,5	4,71	0,54	0,83
7569	81,0	6,08	0,51	1,03

Примечание. Степень выветривания пород указана в табл. 1.

CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п. *	Сумма
46,50	0,20	0,30	0,50	0,10	31,00	0,41	3,39	100,27
28,50	1,00	1,30	0,33	0,11	21,80	0,28	8,48	100,52
32,00	0,40	0,72	0,33	0,07	23,30	0,22	8,06	100,86
33,50	0,35	0,62	0,38	0,10	24,08	0,39	6,89	100,84
35,12	0,49	0,74	0,38	0,10	25,04	0,32	6,70	100,61
0,555	0,008	0,012	0,006	0,0016	0,396	0,005	0,16	
17,10	0,70	0,15	2,16	0,47	3,57	0,24	0,89	100,38
0,545	0,022	0,005	0,069	0,015	0,114	0,009	0,026	
22,00	2,90	0,22	1,76	0,45	4,71	0,27	1,31	99,74
0,702	0,090	0,006	0,064	0,017	0,145	0,008	0,034	
22,50	2,90	0,20	2,05	0,55	6,05	0,27	1,09	99,36
0,720	0,093	0,006	0,064	0,018	0,194	0,009	0,035	
20,00	7,70	0,16	2,20	0,51	5,04	0,05	1,35	99,81
0,620	0,239	0,005	0,068	0,016	0,155	0,002	0,042	
18,10	1,10	0,15	2,13	0,50	3,90	0,05	1,45	100,13
0,567	0,034	0,005	0,067	0,015	0,122	0,002	0,045	
19,94	3,06	0,18	2,06	0,50	4,65	1,22	1,20	99,88
0,628	0,096	0,006	0,065	0,017	0,146	0,006	0,038	

Содержание P ₂ O ₅ по фракциям, %			Суммарное содержание P ₂ O ₅ по фракциям	
III	IV	V	% к весу породы	% от валового содержания
0,250	0,775	9,25	13,97	64,10
0,192	0,742	5,37	10,23	42,48
0,030	0,075	1,14	2,39	66,70
0,032	1,07	1,81	4,28	90,09
0,04	0,07	2,07	3,72	61,18

Сумма содержаний фосфатных фракций, полученная с применением данной методики, оказалась меньше, чем валовое содержание P_2O_5 в породе. Это касается как свежего, так и выветрелого материала. Можно высказать лишь предположения, каким минеральным формам отвечает этот не выявленный рациональным анализом фосфор. В свежих породах это, несомненно, первичный апатит. В коре выветривания, по полученным данным, сумма фракций по отношению к валовому содержанию фосфора (42,48–64,10%) несколько ниже, чем в свежих породах (61,18–90,09). Это может быть связано как с тем, что зерна первичного апатита покрыты подчас труднорастворимой пленкой окислов железа, что снижает растворимость и самого апатита, так и с присутствием форм фосфора, возможно, не улавливаемых анализом по принятой методике (фосфат, сорбированный глинистыми минералами, и др.).

Динамика поведения элементов в коре выветривания изучалась изобъемным методом. При этом содержания алюминия, железа, марганца и фосфора при расчете на единицу объема коры выветривания оказались выше, чем в свежих породах (см. табл. 1), что может быть связано с некоторым уплотнением породы в зоне выветривания. Следует также учитывать, что материал коры выветривания очень непрочен, и мы смогли провести лишь одно определение его объемного веса. В то же время нельзя исключить и некоторое накопление в коре выветривания отдельных элементов, в частности фосфора, в результате их привноса. Ряд подвижности элементов в коре выветривания оказался следующим (здесь и далее в скобках даны значения степени выноса данного элемента при выветривании по отношению к свежей породе): $Si (0,95) > Mg (0,92) > Na (0,91) > K (0,89) > Ca (0,12) > Al, P, Fe, Mn$.

Малый вынос кальция, а также присутствие заметного количества натрия в зоне интенсивного выветривания связаны с высокой концентрацией здесь апатита. Натрий в составе апатита замещает кальций в большинстве случаев более охотно, чем калий, и именно этим объясняется довольно высокое количество натрия по отношению к калию в рассматриваемой коре выветривания, где степень выноса их примерно одинакова. В большинстве же случаев [40] при выветривании основных пород подвижность натрия выше, чем калия, и содержание калия в связи с этим в корях выветривания часто более высокое по отношению к натрию, хотя в свежих породах имело место обратное соотношение содержаний этих элементов.

Интересно, что, хотя в коре выветривания наблюдается некоторый вынос кальция, содержание его (в вес. %) увеличивается тем не менее в несколько раз по сравнению со свежей породой.

Наиболее подвижным элементом в данной коре выветривания оказался кремнезем. Более 95% кремнезема вынесено из породы в процессе выветривания.

При расчете порядка устойчивости элементов в коре выветривания по методу элемента-свидетеля ряд подвижности их в общем такой же, как и при подсчете изобъемным методом.

Подобные фосфато-железистые коры выветривания, состоящие более чем на 50% из апатита, характеризующиеся почти полным выносом кремнезема и развитые по алюмосиликатным породам, ранее не описывались.

Рассмотрим кору выветривания фенитов пироксен-калишпатового

состава — так называемых твейтозитов — участка Маган по скв. 87, расположенной также на западе массива. Пироксены представлены эгирин-авгитом ($Ng = 1,748$, $Np = 1,708-1,715$, плеохроизм по Ng — зеленый, по Np — коричнево-зеленый, $2V$ от -82 до $+86^\circ$, $cNg = 6-20^\circ$), калиевые полевые шпаты в основном нерешетчатые ($Ng = 1,520 \pm 0,002$, $2V$ от -58 до -79), хотя иногда наблюдаются и пертитовые сростки. Распределение пироксенов и полевых шпатов в породе чрезвычайно неравномерное, с чем связано существенное колебание ее химического состава (табл. 3). В процессе выветривания наиболее значительным изменениям подвергаются пироксены. Они обесцвечиваются, дезинтегрируются; железо, выходящее из кристаллической решетки пироксенов в виде вторичных окислов, окрашивает породу в бурый цвет. Значительно менее изменены полевые шпаты, для которых отмечаются растрескивание (в том числе по спайности), замутнение. В зоне выветривания наблюдается также новообразование карбонатов.

В скв. 87, в ее верхней части, до глубины примерно 8,3 м породы свежие, в интервале 8,3–37,0 м — от свежих до выветрелых (избирательно, без четкой зональности) и глубже — существенно выветрелые. Полная глубина выветривания не ясна, но она прослеживается по крайней мере до 101,5 м. Очевидно, здесь имеет место линейная кора выветривания, связанная с зоной разлома (трещиноватости).

В зоне выветривания, по данным химических анализов (см. табл. 3), наблюдается существенное повышение содержания окисного железа, титана, отчасти фосфора и кальция. Часть кальция связана с фосфором в структуре апатита; содержание его в не связанной с фосфором форме в коре выветривания по сравнению со свежей породой понижается. Существенно уменьшается также содержание кремнезема, щелочей, глинозема. Состав глинистых минералов в зоне выветривания монтмориллонитовый, с небольшой примесью гидрослюда в одной из проанализированных проб (табл. 4).

Анализ подвижности элементов в рассматриваемой коре выветривания, проведенный изобъемным методом, показал концентрацию здесь титана, железа, марганца, фосфора. По расчету методом элемента-свидетеля, за который был принят титан, содержание фосфора в коре выветривания падает. Ряд подвижности всех элементов, по данным пересчета анализов изобъемным методом, следующий: $Na(0,54) > Si(0,50) > K(0,38) > Al(0,32) > Mg(0,15) > Ca(0,01) > Ti, Fe, Mn, P$.

Некоторая условность значений степени выноса элементов может быть связана с неоднородностью первичного материала выветрелых пород, а также с малым числом проб (две) из зоны существенного выветривания. Тем не менее факт очень большого выноса кремния (уступающего по подвижности лишь натрию) несомненен. При этом в промежуточной зоне вынос кремния также относительно высок и уступает лишь выносу щелочей. Натрий выносятся из коры выветривания более интенсивно, чем калий, что для основных и ультраосновных пород, как указано выше, в общем обычно. Низкое содержание апатита в коре выветривания, в отличие от скв. 93, не смогло оказать заметного влияния на подвижность и соотношение содержания калия и натрия.

Свежие породы по скв. 87 и 93 в минералогическом отношении несколько различаются, что находит отражение и в их химическом составе: свежие

Таблица 3

Химический состав коры выветривания пироксен-полевошпатовой породы массива Маган (скв. 87)

№ обр.	Глубина, м	Степень выветривания породы	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
7616	3,0	Свежая порода	3,10	<u>53,00**</u> 1,643	<u>0,40</u> 0,012	<u>5,72</u> 0,177	<u>7,22</u> 0,224	<u>3,40</u> 0,105
7617	4,5	То же	2,83	<u>62,00</u> 1,754	<u>0,26</u> 0,007	<u>11,80</u> 0,334	<u>5,15</u> 0,141	<u>2,34</u> 0,066
7618	6,0	”	2,93	<u>50,00</u> 1,465	<u>0,36</u> 0,011	<u>8,50</u> 0,249	<u>7,08</u> 0,207	<u>3,26</u> 0,096
7619	8,0	”	2,84	<u>55,00</u> 1,562	<u>0,39</u> 0,011	<u>6,75</u> 0,192	<u>8,03</u> 0,228	<u>3,33</u> 0,095
7621	14,5	”	2,81	<u>50,00</u> 1,405	<u>0,20</u> 0,006	<u>11,83</u> 0,332	<u>1,48</u> 0,042	<u>3,40</u> 0,096
Среднее			2,90	<u>54,00</u> 1,567	<u>0,32</u> 0,010	<u>8,92</u> 0,259	<u>5,79</u> 0,168	<u>3,15</u> 0,092
7622	15,3	Порода, в различной степени выветрелая	2,52	<u>56,50</u> 1,423	<u>0,30</u> 0,008	<u>15,70</u> 0,396	<u>4,78</u> 0,120	<u>1,55</u> 0,039
7624	44,0	То же	3,14	<u>40,00</u> 1,256	<u>0,72</u> 0,023	<u>6,00</u> 0,188	<u>13,04</u> 0,410	<u>2,22</u> 0,070
7625	47,0	”	2,81	<u>46,50</u> 1,306	<u>0,62</u> 0,017	<u>6,00</u> 0,168	<u>9,83</u> 0,276	<u>3,40</u> 0,095
Среднее			2,82	<u>47,67</u> 1,344	<u>0,55</u> 0,016	<u>9,23</u> 0,260	<u>9,22</u> 0,260	<u>2,39</u> 0,067
7628	53,00	Порода, в существенной степени выветрелая	2,38	<u>27,00</u> 0,643	<u>1,16</u> 0,028	<u>5,13</u> 0,122	<u>14,74</u> 0,351	<u>3,48</u> 0,083
7629	55,0	То же	2,46	<u>38,00</u> 0,935	<u>1,50</u> 0,037	<u>9,35</u> 0,230	<u>22,81</u> 0,561	<u>6,48</u> 0,159
Среднее			2,42	<u>32,5</u> 0,786	<u>1,33</u> 0,032	<u>7,24</u> 0,175	<u>18,77</u> 0,454	<u>4,98</u> 0,121
Среднее по коре выветривания			2,67	<u>41,60</u> 1,111	<u>0,86</u> 0,023	<u>8,43</u> 0,225	<u>13,04</u> 0,348	<u>3,45</u> 0,092

* За вычетом CO₂.** В числителе — в %, в знаменателе — в г/см³.

Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики М.И. Зеркалова, Е.Г. Самойлова, Л.С. Зоркина.

CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.*	Сумма
<u>15,90</u> 0,493	<u>1,93</u> 0,060	<u>0,18</u> 0,006	<u>4,53</u> 0,0140	<u>1,92</u> 0,060	<u>5,35</u> 0,166	<u>0,27</u> 0,008	<u>0,01</u> 0,0003	99,84
<u>5,00</u> 0,146	<u>1,30</u> 0,036	<u>0,09</u> 0,003	<u>3,76</u> 0,106	<u>6,82</u> 0,193	<u>0,25</u> 0,007	<u>0,24</u> 0,007	<u>0,80</u> 0,023	99,83
<u>14,70</u> 0,431	<u>3,75</u> 0,110	<u>0,17</u> 0,005	<u>4,47</u> 0,131	<u>2,33</u> 0,068	<u>4,45</u> 0,130	<u>0,27</u> 0,008	<u>0,43</u> 0,013	99,77
<u>11,15</u> 0,317	<u>3,95</u> 0,112	<u>0,18</u> 0,005	<u>3,94</u> 0,112	<u>3,64</u> 0,103	<u>2,84</u> 0,081	<u>0,60</u> 0,017	<u>0,36</u> 0,010	100,16
<u>13,80</u> 0,388	<u>1,40</u> 0,039	<u>0,10</u> 0,003	<u>2,73</u> 0,078	<u>6,20</u> 0,174	<u>7,50</u> 0,211	<u>0,68</u> 0,019	<u>0,12</u> 0,003	99,44
<u>12,11</u> 0,351	<u>2,47</u> 0,072	<u>0,14</u> 0,004	<u>3,89</u> 0,113	<u>4,18</u> 0,121	<u>4,08</u> 0,119	<u>0,41</u> 0,012	<u>0,34</u> 0,010	99,80
<u>4,73</u> 0,113	<u>1,07</u> 0,027	<u>0,09</u> 0,002	<u>2,01</u> 0,050	<u>5,56</u> 0,140	<u>0,65</u> 0,015	<u>0,30</u> 0,008	<u>6,36</u> 0,150	99,60
<u>18,20</u> 0,571	<u>4,75</u> 0,149	<u>0,28</u> 0,009	<u>3,06</u> 0,096	<u>1,98</u> 0,062	<u>7,42</u> 0,233	<u>0,22</u> 0,007	<u>2,44</u> 0,007	100,33
<u>16,10</u> 0,452	<u>4,53</u> 0,127	<u>0,27</u> 0,008	<u>3,82</u> 0,107	<u>1,88</u> 0,053	<u>5,65</u> 0,159	<u>0,27</u> 0,008	<u>1,31</u> 0,037	100,18
<u>13,01</u> 0,367	<u>3,45</u> 0,097	<u>0,21</u> 0,006	<u>2,96</u> 0,083	<u>3,14</u> 0,089	<u>4,57</u> 0,129	<u>0,26</u> 0,007	<u>3,37</u> 0,095	100,04
<u>23,50</u> 0,559	<u>2,57</u> 0,061	<u>0,39</u> 0,009	<u>2,16</u> 0,051	<u>2,55</u> 0,060	<u>14,00</u> 0,333	<u>0,33</u> 0,008	<u>3,15</u> 0,075	100,16
<u>5,10</u> 0,125	<u>2,50</u> 0,062	<u>0,60</u> 0,015	<u>2,13</u> 0,052	<u>3,66</u> 0,090	<u>1,20</u> 0,030	<u>0,27</u> 0,007	<u>6,21</u> 0,153	99,81
<u>14,20</u> 0,346	<u>2,53</u> 0,061	<u>0,49</u> 0,012	<u>2,15</u> 0,052	<u>3,10</u> 0,075	<u>7,69</u> 0,184	<u>0,30</u> 0,007	<u>4,68</u> 0,113	99,97
<u>13,52</u> 0,361	<u>3,08</u> 0,082	<u>0,32</u> 0,011	<u>2,64</u> 0,070	<u>3,12</u> 0,083	<u>5,78</u> 0,154	<u>0,28</u> 0,007	<u>3,89</u> 0,104	100,01

Таблица 4

Результаты рентгеновского анализа глинистых минералов (фракция менее 0,001 мм)
 коры выветривания массива Малап (скв. 87, 93)

Обр. 7623, 7627		Обр. 7624		Обр. 7628, 7581		Обр. 7576		Обр. 7582,
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I
20	15-16*	100	12,4*	10	12,6*	—	—	—
—	—	—	—	30	10-11 (шир.)	10	10-11	15
—	—	—	—	—	—	—	—	10
20	4,5	20	4,5	10	4,50	—	—	—
100	4,20	40	4,20	100	4,20	100	4,20	60
—	—	—	—	—	3,60	—	—	10
—	—	—	—	10	3,38	20	3,40	—
—	—	15	3,22	—	—	—	—	—
5	3,00	—	—	10	3,05	—	—	—
10	2,80	10	2,80	10	2,80	10	2,80	10
10	2,69	15	2,69	36	2,69	20	2,70	30
15	2,60	15	2,58	30	2,55	—	—	—
—	—	15	2,51	—	—	—	—	—
20	2,46	20	2,46	45	2,45	30	2,40	30
10	2,24	5	2,22	25	2,24	20	2,24	10
—	—	—	—	25	2,19	20	2,19	5
5	1,91	—	—	15	1,91	—	—	5
5	1,80	—	—	—	—	—	—	—
5	1,72	10	1,72	—	—	20	1,71	—
10	1,56	5	1,622	—	—	—	—	—
10	1,507	10	1,509	—	—	—	—	—

*При напытии этиленгликолем рефлекс смещается до 17 Å.

Условия съемки: ДРОН-2, CuK α -излучение, поправка введена по кремнию особой чистоты. Образцы взяты по скв. 87 с глубины 39,0 м (обр. 7623), 44,0 м (обр. 7624),

породы скв. 93 характеризуются более низким содержанием окислов алюминия, железа, натрия и особенно калия и более высоким — кальция, отчасти кремния, по некоторым пробам — магния.

По скв. 93 приповерхностные породы выветрены значительно больше, чем по скв. 87, что выражается в исключительно низком содержании кремнезема, окиси натрия и калия, полном отсутствии закисного железа и почти полном (по ориентировочному пересчету) — окиси кальция, не связанного в молекулу апатита, а также в присутствии алюмофосфатов.

В то же время, несмотря на некоторые различия в составе материнских пород по скв. 87 и 93, они все же в определенной степени близки, как сходен и процесс их выветривания. Это позволяет построить по данным скважинам единый профиль выветривания. При таком подходе по скв. 87 мы наблюдаем начальную и умеренную стадии выветривания, а в верхней части скв. 93 — стадию интенсивного выветривания. В зоне начального выветривания сохраняется значительное количество кремнезема, кальция (не связанного с апатитом), щелочей. Состав глинистых минералов здесь, по данным рентгеновского анализа фракции менее 0,001 мм, монтмориллонито-

7577		Гидрослюда [7]		Монтмориллонит [7]		Гетит [7]		Апатит [7]	
	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
—	—	—	—	Ср.	16–10	—	—	—	—
10	—	С.	10,1	—	—	—	—	—	—
5,0	—	Ср.	4,98	—	—	15	4,98	—	—
—	—	С.	4,50	С.	4,50	—	—	—	—
4,19	—	Осл.	4,10	—	—	100	4,18	—	—
3,66	—	Ср. с.	3,62	—	—	—	—	—	—
—	—	С.	3,32	—	—	10	3,38	—	—
—	—	Ос.	3,20	—	—	—	—	—	—
—	—	Ср. с.	3,08	—	—	—	—	—	—
2,80	—	—	—	—	—	—	—	100	2,80
2,69	—	Сл.	2,67	—	—	30	2,69	—	—
—	—	Осл.	2,57	С.	2,60	8	2,58	—	—
—	—	—	—	—	—	15	2,42	—	—
2,45	—	Ср.	2,38	—	—	25	2,45	—	—
2,24	—	Ср. сл.	2,25	Сл.	2,25	10	2,25	—	—
2,19	—	Ср.	2,14	Сл.	2,16	—	—	—	—
1,93	—	Ср.	1,99	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	Осл.	1,71	Ср.	1,71	—	—	—	—
—	—	Ср.	1,65	—	—	—	—	—	—
—	—	С.	1,50	С.	1,50	—	—	—	—

48,0 м (обр. 7627), 53,0 м (обр. 7628), и по скв. 93 с глубины 3,6 м (обр. 7582), 5,5 м (обр. 7576), 5,8 м (обр. 7577), 7,10 м (обр. 7581).

вый. В коре выветривания обеих скважин развивается вторичный фосфат. По скв. 87 он цементирует неразложившиеся до конца зерна первичных минералов (апатита, калиевого полевого шпата), по скв. 93, в верхней ее части, в зоне интенсивного выветривания наблюдаются многочисленные прожилки гипергенного скрытокристаллического фосфата (обр. 7580).

В зоне интенсивного выветривания из породы удаляется почти весь кремнезем, и она на 90% состоит из кальциевых фосфатов и окислов железа (гетита). Состав глинистых минералов здесь гидрослюдистый, с небольшой примесью монтмориллонита. Характерно, что весьма интенсивное преобразование породы, характеризующееся почти полным выносом кремнезема, осуществляется уже на гидрослюдистой стадии выветривания. При этом энергичному выносу кремнезема соответствует не менее энергичное накопление в породах фосфора. Второй особенностью данной коры выветривания является накопление фосфора в гидрослюдистой зоне в виде не только кальциевых фосфатов, но и алюмофосфатов. Коры выветривания, сложенные главным образом фосфатными и железистыми минералами, хорошо известны, но они часто (хотя и отнюдь не всегда) имеют латерит-

ный характер, и фосфатные минералы в их составе представлены алюмоили железофосфатами. В данном случае среди фосфатных минералов абсолютно преобладают кальциевые фосфаты, и, применительно к классификации И.И. Гинзбурга, такие коры выветривания должны рассматриваться как ферритно-фосфатные (гетит-апатитовые). Рассматриваемая кора выветривания развивалась по апатитоносным силикатным образованиям, но близкие по составу продукты могут формироваться при выветривании качественно иных пород, в частности апатитосодержащих анкеритовых карбонатов [32].

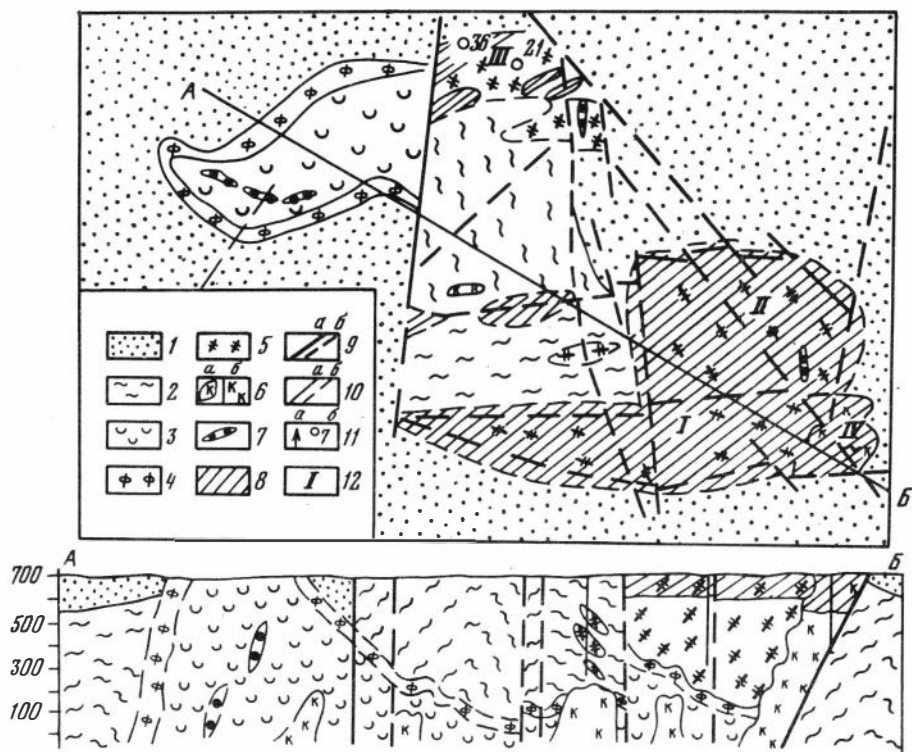
При выветривании силикатных пород в условиях существенно щелочного режима выявляются две линии образования и трансформации глинистых минералов [33]: монтмориллонит на более ранней стадии выветривания и гидрослюда — на более поздней, или, наоборот, сначала гидрослюда, затем монтмориллонит. На месторождении Маган формирование глинистых минералов идет по первой из этих последовательностей.

Гипергенные фосфаты в пределах массива наиболее широко развиты на двух участках — в центральной части, где они приурочены к полю карбонатов, и в южной его части, где они ассоциируют с эгиринитами; в меньшем количестве они выявлены в продуктах выветривания эгиринитов на других площадях (скв. 87, 93). В центральной части массива гипергенные фосфатные породы, содержащие 28–34% P_2O_5 , слагают блок размером 400 × 200 м в плане и до 27 м на глубину, где они сменяются карбонатитами, содержащими бедную вкрапленность апатита (2–3% P_2O_5). Эти породы, часто пористой, кавернозной, ячеистой текстуры, окрашены в серый, бурый, коричневый цвета. Иногда в них видна грубая полосчатость, выраженная различными оттенками цвета.

Гипергенные фосфаты в южной части массива, развитые по эгиринитам (фенитам), образуют тела размером до первых десятков метров в плане; они четко приурочены к разломам. Макроскопически это пористые породы фосфатного или фосфат-эгиринового состава. В одних случаях они сложены исключительно гипергенным фосфатом, в других — наряду с гипергенным фосфатом в породе присутствует то или иное количество эгиринита или первичного апатита (или обоих этих минералов).

МАССИВ ЫРААС

Массив Ыраас имеет сложное блоково-тектоническое строение. В северо-западной его части на площади около 1,2 км² обнажаются ийолиты и нефелин-пироксеновые породы, представляющие собой, вероятно, апикальную часть глубинной ультраосновной–щелочной интрузии (рис. 2). Центральную и восточную части массива (7,0 км²), почти не обнаженные, заболоченные, слагают архейские гнейсы, выведенные на дневную поверхность среди вмещающих протерозойских песчаников в связи с интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники и внедрением интрузии Ыраас. Рудоносны главным образом слюдиты (апогнейсовые флогопитовые породы), фенитизированные, апатитизированные гнейсы, содержащие многочисленные прожилки и более крупные тела апатит-магнетитовых руд, а также карбонатов. В совокупности эти породы образуют единую рудную толщу, средняя мощность отдельных прослоев пород в которой составляет 0,8–2,75 м.



Р и с. 2. Геологическая схема массива Ыраас

1 — протерозойские песчаники; 2 — архейские гнейсы; 3 — трасовые ийолиты, нефелин-пироксеновые породы; 4 — фениты; 5 — фенитизированные гнейсы со штокверковым апатит-магнетитовым оруденением; 6 — карбонаты: а — жилы, б — штокообразное тело; 7 — наиболее крупные тела апатит-магнетитовых руд; 8 — кора выветривания; 9 — разломы: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 11 — скважины: а — на разрезе, б — на схеме; 12 — рудные зоны (блоки)

Средние содержания P_2O_5 в слюдистых и "рудных" гнейсах — 7,46%, в безрудных гнейсах — 3,11, в карбонатах — 4,00%.

Структура рудного поля наиболее близка к штокверковой, осложненной системой субпараллельных крутопадающих рудных жил. В пределах рудного поля, по данным бурения, магнитной съемки и гравиметрии, выделены четыре рудные зоны, или блока (I–IV). Три из них сложены слюдами и гнейсами, а четвертый (в юго-восточной части массива) — карбонатами с франколитсодержащей корой выветривания. Мощность рудной толщи, по данным бурения, не менее 500 м.

В северо-западной части массива гипергенное изменение пород проявляется незначительно. В верхней (приповерхностной) зоне до глубины 3–4,7 м, иногда до 9,1 м (скв. 137) нефелин-пироксеновые породы превращены в щебень, дресву, заключенную в бурый суглинок, содержащий чешуйки флогопита и иногда магнетита. Ниже почти сразу начинаются моноклинные нефелин-пироксеновые породы и ийолиты без признаков гипергенного изменения.

Таблица 5

Глубина развития коры выветривания по скважинам массива Ыраас

Юго-восточная часть				Центральная часть			
блок I		блок II		блок IV		блок III	
№ скв.	глубина, м	№ скв.	глубина, м	№ скв.	глубина, м	№ скв.	глубина, м
34	103	5	73,2	15	136,7	36	35,3
3	127,7	7	70,9			16	24,0
38	112,8	130	59,0			100	9,0
9	112,5	128	70,1			8	17,1
		19	109,4			106	5,1
		11	89,5			18	21,5
		13	50,8			21	12,7
		23	128,9			104	8,1
						20	15,8
Средняя глубина 118,0		81,4		136,7		16,5	

В центральной части массива коры выветривания отсутствуют или имеют небольшую мощность (8,1–35,3 м). В последнем случае они сложены продуктами разложения флогопитовых апогнейсовых пород (слюдитов) и карбонатитов; затронуты выветриванием также магнетит-апатитовые породы и гнейсы. Наиболее преобразованными при этом являются слюдиты.

В юго-восточной части массива процессы выветривания выражены значительно интенсивнее. Глубина выветривания достигает здесь 129,0–136,0 м (табл. 5). Участками выветрелые породы окварцованы, причем окварцевание прослеживается до глубины 60–70 м. Значительно развиты гипергенные франколитовые породы, прослеживающиеся до глубины 100 м и более (скв. 15). Выветриванию подвергаются кварц-плагиоклазовые гнейсы, слюдиты, магнетит-апатитовые породы, карбонатиты. В связи с неоднородностью состава первичных пород в коре выветривания зональность не наблюдается. Отдельные зоны намечаются только для определенных разновидностей пород по единичным скважинам. Нижнюю границу коры выветривания определить очень трудно, так как признаки гипергенного изменения исчезают с глубиной постепенно, а главное, наблюдается избирательное выветривание различных разновидностей пород. Так, в скв. 9 гипергенные франколитовые породы прослеживаются в основном до глубины 112,5 м, однако ниже, после большого перерыва, они вскрываются в интервалах 269,0–278,0 и даже 368,6–369,6 м, где связаны, очевидно, с инфильтрацией фосфорсодержащих растворов в нижние горизонты. Лимонитизация и выщелачивание карбонатитов по той же скважине прослеживаются до глубины 142,2 м, а выветривание апатит-магнетитовых руд – до 197,2 м, в то время как свежие невыветрелые гнейсы наблюдаются уже с интервалом 112–120 м. Поэтому за нижнюю границу коры выветривания нами приняты горизонты, на которых апатит-франколитовые руды (породы) сменяются существенно апатитовыми (апатитсодержащими). По керну скважин такие

горизонты чаще всего фиксируются по полному исчезновению сплошных франколитовых руд и появлению материнских для них карбонатитов.

При выветривании гнейсов полевые шаты серицитизируются, реже отмечаются пелитизация и хлоритизация, появляются вермикулит и гидрослюда. В продуктах конечного выветривания гнейсов при термических анализах (аналитик Р.В. Чельшева) обнаружены вермикулит, монтмориллонит, каолин, керчинит (?), вивианит. Структуры и текстуры гнейсов при выветривании сохраняются; дезинтеграция пород проявляется только в отдельных интервалах, фосфаты в выветрелых гнейсах представлены остаточным апатитом, имеющим бурую окраску за счет лимонита, или новообразованным гипергенным.

Не подвергавшиеся процессам выветривания слюдиты представляют собой буровато-коричневую массивную породу. Чешуйки слюды розового или розово-красного цвета, с яркими цветами интерференции, плеохроируют в розовых и красноватых тонах, имеют большей частью неправильную форму. Размер зерен 0,01–0,25, в основной массе — не более 0,03 мм. Более крупные зерна распространены спорадически в основной массе или чаще в виде прожилков. Лишь изредка встречаются хорошо ограненные зерна (Таблица I, 1).

Апатит, зерна которого, как правило, не имеют сколько-нибудь четких кристаллографических форм, развивается главным образом в виде прожилков, гнезд. Размер зерен 0,05–0,25 мм.

По данным рентгеновского анализа, слюда относится к ряду биотит–флогопит. Резкое преобладание в ее составе магния над железом позволяет рассматривать слюду как флогопит (табл. 6, обр. 7529, 7533). Химический состав слюдитов, за вычетом фосфора и связанного с ним почти всего выделяемого химическим анализом кальция, весьма близок к составу темнобурых и бурых флогопитов из слюдитов Ковдорского месторождения [49].

Выветривание слюдитов изучалось в северо-западной части массива. Слюдиты часто замещают гнейсы (Таблица I, 2), при этом наблюдается, что повышенная апатитоносность связана именно со слюдитами, а сами гнейсы апатитом бедны. Этот вывод подтверждается и данными химических анализов (см. табл. 6). Для гнейсов характерны несколько пониженное содержание окиси калия, кальция (в связи со снижением содержания апатита), магния и существенно более высокое содержание кремнезема, алюминия, натрия, отражающих кварц-плагиоклазовый его состав.

При выветривании слюдитов чешуйки флогопита обесцвечиваются, интенсивность цветов интерференции понижается, как и интенсивность плеохроизма, который в верхней зоне выветривания не выражен. Неравномерно развиваются бурые гидроокислы железа. Тонкие чешуйки слюды в основном индивидуализированы плохо, и в такой микрозернистой массе выделяются участки с субпараллельным погасанием слагающих их частиц (Таблица II, 1). Крупные зерна слюды деформированы, и иногда в них отдельные "звенья" перемещены одно относительно другого по спайности. В самой верхней части коры выветривания наблюдается вторичная карбонатизация в виде пойкилитовых образований. Карбонатом замещаются и отдельные зерна апатита. По химическому составу в коре выветривания слюдитов выделяются две зоны — умеренного и существенного выветривания. В зоне

Т а б л и ц а 6

Химический состав коры выветривания слюдитов массива Ыраас (скв. 36)

№ обр.	Глубина, м	Степень выветривания	Объемный вес, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Порода								
7519	3,5	Слюдит, существенно выветрелый	2,42	<u>30,50</u> ^{**} 0,738	<u>0,26</u> 0,006	<u>5,90</u> 0,143	<u>10,17</u> 0,246	<u>1,65</u> 0,040
7520	10,3	То же	2,52	<u>32,00</u> 0,806	<u>0,60</u> 0,015	<u>10,50</u> 0,265	<u>10,09</u> 0,265	<u>2,35</u> 0,059
Среднее			2,47	<u>31,25</u> 0,772	<u>0,43</u> 0,011	<u>8,20</u> 0,203	<u>10,13</u> 0,250	<u>2,00</u> 0,049
7521	20,0	Слюдит, умеренно выветрелый	2,53	<u>33,75</u> 0,855	<u>0,68</u> 0,017	<u>8,80</u> 0,223	<u>10,35</u> 0,262	<u>3,74</u> 0,095
7522	31,0	То же	2,58	<u>34,80</u> 0,898	<u>0,26</u> 0,007	<u>6,90</u> 0,178	<u>7,14</u> 0,184	<u>1,00</u> 0,026
7524	36,0	”	2,62	<u>39,30</u> 1,030	<u>0,29</u> 0,008	<u>9,33</u> 0,244	<u>8,11</u> 0,213	<u>1,12</u> 0,029
Среднее			2,58	<u>35,95</u> 0,928	<u>0,41</u> 0,011	<u>8,34</u> 0,215	<u>8,53</u> 0,220	<u>1,95</u> 0,050
7526	51,8	Гнейс, замещаемый слюдитом	2,75	<u>46,50</u> 1,279	<u>0,98</u> 0,027	<u>17,40</u> 0,478	<u>7,54</u> 0,207	<u>4,56</u> 0,125
7527	62,5		2,76	<u>44,50</u> 1,228	<u>0,59</u> 0,016	<u>12,10</u> 0,334	<u>7,04</u> 0,194	<u>4,47</u> 0,131
7528	71–73	Гнейс свежий	2,79	<u>52,30</u> 1,459	<u>0,81</u> 0,023	<u>16,06</u> 0,448	<u>4,23</u> 0,118	<u>3,53</u> 0,098
Среднее			2,77	<u>47,76</u> 1,32	<u>0,79</u> 0,021	<u>15,19</u> 0,410	<u>6,27</u> 0,174	<u>4,28</u> 0,118
7529	69–71	Слюдит свежий		37,50	0,41	8,90	3,96	4,36
7533	81	То же	2,86	<u>33,50</u> 0,958	<u>0,61</u> 0,017	<u>9,25</u> 0,265	<u>3,42</u> 0,098	<u>4,36</u> 0,125
Среднее			2,86	<u>35,50</u> 1,015	<u>0,51</u> 0,015	<u>9,07</u> 0,259	<u>5,69</u> 0,106	<u>4,36</u> 0,125

CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п. *	Сумма
10	11	12	13	14	15	16	17	18

Порода

<u>12,80</u> 0,310	<u>16,50</u> 0,399	<u>0,11</u> 0,003	<u>0,016</u> 0,001	<u>0,70</u> 0,017	<u>7,21</u> 0,175	Не опр.	<u>14,08</u> 0,341	99,90
-----------------------	-----------------------	----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	---------	-----------------------	-------

<u>7,60</u> 0,192	<u>16,75</u> 0,422	<u>0,09</u> 0,002	<u>0,59</u> 0,015	<u>0,90</u> 0,023	<u>4,46</u> 0,112	<u>0,32</u> 0,008	<u>13,65</u> 0,344	99,89
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-----------------------	-------

<u>10,20</u> 0,252	<u>16,62</u> 0,411	<u>0,10</u> 0,002	<u>0,30</u> 0,007	<u>0,80</u> 0,020	<u>5,83</u> 0,144	<u>0,16</u> 0,004	<u>13,86</u> 0,342	99,89
-----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-----------------------	-------

<u>8,50</u> 0,215	<u>15,25</u> 0,386	<u>0,14</u> 0,004	<u>0,59</u> 0,015	<u>3,75</u> 0,095	<u>4,86</u> 0,123	<u>1,28</u> 0,032	<u>8,06</u> 0,204	99,75
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>11,80</u> 0,304	<u>16,50</u> 0,426	<u>0,17</u> 0,004	<u>0,26</u> 0,007	<u>4,00</u> 0,103	<u>4,46</u> 0,115	<u>3,94</u> 0,102	<u>8,84</u> 0,228	100,07
-----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	--------

<u>5,83</u> 0,153	<u>17,50</u> 0,459	<u>0,09</u> 0,003	<u>0,53</u> 0,014	<u>5,00</u> 0,131	<u>2,74</u> 0,072	<u>0,64</u> 0,017	<u>9,04</u> 0,237	99,52
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>8,71</u> 0,225	<u>16,42</u> 0,423	<u>0,13</u> 0,003	<u>0,46</u> 0,012	<u>4,25</u> 0,110	<u>4,02</u> 0,104	<u>1,95</u> 0,050	<u>8,65</u> 0,223	99,78
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>2,52</u> 0,069	<u>7,00</u> 0,193	<u>0,17</u> 0,005	<u>3,10</u> 0,085	<u>5,00</u> 0,138	<u>0,64</u> 0,018	<u>0,10</u> 0,003	<u>3,76</u> 0,103	99,27
----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>5,40</u> 0,149	<u>9,30</u> 0,257	<u>0,18</u> 0,005	<u>3,10</u> 0,086	<u>4,10</u> 0,113	<u>3,89</u> 0,107	<u>0,10</u> 0,003	<u>4,08</u> 0,113	99,12
----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>3,71</u> 0,104	<u>6,15</u> 0,172	<u>0,10</u> 0,003	<u>3,15</u> 0,088	<u>5,40</u> 0,151	<u>0,59</u> 0,016	<u>0,85</u> 0,024	<u>2,29</u> 0,064	99,17
----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>3,88</u> 0,104	<u>7,42</u> 0,217	<u>0,15</u> 0,005	<u>3,12</u> 0,087	<u>4,85</u> 0,134	<u>1,70</u> 0,047	<u>0,35</u> 0,010	<u>3,38</u> 0,093	99,19
----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

8,63	16,20	0,12	0,135	8,25	5,72	0,53	4,39	99,105
------	-------	------	-------	------	------	------	------	--------

<u>8,30</u> 0,237	<u>20,10</u> 0,575	<u>0,12</u> 0,003	<u>0,23</u> 0,007	<u>8,37</u> 0,239	<u>6,06</u> 0,173	<u>0,43</u> 0,012	<u>3,75</u> 0,107	98,50
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

<u>8,47</u> 0,242	<u>18,15</u> 0,519	<u>0,12</u> 0,003	<u>0,18</u> 0,005	<u>8,31</u> 0,238	<u>5,89</u> 0,168	<u>0,48</u> 0,014	<u>4,07</u> 0,116	98,80
----------------------	-----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	----------------------	-------

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Глинистая фракция менее 0,001 мм									
7519 ^Г	3,5			42,50	0,40	7,70	12,59	0,73	
7520 ^Г	10,3			39,00	0,49	10,50	13,48	0,56	
7521 ^Г	20,0			39,50	0,60	10,00	9,59	0,82	
7522 ^Г	31,0			40,50	0,52	9,40	10,00	1,17	

* За вычетом CO₂.
 ** В числителе — в %, в знаменателе — в г/см³; для обр. 7529 — содержание, %.

умеренного выветривания понижается содержание окиси калия ($c > 8$ в свежих породах до 3,75–5%), закисного железа и возрастает количество окисного железа (c 3,42–3,96 до 7,14–10,88%) и потерь при прокаливании (c 3,75–4,39 до 8,06–9,12%), представляющих собой (за вычетом CO₂) главным образом воду, рост содержания которой связан с гидратацией слюд. Выявляется также некоторое понижение содержания фосфора.

В верхней зоне выветривания (обр. 7519, 7520) наблюдается намеченная ранее тенденция: существенно понижается содержание окиси калия и возрастает — окисного железа и особенно потерь при прокаливании (до 13,64–14,08%). Сопоставление состава породы и выделенной из нее глинистой фракции в этой зоне показывает их сходство, т.е. порода практически полностью глинизирована.

Ряд подвижности элементов в коре выветривания, рассчитанный по изобъемному методу, следующий: K(0,92) > Mg(0,33) > Ti(0,27) > Si(0,24) > Al(0,22) > Mn(0,21) > P(0,14). Натрий, железо и отчасти кальций в коре выветривания накапливаются. Число проб как свежих, так и выветрелых слюдитов минимально, тем не менее и при этом несомненно значительно более интенсивный вынос калия по сравнению с натрием и стабильность кальция, который в большей части, как и натрий, связан с апатитом.

Рентгеновский анализ глинистой фракции из пород зоны умеренного и существенного выветривания дает смешанный гидрослюдисто-вермикулитовый ее состав (см. табл. 6). Сравнение химического состава тонкой (<0,001 мм) фракции выветрелого материала из зон умеренного (обр. 7521^Г, 7522^Г) и существенного (обр. 7519^Г, 7520^Г) выветривания с составом соответственно гидрофлогопита и вермикулита Ковдорского месторождения [3, 49] показывает их тождество. Это позволяет считать, что на начальных стадиях выветривания формируется гидрослюда, на более поздних — вермикулит. Фосфаты кальция в обеих зонах представлены первичным апатитом, что, однако, отнюдь не говорит об устойчивости его в данной коре выветривания. Апатит растворялся, но вторичное переосаждение и накопление фосфора в разрезе данной скважины не происходило. Однако в целом в пределах массива гипергенные фосфаты развиты весьма широко. Вынос фосфата из коры выветривания на отдельных участках не сопровождался обязательным выносом его за пределы массива. Если даже такой про-

10	11	12	13	14	15	16	17	18
Глинистая фракция менее 0,001 мм								
1,65	16,90	0,11	0,135	1,70	0,034	Не обн.	15,38	99,83
1,10	16,90	0,09	0,155	0,15	0,16	"	16,14	99,72
1,15	21,50	0,13	0,10	3,95	0,11	"	12,72	100,17
0,80	15,75	0,11	0,27	3,85	0,22	"	Не опр.	

Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики Л.Д. Иванова, А.В. Суханенко, Н.А. Ефремова.

цесс частично и имел место, относительное содержание фосфора в зоне выветривания все же повышалось, о чем свидетельствуют материалы геолого-разведочных работ.

Апатит-магнетитовые руды выветриваются на различных участках по-разному. Нередко они остаются монолитными среди глинистых продуктов изменения гнейсов. Магнетит в них лимонитизируется, становится ноздреватым, апатит мутнеет, растрескивается. Флогопит замещается вермикулитом и гидроокислами железа. В единичных случаях апатит-магнетитовые руды преобразуются в гетит-франколитовые. При выветривании магнетитовых марганецсодержащих руд иногда образуются и гипергенные марганцевые минералы — псиломелан и фейткнхтит.

Преобразование карбонатитов в зоне выветривания массива Ыраас осуществляется двумя путями: 1) растворение карбонатита с формированием нерастворимого остатка в виде рыхлого элювия; 2) замещение карбонатного материала карбонатита кварцем, вторичными фосфатом и карбонатом. Оба процесса могут тесно сочетаться.

При формировании элювия карбонатитов в случаях, когда процесс выветривания не зашел далеко, концентрируется остаточный апатит. Подобная картина в южной части массива Ыраас наблюдается, в частности, по скв. 150 в интервале 2—10 м, где залегают главным образом рыхлые остаточные продукты выветривания карбонатитов. Среднее содержание P_2O_5 (4,25%) здесь намного выше, чем в свежих породах в интервале 10—39,8 м (2,49%).

Замещение карбоната карбонатитов кварцем — типичный процесс для южной части массива, где он наблюдался по нескольким скважинам. Окварцеванию нередко сопутствует фосфатизация. Такие кремнисто-фосфатные породы часто встречаются в верхней зоне массива. Нередко окварцевание сопровождается перекристаллизацией карбоната.

Карбонатиты с включениями слюдитов при выветривании обожелезняются продуктами разложения слюды (флогопита), в них становится отчетливой первичная полосчатость, и они весьма близки по облику к полосчатым фосфоритам, являющимся, очевидно, продуктом их замещения (Таблица II, 2; Таблица III, 1).

Замещение карбонатитов франколитом — главный процесс их преобразования в зоне гипергенеза. Глубина распространения сплошных франколитовых руд достигает 136,7 м (скв. 15). Характерно, что границы между фран-

колитовыми рудами и карбонатами чаще всего резкие, без промежуточных зон. Однако изменение минерального состава при этом интенсивное: весь карбонат нацело замещается франколитом; магнетит лимонитизируется, но часто сохраняет первичную форму зерен; по флогопиту развиваются гидроокислы железа с образованием типичных псевдоморфоз; сульфиды полностью разрушаются. Тем не менее первичные полосчатые текстуры карбонатитов сохраняются.

На массиве Ыраас выветриванию подвергались и новообразованные франколитовые породы; при этом продукты такого выветривания могли содержать в верхней зоне алюмофосфаты, т.е. преобразование материала носило частично латеритный характер. Примером такого рода является выветривание гипергенных кальциевых фосфатов (франколитов) юго-восточной части массива. Подвергающиеся выветриванию (которое следует рассматривать как наложенное) гипергенные кальциевые фосфаты образованы, вероятно, по апатитоносным карбонатам (и сохраняют реликтовую полосчатость первичных пород) и магнетит-апатитовым породам. Они различны по крепости — от относительно непрочных до весьма плотных. Основная масса породы представлена гипергенными фосфатами, гидроокислами железа, а также гипергенным кварцем. В верхней зоне материал рыхлый.

Кора выветривания, развитая по гипергенным кальциевым фосфатам, вскрыта скв. 6. Здесь вслед за делювием, в интервале 0,70—7,50 м, залегает пылеватый материал желтого цвета, рыхлый или очень слабо уплотненный, разрушающийся при малейшем прикосновении, но в отдельных кусочках сохранивший следы реликтовой полосчатости. Несколько глубже (до 9 м) в таком пылеватом материале встречаются более плотные обломки гипергенного кальциевого фосфата, интенсивно ожелезненного, слабо окварцованного. Ниже залегают плотные фосфориты, чередующиеся с относительно непрочными. Химический анализ (табл. 7), проведенный по плотным, сравнительно глубоко залегающим фосфоритам (обр. 7778, гл. 34,2 м), менее прочным фосфоритам (обр. 7770, гл. 8,5 м) и пылеватому материалу (обр. 7769, гл. 3 м), показал, что во всех трех образцах преобладают кальциевые фосфаты.

Наиболее заметно преобразован пылеватый материал из верхней зоны. Для него характерны наименьшее отношение $\text{CaO}/\text{P}_2\text{O}_5$ (1,32 против 1,36 в образцах, взятых с больших глубин), наименьшее содержание закисного железа (как в абсолютном значении, так и по отношению к окисному железу), повышение содержания MnO . Все это указывает на интенсификацию процессов выветривания в данной зоне по сравнению с более глубокими. Только в близповерхностной зоне выявлен глинозем в количестве 2,10% при содержании $\text{SiO}_2 = 1,76\%$. Отношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ составляет, таким образом, в этом материале 1,19, т.е. заметно выше 0,87, что формально позволяет рассматривать такую породу как аллитную [13], сформированную в условиях латеритного выветривания. Имея в виду, что по крайней мере часть кремнезема связана со свободным гипергенным кварцем, широко распространенным в разрезе скважины, следует констатировать, что глинозем в основном находится не в силикатной форме и связан, очевидно, в алюмофосфатных минералах. Этим же следует объяснить и существенное повышение (до 4,04%) содержания воды (H_2O^+), что является обычным в зонах латеритного выветривания фосфатов в связи с высоким со-

Т а б л и ц а 7

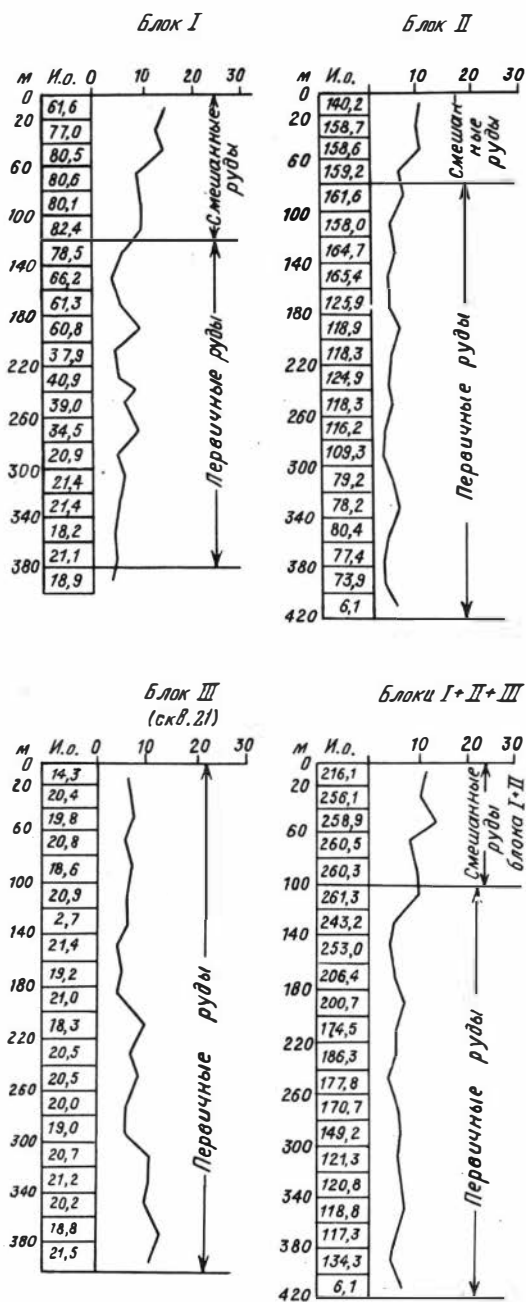
Химический состав (в вес.%) коры выветривания гипергеинных кальциевых фосфатов массива Ыраас, скв. 6

Компо- ненты	Обр. 7769	Обр. 7770	Обр. 7778	Компо- ненты	Обр. 7769	Обр. 7770	Обр. 7778
SiO ₂	1,76	1,00	6,90	K ₂ O	0,15	0,10	0,10
TiO ₂	0,16	0,26	0,10	Na ₂ O	1,73	1,04	1,23
Al ₂ O ₃	2,10	Не обн.	Не обн.	F	0,40	1,10	1,12
Fe ₂ O ₃	15,22	20,12	2,63	CO ₂	3,89	3,03	3,48
FeO	0,21	0,72	1,29	H ₂ O ⁺	4,04	1,89	1,97
CaO	39,61	40,78	46,60	H ₂ O ⁻	0,52	0,26	0,40
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	С у м м а	100,18	100,54	100,51
MnO	0,23	0,14	0,06	O = F	0,17	0,46	0,47
SO ₃	Не обн.	0,03	Не обн.	С у м м а	100,01	100,08	100,04
P ₂ O ₅	30,00	29,90	34,50				

Аналитик И.М. Фоминых.

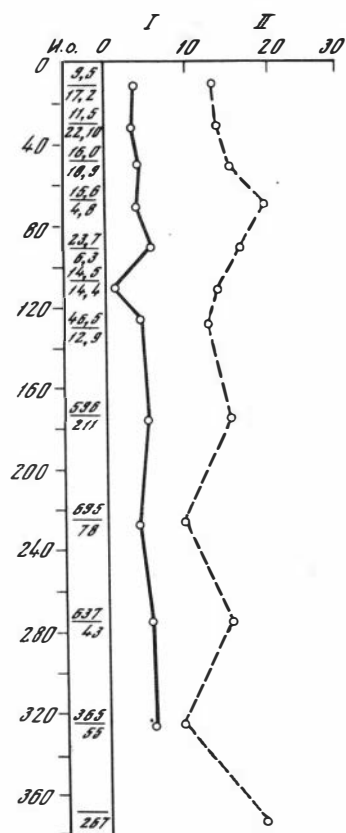
держанием воды во многих алюмофосфатных минералах. Для зоны интенсивного выветривания характерно резко пониженное содержание фтора — до 0,40% против 1% в нижележащих кальциевых фосфатах. Столь резкое понижение содержания фтора здесь может быть связано с двумя обстоятельствами. Алюмо- и алюмокальциевые фосфаты, как и железососфаты, характеризуются в большинстве случаев более низким содержанием фтора, чем кальциевые фосфаты. Второй причиной понижения содержания фтора в зоне интенсивного выветривания мог быть вынос его из структуры кальциевых фосфатов в этом процессе, как это установлено ранее для некоторых других выветривающихся фосфоритов [26]. Этот тонкозернистый алюмофосфатный материал среди рыхлых кальциевых фосфатов микроскопически диагностирован быть не может. Состав его ориентировочно намечается по повышению содержания окиси натрия, стронция и бария в зоне интенсивного выветривания. Количество Na₂O в этой зоне составляет 1,73, а в подстилающих породах — 1,04–1,23%. По данным инструментального нейтронно-активационного анализа (аналитик В.А. Пономарчук), в проанализированном материале из зоны кальциевых фосфатов содержание бария 0,2 и стронция 1,57%, в то время как в зоне интенсивного выветривания содержание их возрастает соответственно до 1 и 4,1%. На повышение содержания всех указанных элементов (натрия, стронция, бария, а также калия) в латеритных корках выветривания фосфатных пород уже обращалось внимание [26, 30]. Щелочи входят в состав некоторых алюмокальциевых фосфатов (миллисит, вардит), алюможелезососфатов (таранакит). Барий и стронций входят в состав таких алюмофосфатных минералов, как горсейксит, гойяцит, сванбергит, и некоторых других. В небольшом количестве они замещают кальций в крандаллите.

Наличие мощной коры выветривания вызвало необходимость выделения на массиве двух основных типов руд: первичных (апатитовых), представленных апатитсодержащими гнейсами, слюдитами и магнетит-апатитовыми

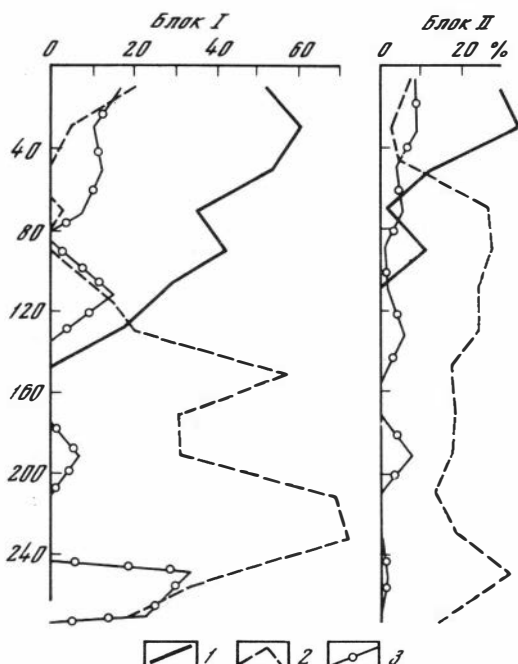


Р и с. 3. Изменение средних содержаний P_2O_5 (в %) с глубиной по рудным блокам массива Ыраас

И. о. — суммарный интервал опробованных пород (в м)



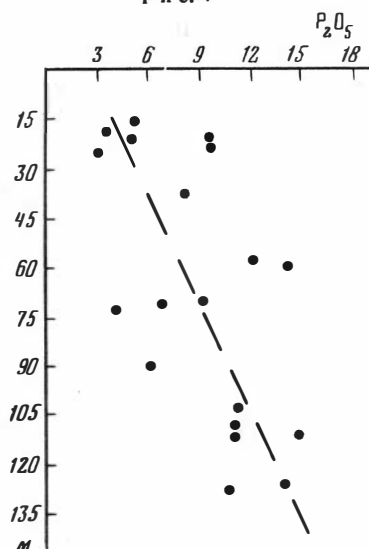
Р и с. 4



Р и с. 5

Р и с. 4. Изменение содержаний P_2O_5 (в %) в карбонатах (I) и апатит-магнетитовых рудах (II) массива Ыраас с глубиной

И. о. — суммарный интервал (в м) опробованных коренных пород, в числителе — карбонаты, в знаменателе — апатит-магнетитовые руды



Р и с. 6

Р и с. 5. Распределение в вертикальном разрезе рудной толщи массива Ыраас интервалов, сложенных различными типами пород (% — отношение суммарного метража определенных типов пород по всем скважинам данных блоков к суммарному метражу всех пород, вскрытому скважинами на данных интервалах)

1 — франколитовые руды; 2 — карбонаты; 3 — апатит-магнетитовые руды

Р и с. 6. Зависимость содержаний P_2O_5 (в %) в выветрелых рудах от мощности коры выветривания ($r = 0,66$ при $r_{0,5} = 0,45$)

рудами; гипергенных, среди которых намечаются две разновидности — апатит-франколитовые¹ (смешанные) и франколитовые.

График изменения содержания P_2O_5 в вертикальном разрезе массива (рис. 3) убедительно показывает, что руды коры выветривания в 2–2,5 раза богаче фосфором, чем первичные: среднее содержание P_2O_5 соответственно 9–11 и 4–6%. В вертикальном разрезе коры выветривания содержание P_2O_5 резко уменьшается в самых нижних зонах, переходных к первичным рудам. По содержанию P_2O_5 в коре выветривания выделяются две вертикальные зоны: верхняя, до глубины 50 м; нижняя, от 50 до 81–113 м. Содержание P_2O_5 в верхней зоне колеблется (в среднем по отдельным блокам) от 9,6–9,7 до 12,5–13,9%, в нижней — от 6,1 до 8,5–9,3%. Содержание P_2O_5 в верхней зоне коры выветривания увеличивается по сравнению с нижней в 1,4–1,5 раза. Фосфатность отдельных разновидностей пород, входящих в состав выветрелой зоны, при этом существенно не меняется (рис. 4), и общее увеличение содержания P_2O_5 в смешанных рудах по сравнению с первичными связано в основном с преобразованием карбонатитов во франколитовые руды. О том, что исходным материалом для франколитовых руд служат главным образом карбонатиты, свидетельствуют также графики изменения процентного соотношения этих пород в вертикальном разрезе рудной толщи (рис. 5), на которых видна обратная пропорциональность в изменении содержания их в разрезе. При этом общий суммарный объем тех и других пород примерно сохраняется.

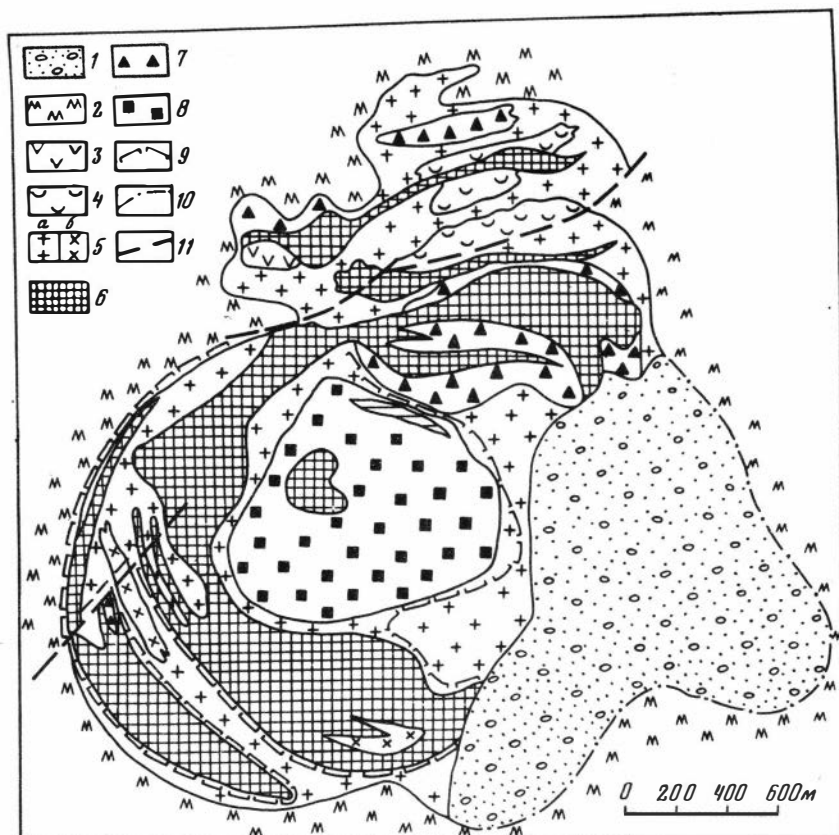
Корреляционным анализом установлена также прямая зависимость содержания P_2O_5 в рудах коры выветривания от ее мощности. Коэффициент корреляции (r) по 20 скважинам оказался равным 0,66 при $r_{0.5} \geq 0,45$ (рис. 6). Эта зависимость требует дальнейшей проверки, так как трудно учесть глубину эрозионного среза, которая в различных тектонических блоках месторождения, вероятно, неодинакова. Вместе с тем она может свидетельствовать об общей зависимости содержания P_2O_5 в коре выветривания от интенсивности процессов гипергенеза.

МАССИВ ЕССЕЙ

Массив Ессей имеет в плане неправильно-округлую форму, отчасти отвечающую меридионально ориентированному эллипсу. Размеры его в плане 3,7×2,5 км, площадь около 12 км² (рис. 7). Он расположен среди карбонатных пород ордовикского возраста, представленных доломитами и известняками и образующих куполовидное поднятие с падением пород под углами 50–70° непосредственно на контакте с массивом и 20–30° на удалении 1–2 км от него. Почти всю площадь массива составляют карбонатиты, содержащие небольшую примесь флогопита, форстерита, амфиболов. По составу карбонатиты кальцитовые, реже — доломитовые. В северной части массива среди карбонатитов скважинами вскрыты оливиниты, пироксениты, ийолиты и ийолиты-мельтейгиты, сильно карбонатизированные.

Среди карбонатитов по периферии массива выявлена почти кольцевая зона карбонат-apatит-магнетитовых (с флогопитом, иногда форстеритом)

¹ Под "франколитом" здесь и далее понимается карбонатсодержащий апатит гипергенного происхождения, под "апатитом" — эндогенный апатит.



Р и с. 7. Геологическая схема массива Ессей (по материалам А.А. Малышева)

1 — четвертичные водно-ледниковые отложения; 2 — ордовикские мраморы; 3 — оливиниты; 4 — ийолиты-мельтейгиты; 5 — карбонаты: а — кальцитовые, б — доломитовые; 6—8 — руды: 6 — карбонат-апатит-магнетитовые (включая форстерит-апатит-магнетитовые), 7 — форстерит-магнетитовые и магнетитовые, 8 — лимонит-алюмофосфатные; 9 — границы распространения площади лимонит-франколитовых руд коры выветривания; 10 — предполагаемые границы массива под водно-ледниковыми отложениями; 11 — тектонические нарушения

и апатит-магнетитовых руд. Протяженность этой зоны около 5 км при ширине 200–300 м. Именно эти образования выступают в качестве основных руд месторождения.

На породах массива широко развиты фосфорсодержащие продукты выветривания, мощность которых достигает 100 м и более. Выветриванию подвергаются все развитые здесь типы пород. В качестве конечных продуктов выветривания выступают франколитовые руды, обычно в той или иной степени ожелезненные, или гетит-алюмофосфатные породы. Первые образуются по магнетит-апатитовым или карбонат-апатит-магнетитовым рудам, вторые — по силикатсодержащим карбонатам. В пределах массива выявлены шесть залежей гипергенных фосфатных руд, в том числе пять — представленных кальциевыми фосфатами и одна — алюмофосфатами.

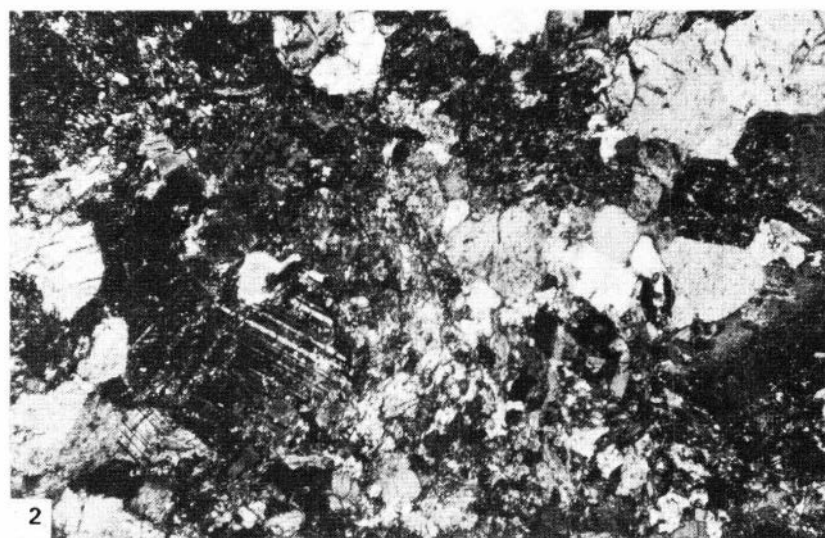
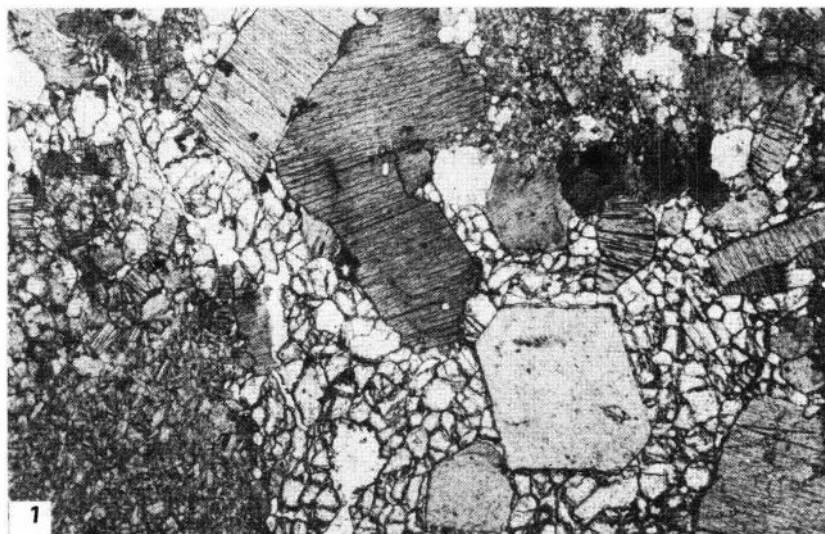
Руды франколитового ряда слагают плащеподобные тела, которые в

совокупности образуют полукольцевую зону, имеющую большую площадь по сравнению с первичными рудами. Размеры ее ориентировочно составляют 1,6 км². Средняя мощность этих руд 35 м, глубина распространения колеблется от 0,5 до 80–85 м. Чаще всего эти руды перекрыты водно-ледниковыми отложениями, средняя мощность которых 2–10 м. Среднее содержание железа во франколитовых рудах 25,14% при содержании пятиокси фосфора 14,94%.

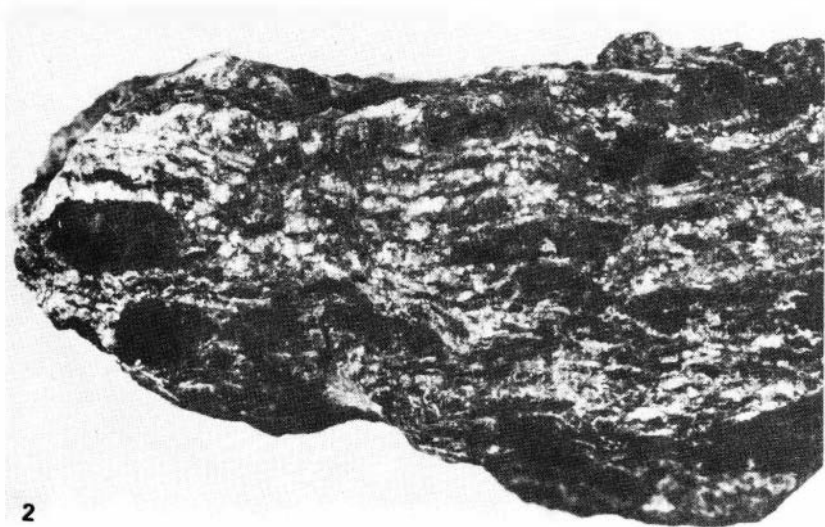
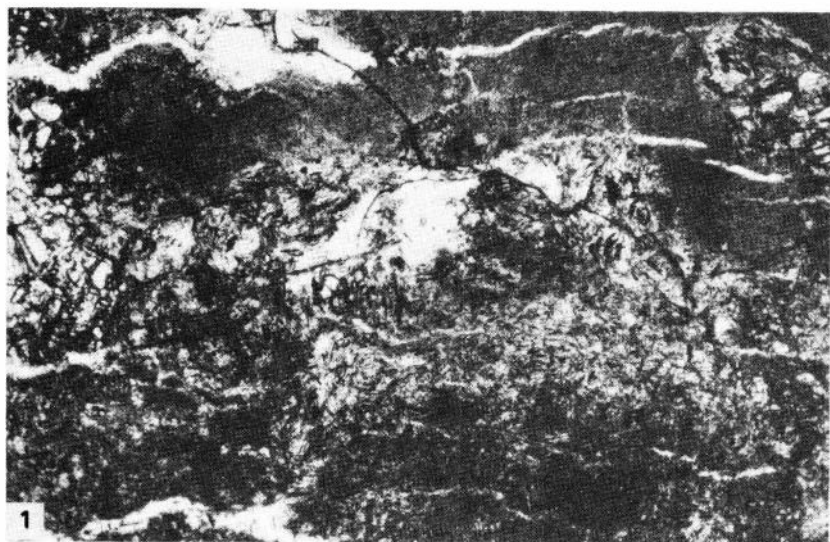
Выветривание магнетит-апатитовых руд в пределах массива было рассмотрено нами ранее [26]. Оно идет двумя путями. В одних случаях на начальной стадии выветривания активно изменяется магнетит. По его зернам развиваются вторичные окислы железа красно-бурого цвета, образующие на более поздних стадиях выветривания обособления в виде линз или стяжений неправильной формы; одновременно растворяются и зерна апатита. В результате таких преобразований первичная магнетит-апатитовая порода превращается в более или менее однородный фосфорит с высоким содержанием окислов железа. В других случаях наиболее интенсивному выветриванию подвергается апатит, растворяющийся в первую очередь. Гипергенный фосфат выделяется из движущихся растворов, и формируемый в этом процессе фосфорит имеет неправильно-полосчатый облик.

Условия выветривания, при которых апатит проявлялся как более устойчивый минерал, чем магнетит, определялись окислительной обстановкой, способствующей переходу двухвалентного железа в структуру магнетита в трехвалентное. Во втором случае, характеризующем меньшей устойчивостью апатита по сравнению с магнетитом, преобразование минералов зависело в основном от pH среды, и именно кислый характер последней в значительно большей степени способствовал растворению апатита, чем изменению магнетита.

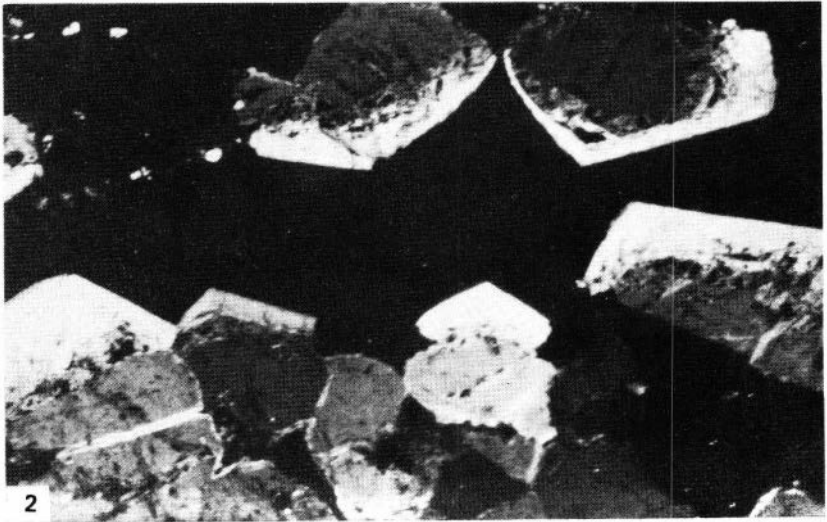
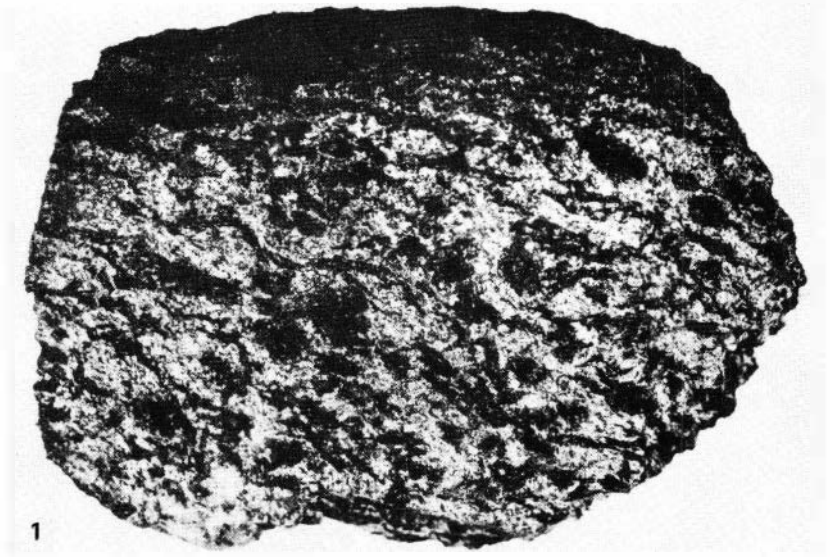
Франколитизация карбонатитов в зоне выветривания массива Ессей также рассматривалась ранее [26]. Она весьма напоминает процесс их вторичной кальцитизации. От первичной карбонатной структуры (в частности, доломита) могут сохраниться лишь реликты (Таблица V, 1). Облик фосфатизированных и карбонатизированных пород весьма сходен. При вторичной кальцитизации карбонатита нередко сохраняются первичные реликтовые кристаллы доломита, окруженные, как правило, тонкой гетитовой каемкой (Таблица VI, 1, 2). Иногда ожелезнение развивается по спайности. По мнению Л.С. Егорова с соавторами [23], описавших на массиве Ессей подобные образования, кальцитизация связана с низкотемпературной генерацией, известной на карбонатитовых комплексах. Мы ранее [31] относили кальцитизацию этих пород к гипергенному процессу, основываясь на весьма существенном, несомненно, поверхностном изменении крупных кристаллов доломита и исключительной свежести при этом более мелкозернистого кальцита. Химический состав рассматриваемых кальцита и доломита приведен в табл. 8. "Кальцитовая" часть породы сложена исключительно кальцитом, "доломитовая" (крупные кристаллы) — доломитом с примесью до 10–12% анкерита. Количество последнего было, возможно, более высоким, так как именно с разложением анкерита следует связывать бурые ожелезненные каемки, обрамляющие кристаллы доломита. Учитывая, что кальцитизация пород не носит, как теперь установлено, приповерхностного характера и распространена исключительно широко, она не является, ве-



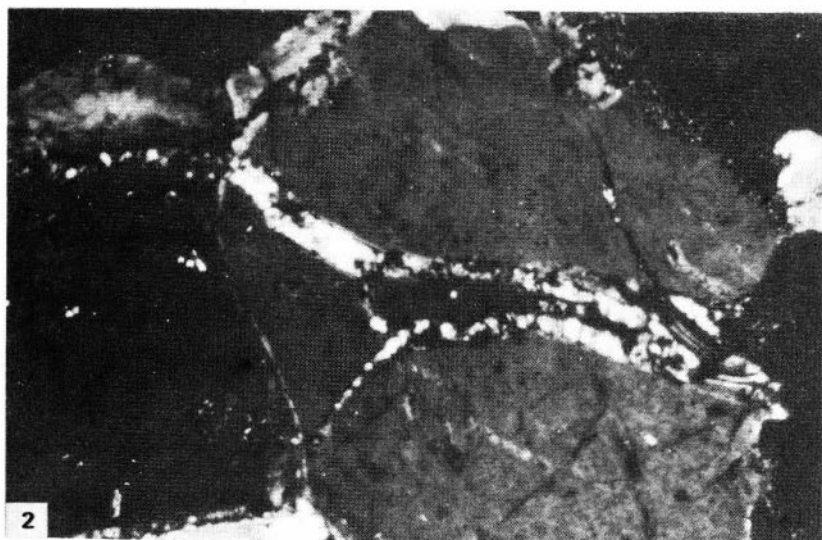
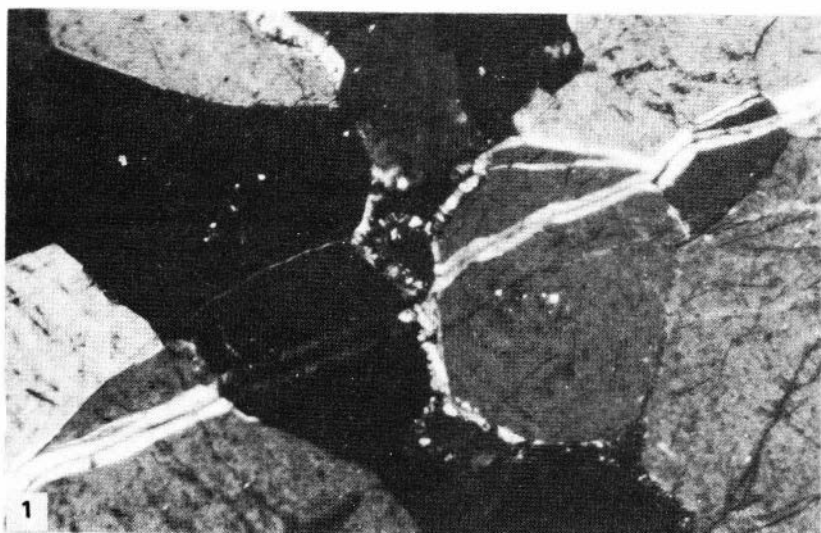
1. Апатит (мелкие светлые зерна неправильной формы) и хорошо огащенные зерна флогопита, развитые по трещине в мелкозернистом флогопитовом слюдите. Обр. 7652, массив Ыраас, скв. 16, гл. 18,5 м, увел. 40, николь 1
2. Кварцит-плагноклазовый гнейс, инъецированный флогопитом. Обр. 7711, массив Ыраас, ски. 34, гл. 125,5, увел. 40, николь скрещены



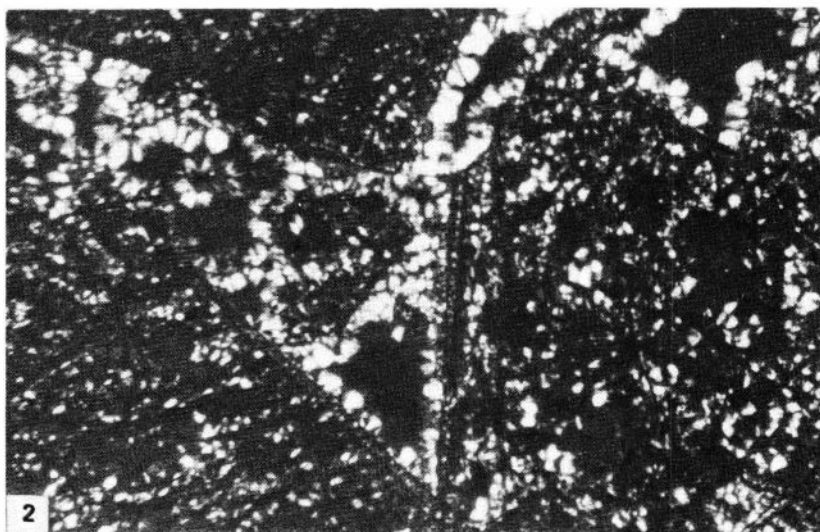
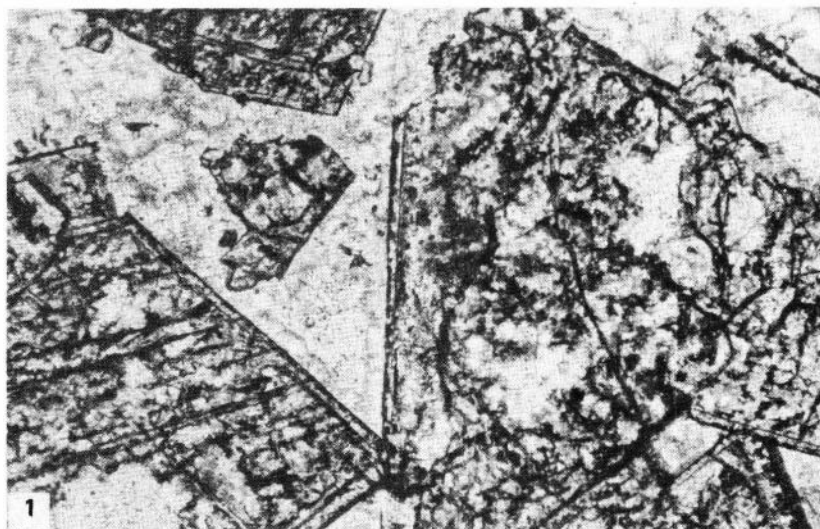
1. Слюда выветрелый. Обр. 7519, массив Ыраас, скв. 36, гл. 3,5, увел. 40, николи скрещены
2. Карбонатит слабофосфатный полосчатый. Полосчатость выражена обохренными зернами флогопита: Обр. 7807, массив Ыраас, скв. 24, гл. 63,2 м, увел. 1,5



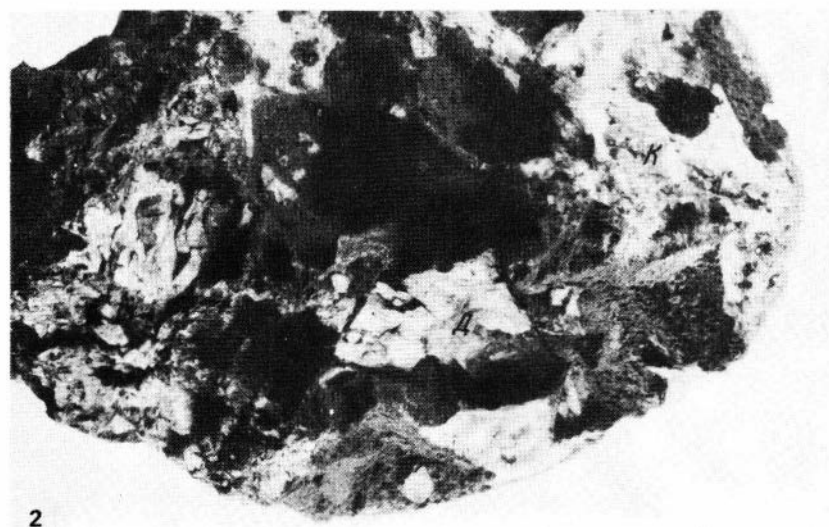
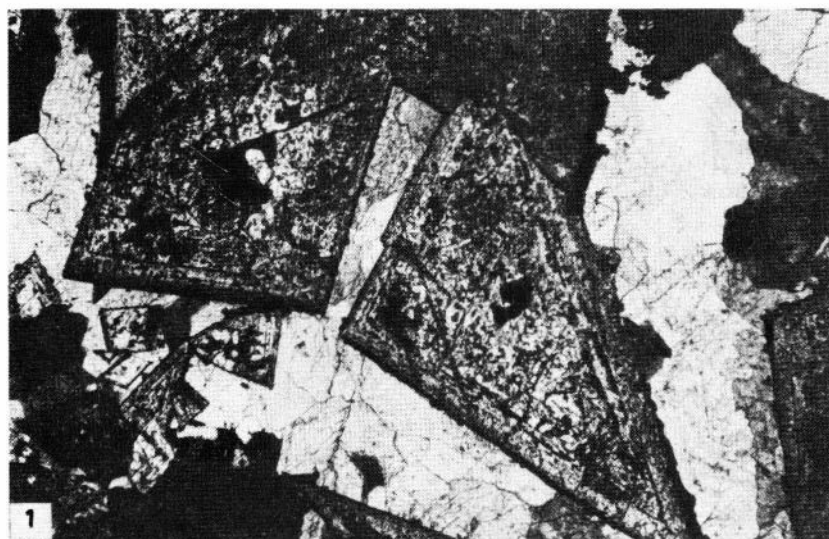
1. Фосфорит полосатый, образованный по карбонатиту. Полосчатость выражена охристыми включениями. Обр. 7811, массив Ыраас, скв. 24, гл. 33,5 м, увел. 1,5
2. Регенерация зерен апатита в выветривающейся апатит-магнетитовой породе. Обр. 6019, массив Енисей, увел. 140, николи скрещены [26]



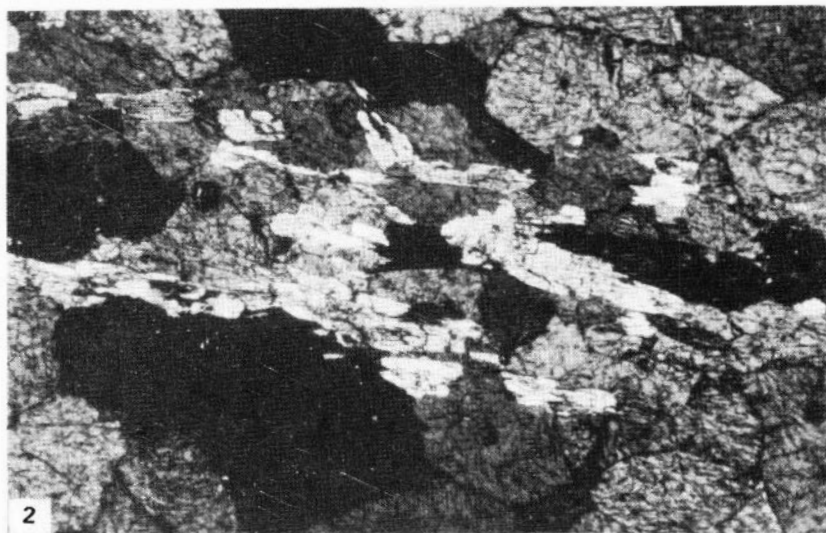
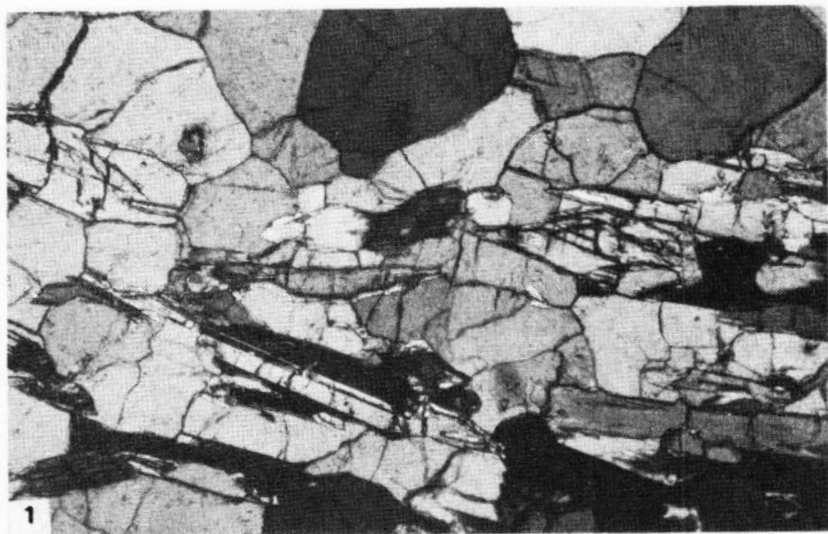
1. Выполнение трещин в первичном апатите гипергенным фосфатом, оптическая ориентировка которого совпадает с ориентировкой материала апатитовых зерен. Обр. 6043, массив Есей, увел. 150, николи скрещены
2. Выполнение трещин в апатите вторичным фосфатом, лейсты которого ориентированы перпендикулярно стенкам трещин. Тот же образец, увел. 150, николи скрещены [26]



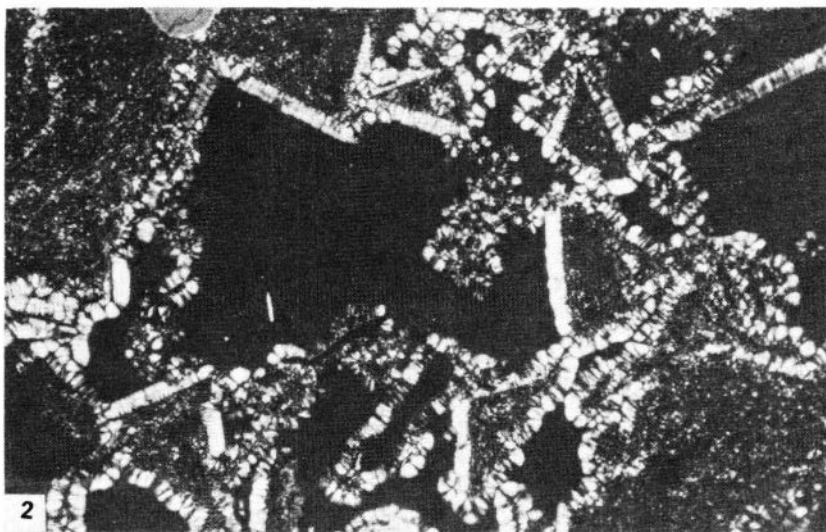
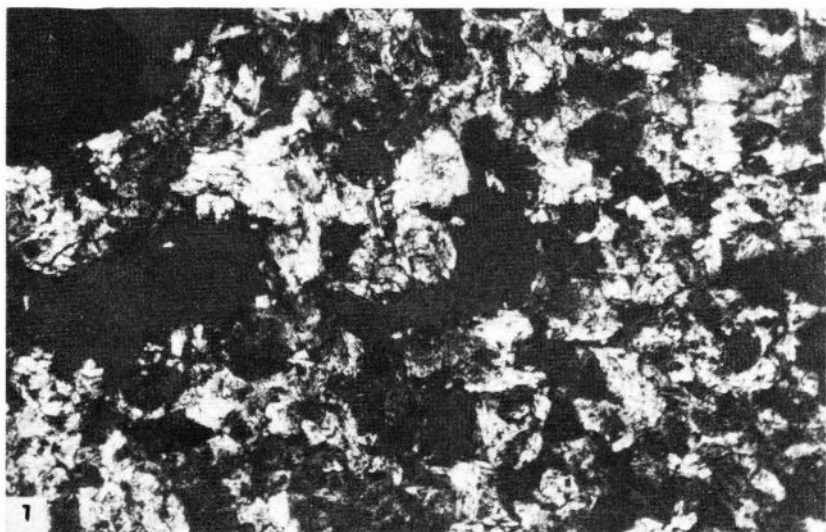
1. Реликтовая структура карбонатита, замещенного франколитом. Массив Ессей, увел. 50, николь 1
2. То же. Николи скрещены



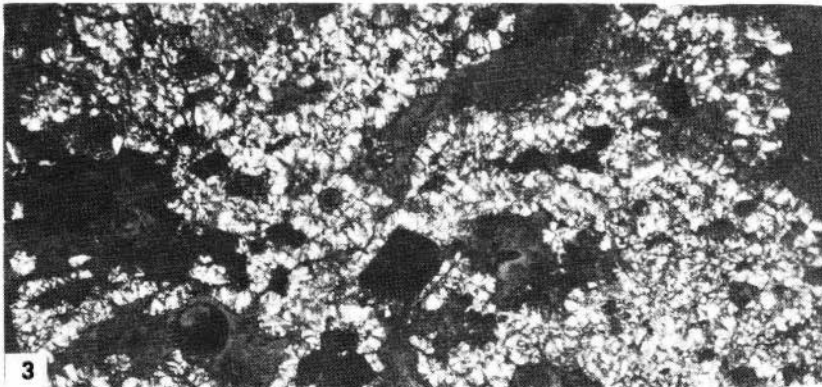
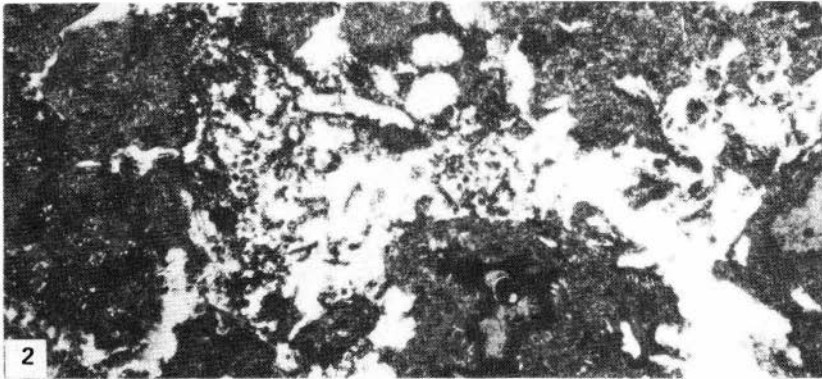
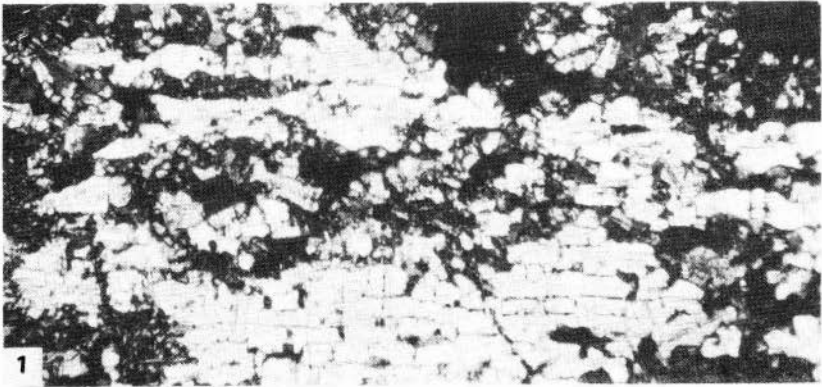
1. Кристаллы анкеритсодержащего доломита в кальците. Обр. 6051, массив Ёссей, увел. 30, николи скрещены
2. То же. Видна гетитизация стенок каверн, включавших кристаллы доломита. Обр. 6049, натур. вел. к – кальцит; д – доломит



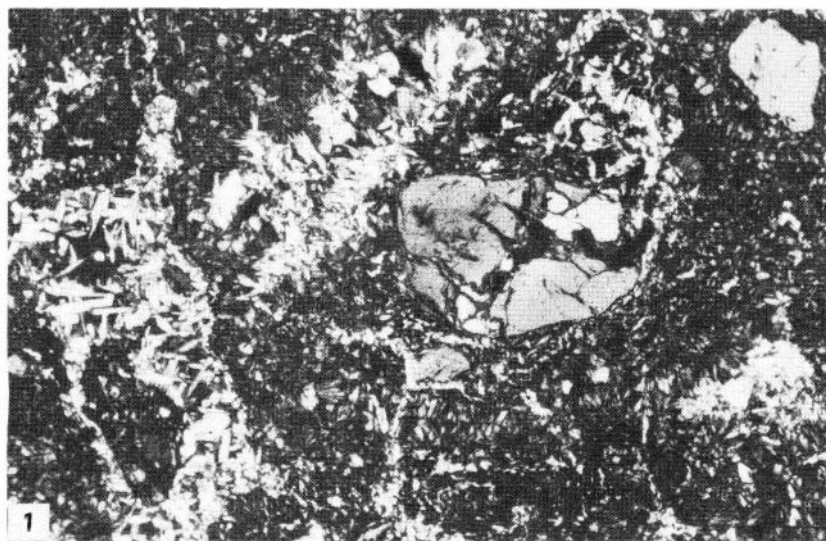
1. Апатит-эгириновая свежая порода. Обр. 7613, массив Маган, увел. 35, николи скрещены
2. Апатит-эгириновая выветрелая порода. Обр. 7612, массив Ыраас, увел. 35, николи скрещены



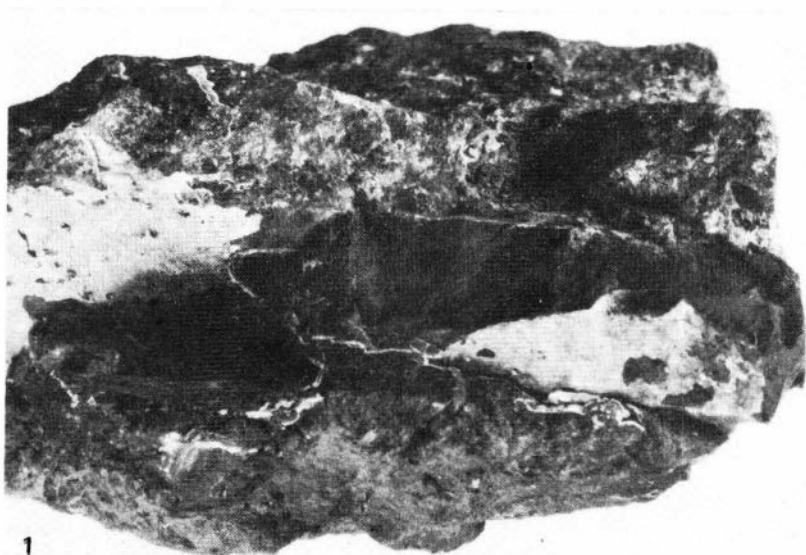
1. Гипергенный апатит, развитый по зернам эндогенного апатита (?). Обр. 7593, массив Маган, увел. 60, николи скрещены
2. Гипергенный апатит, развитый по апатит-эгириновой породе. Обр. 7599, массив Маган, увел. 35, николи скрещены



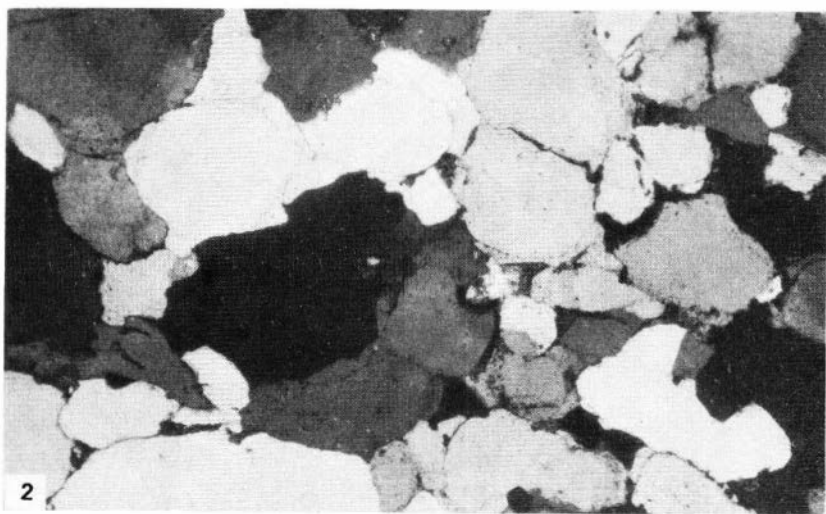
1. Субпараллельные корочки гипергенного апатита. Обр. 7602-1, массив Маган, увел. 35, николи скрещены
2. Гипергенный микрозернистый окварцованный фосфат. Серое — апатит, белое — кварц. Обр. 7675, массив Ыраас, увел. 30, николи скрещены
3. Гипергенный радиально-лучистый фосфат. Обр. 7878, массив Ыраас, увел. 30, николи скрещены



1. Реликтовое песчаное зерно кварца в алюмофосфатной породе. Обр. 6052^а, массив Ессей, увел. 50, николи скрещены
2. Вавеллит (удлиненные и неправильной формы светлые зерна), крандаллит, замещающийся вавеллитом (темные игольчатые розетки), и кварц в алюмофосфатной породе. Обр. 6052, массив Ессей, увел. 105, николи скрещены

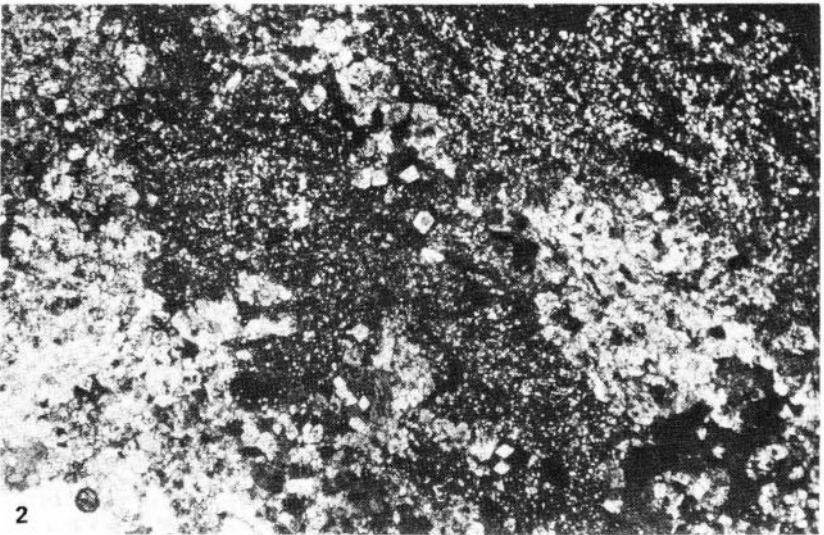
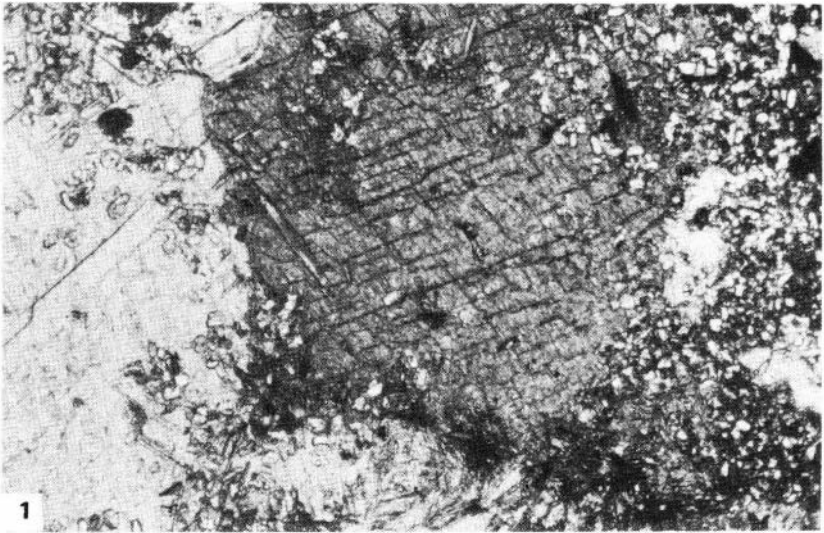


1

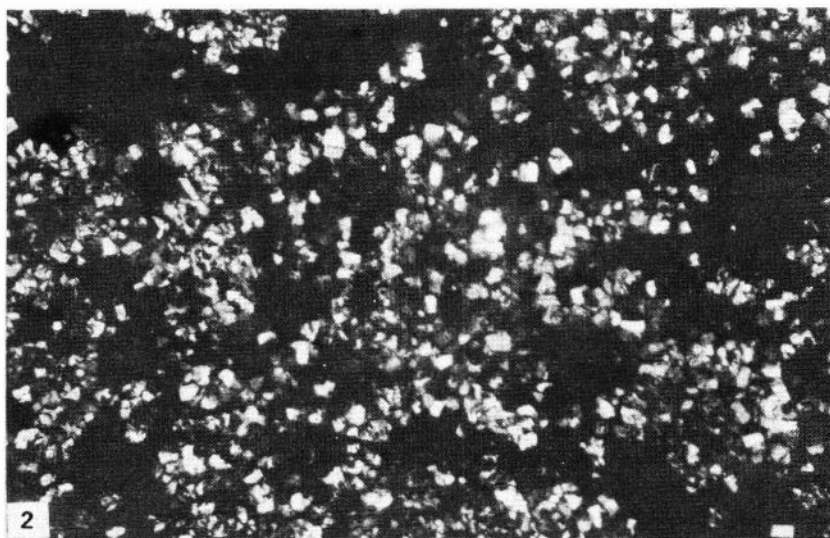
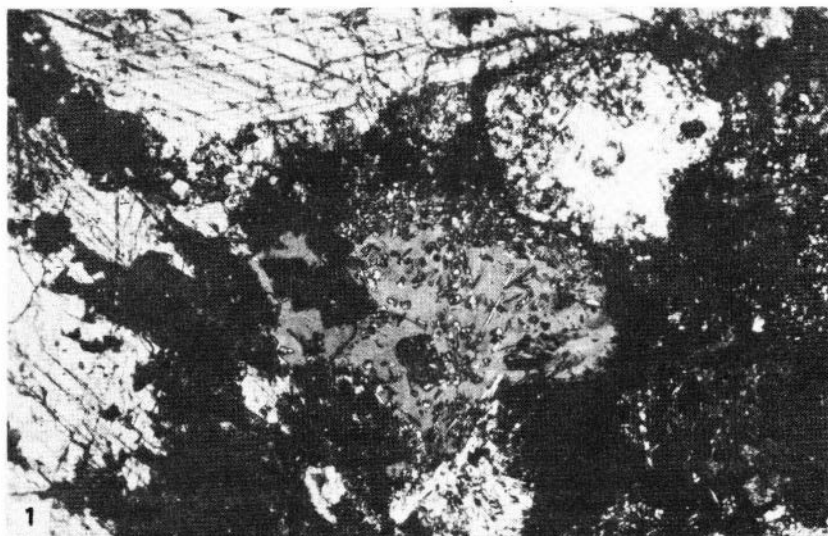


2

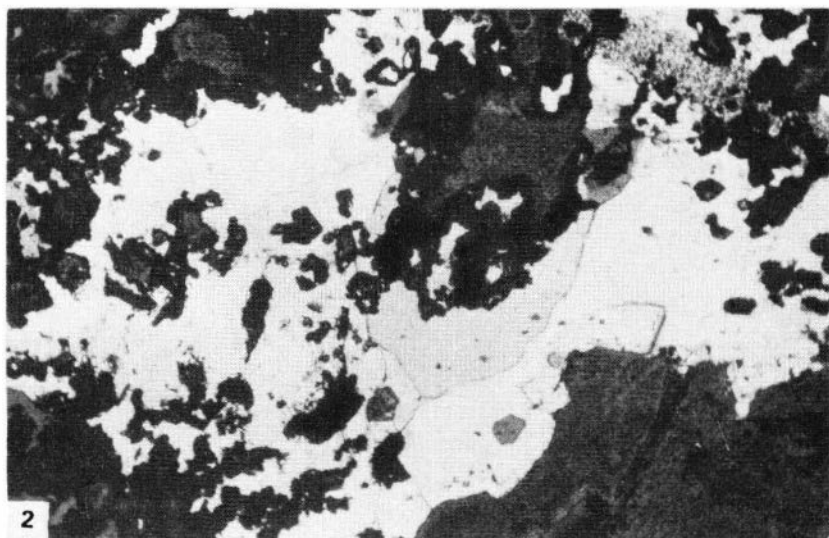
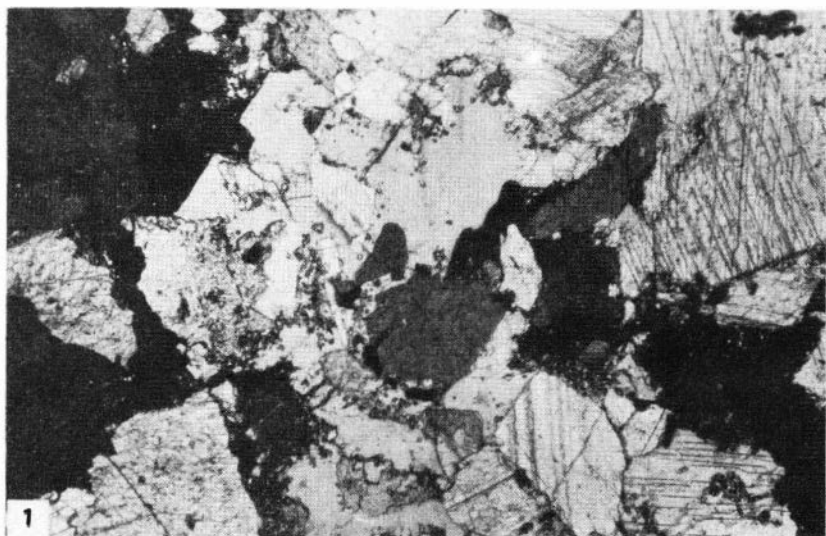
1. Линза гетита в фосфорите. Обр. 6028, массив Ессей, увел. 1,5
2. Обломок кварцевого песчаника лабазтахской свиты. Обр. 7783, массив Ыраас, скв. 150, гл. 37,5 м, увел. 36, николи скрещены



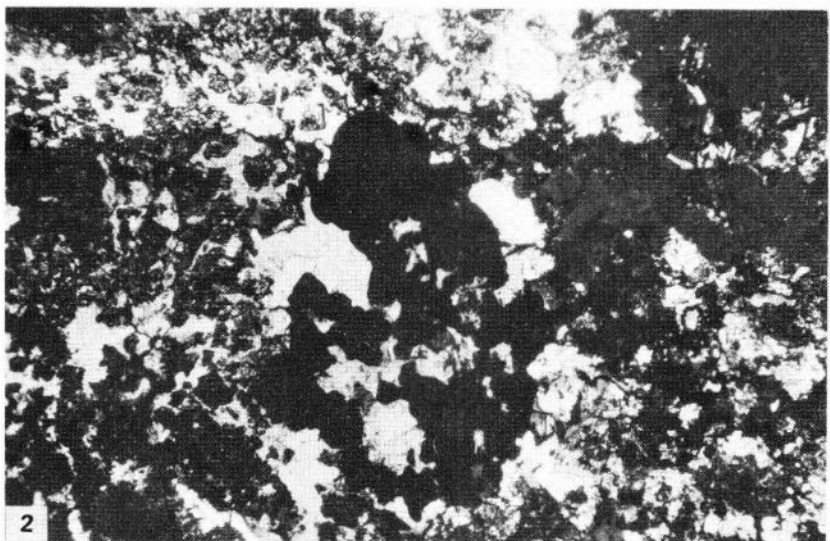
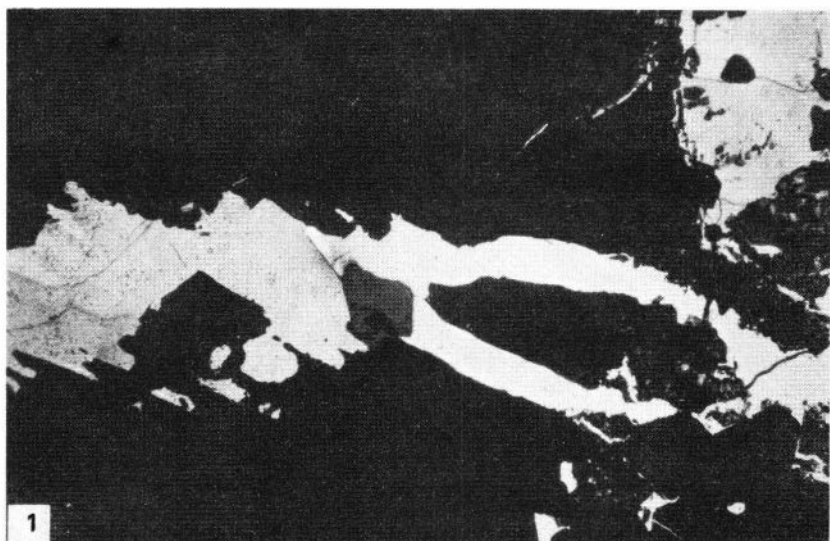
1. Окварцевание карбоната. Кварц I в виде мельчайших кристаллов выполняет пространство между зернами выщелачивающегося карбоната. Обр. 7808, массив Ыраас, скв. 24, гл. 64 м, увел. 30, николи скрещены
2. Таблитчатый кварц I, развивающийся по зернам карбоната. Обр. 7788, массив Ыраас, скв. 150, гл. 21,6 м, увел. 95, николи скрещены



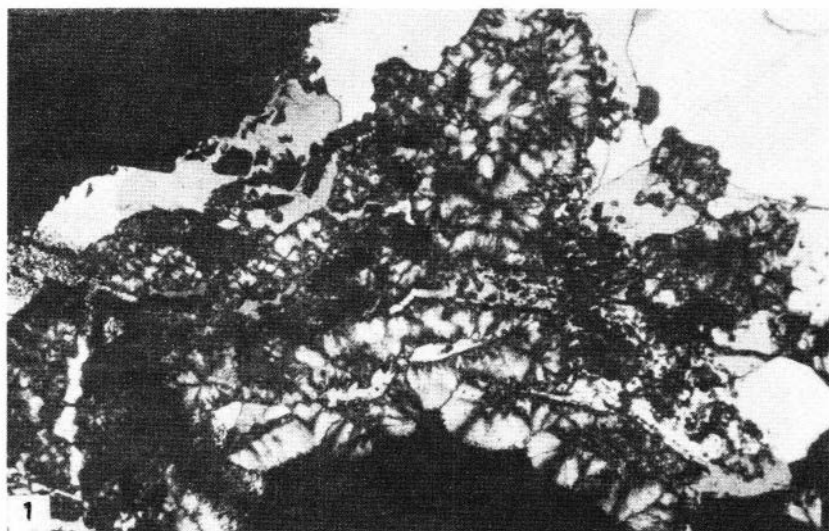
1. Кварц I и II, выполняющий пространство между зернами выщелачивающегося карбонатита. Обр. 7788, массив Ыраас, скв. 150, гл. 21,6 м, увел. 40, николи скрещены
2. Кварц мелкотаблитчатый. Обр. 7792^a, массив Ыраас, скв. 150, гл. 0–2 м, увел. 98, николи скрещены



1. Зерно крупнокристаллического кварца, развивающегося по карбонату. Обр. 7833, массив Ыраас, скв. 14, гл. 51–54 м, увел. 36, николи скрещены
2. Порода, почти полностью сложенная гипергенным кварцем, с примесью охристого материала. Обр. 7729, массив Ыраас, увел. 40, николи скрещены



1. Трещина в магнетите, выполненная кварцем. Обр. 7828, массив Ыраас, скв. 14, гл. 14,5 м, увел. 36, николи скрещены
2. Интенсивное развитие гипергенного кварца по магнетиту. Обр. 7684, массив Ыраас, скв. 32, гл. 66 м, увел. 36, николи скрещены



1. Корочки гипергенного апатита, развитые по стенкам пустот в окварцованной породе. Обр. 7684, массив Браас, скв. 32, гл. 66 м, увел. 36, николи скрещены
2. Прожилки кварца в фосфорите. Обр. 7700, массив Браас, скв. 34, гл. 27,8 м, увел. 36, николи скрещены

Т а б л и ц а 8

Химический состав (в вес.%) кальцита и доломита из обр. 6049 массива Ессей

Компоненты	Обр. 6049К	Обр. 6049Д	Компоненты	Обр. 6049К	Обр. 6049Д
SiO ₂	Сл.	Сл.	Na ₂ O	0,27	0,15
Al ₂ O ₃	"	Не обн.	K ₂ O	0,05	0,05
Fe ₂ O ₃	0,83	0,35	SO ₃	Не обн.	Не обн.
FeO	0,21	2,37	F	0,10	"
CaO	55,92	30,52	CO ₂	42,06	44,38
MgO	Не обн.	21,44	H ₂ O ⁻	0,26	0,16
TiO ₂	0,11	0,07	H ₂ O ⁺	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,33	0,15	Сумма	100,24	99,93
MnO	0,05	0,23			

Аналитик И.М. Фоминых.

роятно, гипергенным процессом. В зоне гипергенеза происходило, однако, заметное разрушение кристаллов анкеритового доломита, в то время как кальцит, если он не подвергался гипергенной фосфатизации, изменялся меньше. В приповерхностных частях франколитовых залежей порой присутствует примесь алюмофосфатов.

Выявленная залежь гетит-алюмофосфатного состава имеет размеры по площади 1200 × 90 м и на глубину до 107 м. Развита она по кальцитовому карбонатиту, претерпевшему весьма существенные преобразования в процессе выветривания. Породы в зоне гипергенеза имеют весьма четкое зональное строение, которое мы рассмотрим ниже по скв. 120. Свежая порода, залегающая в интервале 110–115 м (табл. 9), представлена более чем на 80% кальцитом; остальные 20% приходятся главным образом на долю силикатных минералов, содержащих наряду с кремнием, магнием и железом также некоторое количество алюминия. В интервале 91–110 м выделяется зона начального выщелачивания карбонатитов, в пределах которой содержание окиси кальция (по данным химического анализа) понижается по сравнению с нижележащими неизмененными породами почти в 3 раза — с 44,42 до 16,82%, а кремнезема, глинозема, окислов железа и марганца — существенно возрастает. Это связано с остаточной концентрацией силикатных минералов. В пределах зоны существенно уменьшается содержание пятиокиси фосфора, очевидно, вследствие растворения части апатита совместно с кальцитом. В вышележащих отложениях карбонат отсутствует, в их нижней части наблюдаются лишь его следы. Эти породы могут быть выделены в зону полного выщелачивания карбоната. Данная зона четко разделяется на две подзоны. Нижняя из них (85,3–91 м) может быть определена как подзона начального разложения силикатов; для нее характерно некоторое понижение количества окиси магния. Содержание кремнезема, глинозема, окисного железа, фосфора продолжает возрастать. Как показывают химические анализы, содержание кальция в пределах подзоны недостаточно, чтобы связать весь содержащийся здесь фосфор в молекулу апатита, если даже соотносить с фосфором весь кальций этой подзоны. Присутствие фосфора в пределах подзоны в составе алюмофосфатов и привело, очевидно, к некоторой его концентрации. В верхней подзоне

Таблица 9

Химический состав (в вес.%) коры выветривания карбонатов массива Ессей (скв. 120)

Зоны и подзоны		Интервал, м	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	P ₂ O ₅
по характеру выветривания	по составу фосфатных минералов									
Полного выщелачивания карбонатов	Полного разложения силикатных минералов	16,5–25,1	8,62	1,80	15,09	48,22	0,36	1,53	0,75	5,05
		25,1–35,2	7,44	1,96	17,89	53,66	0,07	1,60	0,95	4,37
		35,2–44,6	7,06	1,50	12,41	57,25	0,30	0,38	0,69	4,26
		44,6–56,0	9,34	1,82	11,88	57,70	0,21	0,66	0,65	3,01
		56,0–63,4	2,08	1,08	4,39	75,31	0,14	0,46	0,73	2,20
		63,4–74,6	4,53	1,25	11,83	62,87	0,14	0,27	0,56	3,14
		74,6–85,3	1,52	0,80	10,99	74,39	0,07	0,24	1,22	1,77
		16,5–85,3	6,05	1,50	10,66	60,50	0,17	0,66	0,80	3,41
	Начального разложения силикатных минералов	85,3–91,0	26,95	0,78	11,40	27,77	0,07	1,24	5,84	1,42
Начального выщелачивания карбонатитов	Кальциевых фосфатов	91–110	22,1	0,45	7,45	13,73	0,80	16,82	8,10	0,45
Свежих карбонатитов		110–115	6,26	0,11	1,02	7,95*	—	44,42	2,97	2,34

*Все железо в пересчете на окисное.

(16,5–85,3 м), которая отвечает практически полному разложению силикатных минералов, резко уменьшается содержание окиси магния (присутствующей здесь, по-видимому, лишь в составе глинистых минералов) и кремнезема; количество глинозема находится в общем на таком же уровне, как и в нижней подзоне, а железа — резко возрастает. Практически весь фосфор, содержание которого также увеличивается, находится в форме алюмо-, а отчасти, возможно, и железофосфатов. В пределах всего профиля возрастает и концентрация окиси титана.

Ряды подвижности элементов, рассчитанные методом элемента-свидетеля, в качестве которого был выбран титан, в рассматриваемой коре выветривания оказались следующими: для зоны начального выщелачивания карбонатитов — $P(0,95) > Ca(0,91) > Mg(0,66) > Fe(0,58) > Si(0,13) > Ti(Al)$; для подзоны начального разложения силикатных минералов — $Ca(0,93) > Mg(0,58) > Si(0,44) > Al(0,11) > Ti(Fe, P)$; для подзоны полного разложения силикатных минералов — $Mg(0,93) > Si(0,88) > Ca(0,73) > Al(0,51) > Ti(Fe, P)$. В зоне начального выщелачивания карбонатитов наименее устойчивы фосфор и кальций. Однако в следующей подзоне в связи с формированием алюмофосфатов подвижность фосфора резко понизилась, и он оказался одним из наиболее устойчивых элементов. Наиболее подвижным элементом в этой подзоне является кальций, очевидно, в связи с разложением последних порций кальцита. При формировании самой верхней части коры выветривания (подзона полного разложения силикатных минералов материнских пород) подвижность кальция заметно понизилась — весь он связан здесь, скорее всего, с алюмокальциевыми фосфатами. Наиболее подвижные элементы в этой части разреза — магний и кремний, степень выноса которых существенно возросла.

Содержание фосфора во всех горизонтах выветривания по рассмотренной скважине невелико, но в некоторых других случаях оно заметно повышено. Так, по скв. 138^б содержание P_2O_5 в среднем по 10-метровым интервалам колеблется от 8,9 до 15,6% (табл. 10). Фосфатный материал представлен здесь алюмофосфатами с примесью, как можно судить по результатам химического анализа, алюмокальциевого фосфата. Кремнезем из разреза, особенно до глубины 40 м, удален почти полностью. Макроскопически гетит-алюмофосфатные породы представлены бурым охристым материалом, кусковатым, но непрочным, легко разламывающимся, содержащим стяжения окислов железа, более плотные, чем вмещающая порода. Минералогический анализ породы показал, что наряду с гетитом и алюмофосфатными минералами она содержит также гидраргиллит.

Следует указать, что не все алюмофосфатсодержащие породы являются продуктами выветривания карбонатита. В качестве примера рассмотрим алюмофосфатную породу, отобранную из самой верхней части залежи, непосредственно под ледниковыми отложениями. Эта порода в шлифах представляет собой сплошную, плохо раскристаллизованную массу, разбитую сетью трещин, выполненных относительно более крупнозернистым вавеллитом и крандаллитом (Таблица X, 1, 2). Иногда встречаются гнезда вавеллита размером до нескольких миллиметров, хорошо выраженные и макроскопически. В шлифах наблюдаются очень редкие, довольно крупные (до 0,15 мм) зерна кварца, по трещинам в которых также развит вавеллит (Таблица X, 1). Это, вероятно, фосфатизированная и латеритизированная

Таблица 10

Химический состав (в вес.%) алюмофосфатсодержащих пород массива Ессей по основным компонентам (скв. 138^б)

Интервал, м	Число проб	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	CaO	MgO	P ₂ O ₅	SiO ₂
6 – 10	3	11,16	64,75	2,02	0,22	10,48	0,5
10 – 20	8	11,11	62,42	1,84	0,24	10,52	0,71
20 – 30	6	10,16	62,15	1,33	0,50	8,94	0,32
30 – 40	7	15,00	49,46	3,56	0,43	14,07	1,16
40 – 50	10	25,78	18,01	2,43	0,31	15,62	16,41
50 – 60	4	21,95	37,95	3,43	0,38	15,67	2,46
60 – 70	5	20,60	36,97	3,00	0,33	14,82	0,62

* Все железо в пересчете на окисное.

осадочная порода. В некоторых случаях состав основной, плохо раскристаллизованной, весьма тонкозернистой массы, очевидно, преобладающе крандаллитовый; рентгеновский анализ тонкой (менее 0,001 мм) фракции (см. табл. 15, обр. 6046^Г) из числа фосфатных минералов выявляет в первую очередь крандаллит. Присутствует здесь и гидрагиллит. В шлифе этого образца обращают на себя внимание зерна кварца песчаной размерности — от полуокатанных до хорошо окатанных, а также встречающиеся значительно реже зерна полевого шпата. Присутствие здесь кварца не может ставиться под сомнение — он четко диагностируется в виде несомненно терригенных зерен в шлифах, а также рентгеновским анализом. Причина появления кварца не вполне ясна; мы связываем его с присутствием переработанного выветриванием ксенолита кварцево-глинистой осадочной породы в карбонатите. Среднее содержание пятиокси фосфора в алюмофосфатсодержащих породах 8,57%.

ГИПЕРГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Набор гипергенных минералов в корях выветривания Маймеча-Котуйской провинции довольно обширен. Здесь встречаются гипергенные минералы фосфора (фосфаты кальция, алюминия, железа), гидрагиллит, минералы окислов железа и марганца, силикатные минералы, кварц, кальцит. Характеристика всех их, кроме последнего, дается ниже.

ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Фосфаты кальция

Фосфаты кальция являются основными фосфатными минералами зоны гипергенеза. В настоящем разделе рассматриваются как гипергенные, так и первичные (эндогенные) фосфаты кальция, при этом имеется в виду, что некоторые исследователи трактуют гипергенные фосфаты Маймеча-Котуйской провинции, как и других близких в геологическом отношении районов (Ковдор), в качестве эндогенных образований.

Апатиты, наряду с микроскопическим и химическим анализами, изучались методами рентгеновским (определение степени совершенства кристаллической структуры минералов), ИК-спектроскопии, электронного парамагнитного резонанса и ядерного магнитного резонанса.

Эндогенный апатит в зоне выветривания наряду с растворением подвергается также регенерации, залечиванию трещин в нем вторичным фосфатом нерегенерационного характера, а также диспергированию.

Регенерация зерен апатита в выветривающихся магнетит-апатитовых породах широко распространена. Регенерационные каемки обычно узкие (сотые доли миллиметра), иногда, однако, ширина их достигает 0,1–0,15 мм, и в таких случаях зерна апатита восстанавливают свои кристаллографические формы (Таблица III, 2). Оптическая ориентировка их в общем тождественна ориентировке основного зерна, но может быть несколько нарушена. В таком случае и в пределах самой регенерационной каемки оптическая ориентировка отдельных ее участков неодинакова. Иногда регенерационные каемки имеют зональный характер. Часто регенерационная каемка при образовании захватывала бурые гидроокислы железа. Единые регенерационные каемки могут обрамлять несколько смежных зерен. Оптическая ориентировка отдельных участков каемки в этом случае определяется ориентировкой зерен, подвергающихся регенерации. Регенерационный фосфат может развиваться и по трещинам, пересекающим зерна апатита. Фосфатный материал, выходящий трещины, разделяется по оптической ориентировке на звенья, точно или с некоторыми искажениями отвечающие оптической ориентировке пересекаемых зерен апатита (Таблица IV, 1). Регенерация может восстанавливать разобщенные в процессе выветривания частицы единого фосфатного зерна апатита. Наряду с каемками регенерационного характера часто встречаются и вторичные образования в виде корок, сложенных шестоватым фосфатом, обрамляющих апатитовые зерна. Подобный же шестоватый фосфат может выполнять трещины. Шестики вторичного фосфата ориентированы перпендикулярно поверхностям ограничений. Ширина таких корочек 0,02–0,05 мм. Подобные образования могут полностью выполнять пространство между зернами апатита, нарастать на сформированные ранее регенерационные каемки или развиваться на фосфатных зернах (Таблица IV, 2). Иногда создается впечатление, что вдоль трещин и в краевых частях некоторых зерен происходит некоторое преобразование фосфатного материала зерен. Здесь отсутствуют характерные для регенерационных каемок швы, разделяющие первичный и вторичный фосфат. Изредка под микроскопом наблюдаются крупные (до 0,1–0,2 мм), необычные для гипергенных фосфатов зерна. В некоторых случаях в них угадываются контуры зерен первичного апатита (Таблица VIII, 1), замещенного гипергенным фосфатом, как об этом можно судить по более высокому, чем характерно для эндогенного апатита, двупреломлению.

Химический состав и некоторые физические особенности первичных и гипергенных фосфатных минералов изучались на массивах Маган и Ыраас, где последние наиболее широко распространены.

На массиве Маган изученные образцы эндогенных апатитов были отобраны из полосчатых апатит-эгириновых руд восточной части и из прослоя апатитовой породы в выветрелых эгиринитах по скв. 87. Из двух проана-

лизированных образцов апатитов из апатит-эгириновой породы один исключительно свежий, без следов выветривания (Таблица VII, 1). Зерна эгирина и апатита не несут каких-либо видимых следов преобразований. Цвет зерен эгирина травяно-зеленый. В небольшом количестве (доли процента) в породе присутствует карбонат, заполняющий промежутки между зернами эгирина и изредка трещины, пересекающие эти зерна. Тончайшие трещины встречаются и в зернах апатита. Второй образец породы из этой зоны (Таблица VII, 2, обр. 7612) несет заметные следы выветривания. Зерна эгирина обесцвечены (блекло-зеленые), разбиты многочисленными трещинами. Карбонат отсутствует. Зерна апатита также покрыты многочисленными трещинами; поверхность их неровная, как бы изъязвленная. Очевидно, апатит здесь находится на сравнительно ранней стадии выветривания (растворения); гипергенные новообразования его отсутствуют. Апатиты обр. 7630 довольно свежие, но наблюдается начальный процесс их растворения. В промежутках между зернами апатита развиты бурые гидроокислы железа.

Морфология зерен гипергенных апатитовых минералов на массиве Маган несколько различна. Гипергенный фосфат из центральной части массива, где он связан с преобразованием карбонатитов, в основной массе имеет микрозернистую структуру, но широко развиты более крупные (до 0,05, реже до 0,1 мм) игольчатые выделения, часто слагающие крустификационные корочки по стенкам пустот, иногда розетки. В некоторых образцах (например, обр. 7590) в значительном количестве присутствуют зерна первичного апатита со следами растворения.

Гипергенные фосфаты развиты в южной части массива по эгиринитам. В шлифах эти гипергенные фосфаты представлены весьма разнообразно: скрыто- и микрокристаллический (0,002–0,005 мм) фосфат; часто встречаются зерна игольчатой формы или радиальные сростки таких зерен, образующие розетки, иногда переполняющие породу. Пустотки, как правило, оторочены каемками форфата, лейсты которого в виде сплошных сростаний веерообразны или субпараллельны (Таблица VIII, 2). Толщина таких каемок до 0,02 мм. Иногда пустоты, ограниченные фосфатными корочками, имеют четкую ромбическую форму, в других случаях корочки образуют субпараллельные скопления (Таблица IX, 1). Зерна первичного апатита редки; обычно они имеют весьма причудливую форму и окаймлены полоской вторичного фосфата.

В пределах массива Ыраас изучены первичные апатиты из слюдитов, магнетит-apatитовых пород и выветрелых карбонатитов и гипергенные — из продуктов выветривания слюдитов и гнейсов. Основные структурные разновидности гипергенных фосфатных минералов микрозернистые (Таблица IX, 2) и радиально-лучистые (Таблица IX, 3), часто встречающиеся совместно.

Результаты химического анализа концентратов эндогенных и гипергенных апатитов приведены в табл. 11. Эндогенные апатиты обоих массивов по химическому составу близки. Особенностью их является невысокое содержание фтора, углерода, воды (H_2O^+). Позиции одновалентных анионов недосыщены по фтору и гидроксилу, и следует предполагать вхождение в структуру по оси b_3 кислорода, что подтверждается данными электронного парамагнитного резонанса (см. табл. 13). На массиве Маган не-

скольким пониженным количеством СаО при высоком содержании P_2O_5 характеризуется апатит обр. 7612. Как было указано выше, этот апатит несет явно выраженные признаки выветривания; поскольку кальций наряду со фтором выходит из структуры апатита при выветривании в первую очередь, ранее, чем фосфор [15], можно полагать, что именно этот процесс привел к понижению содержания кальция в составе образца. Сравнение химических анализов первичных апатитов двух рассматриваемых массивов показывает также и некоторые их различия. Эти различия весьма невелики, и не исключено, что они носят случайный характер, но тем не менее нам хотелось бы их отметить. Это касается, в частности, содержания фтора (на массиве Маган в среднем по трем пробам оно равно 1,61%, на массиве Ыраас в среднем по пяти пробам — 1,28%), CO_2 (0,36% на массиве Маган и 0,61% на массиве Ыраас). Несколько повышено на массиве Ыраас содержание окиси натрия (0,55 против 0,40%).

Низкое содержание фтора в эндогенных апатитах обоих массивов проявляется на ИК-спектрах в присутствии двух полос поглощения, обусловленных колебаниями $OH...F$ (3540 см^{-1}) и $OH...O$ (3570 см^{-1}) группировок (рис. 8). Анализ соотношения интенсивностей этих полос и сопоставление с содержанием фтора свидетельствуют о том, что гидроксил не является единственным центром, компенсирующим его недостаток. Эта черта особенно ярко проявляется в спектре апатита обр. 7850, близкого по составу к даллиту (0,8% F, 1,19% CO_2), однако спектр его отличается от приводимого для сравнения спектра гипергенного гидроксилфторапатита близкого состава (обр. А20/10'-12', 1% F, 1,68% CO_2): низкочастотная полоса валентных колебаний гидроксил-ионов обр. 7850 значительно превосходит по интенсивности высокочастотную полосу, тогда как в обр. А 20/10'-12' даже при большем содержании фтора интенсивности этих полос близки. Данными ИК-спектроскопии подтверждается пониженное содержание карбонат-иона в структуре эндогенных апатитов массива Маган (обр. 7612) по сравнению с массивом Ыраас (рис. 9, обр. 7850).

Различия состава эндогенных и гипергенных апатитов на массивах карбонатитов и связанных с ними пород рассматривались неоднократно [6, 18, 27]. Установлено, что эндогенные апатиты более бедны фтором и карбонат-ионом, а изредка и гидроксидом, чем гипергенные. В исследованном материале в гипергенных апатитах содержание CO_2 также существенно выше, чем в эндогенных. По отношению CO_2/P_2O_5 , колеблющемуся в пределах 0,08—0,14, гипергенные апатиты находятся на верхнем пределе значений, отвечающих франколитам, по классификации Г.И. Бушинского [8], вплоть до нижних значений этого отношения, соответствующих курскитам. В проанализированных пробах массива Ыраас содержание CO_2 несколько выше по сравнению с массивом Маган, что, вероятно, связано с присутствием среди гипергенных фосфатов массива Маган зерен первичного апатита. Возрастающим содержанием CO_2 в гипергенных апатитах по сравнению с первичными сопутствует снижение содержания в них P_2O_5 . По содержанию фтора, однако, эти массивы разнятся весьма существенно. На массиве Маган содержание фтора в изученных гипергенных фосфатах в среднем 2,66%, а на массиве Ыраас — лишь 1,78%. При этом в некоторых случаях содержание фтора в гипергенных фосфатах массива Ыраас близко к таковому в первичных апатитах, а иногда (обр. 7675) оно значительно

Т а б л и ц а 11

Химический состав (в вес %) эндогенных и гипергенных фосфатов кальция массивов Маган и Ыраас

№ обр.	Место взятия образца	Тип фосфата	Ассоциирующая порода	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	BaO	P ₂ O ₅
Массив Маган									
7612	Восточная часть массива, делювий	Эндогенный апатит	Эгиринит-апатитовая порода	0,40	Не обн.	54,72	0,03	0,03	42,0
7613	То же	То же		0,35	”	55,50	0,03	Не обн.	42,0
7630	Западная часть массива, скв. 87, гл. 54,4 м	”	Эгиринит	0,45	0,36	55,31	0,03	”	41,8
7590	Центральный участок, делювий	Гипергенный апатит	Карбонатит	0,30	1,60	53,90	0,06	0,13	36,5
7593	То же	То же	”	0,45	1,40	54,50	0,04	0,13	36,7
7599	Южная часть массива, делювий (?)	”	Эгиринит	0,55	0,42	54,50	0,04	0,10	36,7
7602-1	То же	”	”	0,40	0,24	54,50	0,03	0,07	36,7

Массив Ыраас

7655	Скв. 16, гл. 17 м	Эндогенный апатит	Слюдит	0,40	0,05	54,90	0,03	Не обн.	41,11
7656	То же, гл. 81,5 м	То же	Магнетит-апа- титовая порода	0,35	0,04	55,31	0,03	0,10	42,05
7668	Скв. 18, гл. 15,9 м	Эндогенный апатит	Слюдит	0,30	0,16	55,50	0,03	0,07	41,95
7670	Скв. 8, гл. 52,5 м	То же	”	0,30	0,18	54,84	0,03	0,07	41,95
7850	Скв. 14, гл. 21,4–86,0 м	”	Карбонатит вы- ветрелый	0,15	0,15	54,84	0,03	Не обн.	41,40
7675	Скв. 32, гл. 22,7 м	Гипергенный апатит	Слюдит вывет- релый	0,40	0,80	51,91	0,29	0,13	36,15
7740	Скв. 4, гл. 56 м	То же	Глинистые про- дукты выветри- вания	0,40	1,72	52,60	0,22	0,23	36,55
7778	Скв. 6, гл. 34,2 м	”	То же	0,40	0,92	52,81	0,06	0,07	37,75
7792	Скв. 150, гл. 0–2 м	”	”	0,40	1,60	51,10	0,32	0,16	36,95
7811	Скв. 24, гл. 33,5 м	”	”	Сл.	0,72	53,46	0,13	Не обн.	38,33
7878	—	”	”	0,30	0,59	53,60	0,03	0,13	38,45

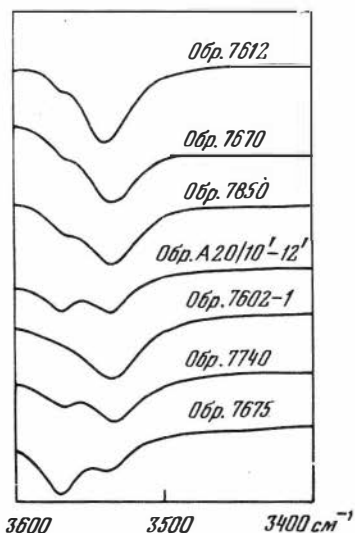
Т а б л и ц а 11 (окончание)

№ обр.	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	F	Сумма	O = F	Сумма
Массив Маган									
7612	0,08	0,40	0,43	0,5	0,24	1,45	100,28	0,62	99,66
7613	0,08	0,48	0,22	0,5	Не обн.	1,50	100,66	0,65	100,01
7630	0,14	0,45	0,43	0,1	”	1,87	100,94	0,80	100,14
7590	0,08	0,48	3,57	0,6	1,60	2,75	101,57	1,18	100,39
7593	0,11	0,36	2,81	0,4	1,17	3,00	101,19	1,29	99,90
7599	0,10	0,38	3,68	0,7	1,56	2,50	101,23	1,07	100,16
7602-1	0,10	0,38	4,33	0,6	1,71	2,40	101,46	1,03	100,43

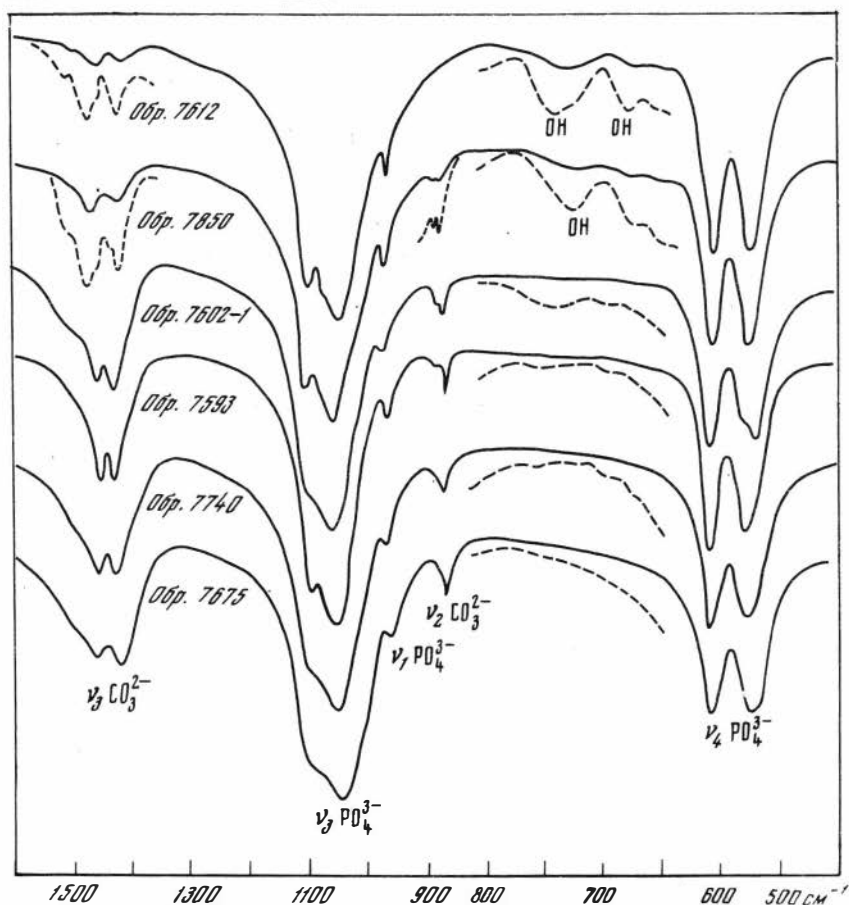
Массив Ыраас

7655	0,13	0,55	0,76	0,1	0,53	1,50	100,06	0,65	99,41
7656	0,11	0,52	Не опр.	Не обн.	0,48	1,40	100,39	0,60	99,79
7668	0,12	0,60	0,65	0,1	Не обн.	1,38	100,86	0,59	100,27
7670	0,11	0,57	0,86	0,5	0,09	1,30	100,80	0,55	100,25
7850	0,13	0,50	1,19	0,2	0,43	0,80	99,82	0,34	99,48
7675	0,12	1,24	4,98	0,3	2,88	0,47	99,67	0,20	99,47
7740	0,12	0,98	4,33	0,4	1,70	1,63	100,88	0,70	100,18
7778	0,12	1,12	3,79	0,3	1,32	2,00	100,66	0,86	99,80
7792	0,12	1,09	Не опр.	0,7	1,61	1,87		0,80	
7811	0,12	0,38	3,68	0,4	1,78	2,90	101,90	1,25	100,65
7878	0,11	0,50	2,81	0,4	1,47	2,10	100,49	0,90	99,59

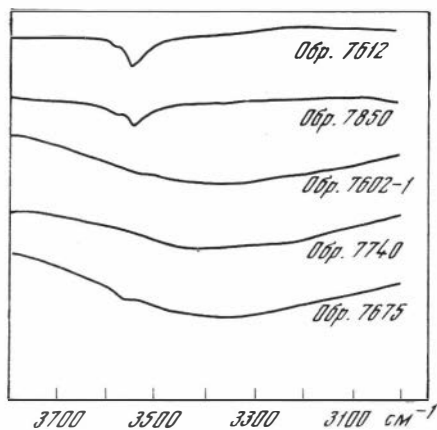
П р и м е ч а н и е. TiO_2 , Al_2O_3 , MgO – не обнаружены. Аналитик П.А. Сердюкова.



Р и с. 8. ИК-спектры поглощения ОН-ионов на b_3 осях, связанных водородными связями со фтором (низкочастотная полоса) и кислородом (высокочастотная полоса). Гипергенные апатиты прокаливались при 500°C в течение 4 ч для удаления широкого поглощения в области 3200–3500 см^{-1} , маскирующего рассматриваемые полосы



Р и с. 10. ИК-спектры валентных колебаний оксигидрильных группировок.



ниже, чем в первичных апатитах (0,47%). Остается предполагать, что пониженное количество фтора в гипергенных фосфатах массива Ыраас вызвано несколько более низким (по сравнению с Маганом) содержанием фтора в первичных апатитах этого массива. Можно констатировать, что более высокое содержание фтора во вторичных фосфатах

кальция по сравнению с первичными, отмечаемое на ряде массивов карбонатитов [6, 26, 27], отнюдь не является правилом для частных проб.

Содержание H_2O^+ в анализах гипергенных фосфатов заметно выше, чем в первичных, что часто связывается с необходимостью компенсации дефицита отрицательной валентности, образующейся при замещении фосфат-иона на карбонат-ион. Часть "воды" в виде гидроксила занимает в гипергенных апатитах вакантные позиции фтора на оси шестого порядка. Хотя кислород в этих позициях присутствует и в гипергенных апатитах, содержание его здесь, исходя из интенсивности парамагнитных центров $\text{F}^- - \text{O}^- - \text{F}^-$ (см. табл. 13), значительно более низкое, чем в эндогенных апатитах. Характерно, что проба с наиболее низким содержанием фтора и наиболее высоким — CO_2 (обр. 7675) содержит и наибольшее количество H_2O^+ .

Результаты ИК-спектроскопии подтверждают высокую карбонатность гипергенных фосфатов, причем, как и в эндогенных апатитах, наблюдается замещение только типа $\text{CO}_3^{2-} \rightarrow \text{PO}_4^{3-}$. Линии CO_3^{2-} ионов в отличие от первичных апатитов широкие, со сложными профилями контуров вследствие неоднородности занимаемых позиций в решетке. В гипергенных фосфатах массива Маган спектры ионов PO_4^{3-} искажены с характерным для высококарбонатных апатитов расщеплением низкочастотного компонента ν_4 полосы (см. рис. 9). Несколько выделяется, по результатам ИК-спектроскопии, гипергенный апатит из массива Маган (обр. 7593). Его отличают узкие линии в спектре поглощения ионов PO_4^{3-} и CO_3^{2-} . Причина этого заключается, несомненно, в упорядоченности элементов структуры апатита, фиксируемых методом ИК-спектроскопии. Для гипергенных фосфатов этого массива в области валентных колебаний оксигидрильных группировок наблюдается лишь одна полоса ОН. . F (3530–3540 cm^{-1} ; см. рис. 8, обр. 7602-1), что связано с повышением содержания F, и широкое бесструктурное поглощение в области 3200–3500 cm^{-1} , характерное и для гипергенных фосфатов массива Ыраас (рис. 10), отсутствующее в первичных апатитах и свидетельствующее о наличии дополнительной "воды" в структуре гипергенных апатитов.

Гипергенные апатиты массива Ыраас также характеризуются высоким содержанием структурного карбоната и наличием в спектре широкой "водной" полосы в области 3200–3500 cm^{-1} . Однако по составу и характеру

спектра их можно разбить на три разновидности. Апатиты первой разновидности (обр. 7878, 7811) практически не отличаются от гипергенных апатитов массива Маган. В апатите второй разновидности — высококарбонатном весьма низкофтористом (обр. 7675) — большая часть позиции на ν_3 осях занята гидроксилами, и полоса, обусловленная колебаниями $\text{OH} \dots \text{O}$ группы, является самой интенсивной в соответствующей области спектра. Апатиты третьей разновидности (обр. 7778, 7740, 7792) — промежуточные по содержанию F ($F_{\text{ср}} = 1,83\%$). Полоса поглощения $\text{OH} \dots \text{O}$ колебаний в их спектрах довольно интенсивна и свидетельствует о том, что вакантные позиции на шестерных осях заняты преимущественно гидроксильными группами. Другой характерной чертой спектров этих апатитов является иная форма полос PO_4^{3-} ионов. Несмотря на высокое содержание в них структурных карбонат-ионов, низкочастотный компонент ν_4 полос фосфатных групп нерасщеплен. По-видимому, искажающий эффект CO_3 ионов на эту полосу компенсируется изоморфным замещением иного сорта, например присутствием натрия в позициях Са, содержание которого повышено, согласно химическому анализу, именно в этих образцах.

Привлекает внимание пониженное содержание окиси кальция в гипергенных фосфатах обоих массивов (особенно Ыраас) по сравнению с эндогенными апатитами. При этом для гипергенных фосфатов массива Ыраас существенный дефицит кальция компенсируется, по крайней мере частично, довольно высоким содержанием в них окиси натрия (0,98–1,24%). Сам факт замены кальция на натрий, сопутствующей одновременному замещению фосфат-иона на карбонат-ион, в литературе отмечался неоднократно [48, 52 и др.]. Однако все известные примеры такого рода касаются главным образом фосфатов кальция морских фосфоритов. Континентальные фосфаты кальция [26] содержат, как правило, не более 0,5% окиси натрия, в то время как в морских фосфатах окиси натрия больше. Такое же обычное для континентальных фосфоритов количество окиси натрия присутствует в гипергенных фосфатах массива Маган. Однако в гипергенных фосфатах массива Ыраас окиси натрия значительно больше (в среднем 1%). Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ в этих фосфатах колеблется (по четырем пробам из пяти) в пределах 0,027–0,034, т.е. такое же, как и во многих морских фосфатах, или даже более высокое. Существенное выветривание щелочных пород на массиве Ыраас способствовало и большему переходу натрия в раствор, что сказалось, очевидно, на составе гипергенных фосфатов.

Формы гидроксилсодержащих группировок в первичных и гипергенных апатитах изучались методом ядерного магнитного резонанса. Запись спектров проводилась при комнатной температуре на спектрометре ядерного магнитного резонанса РЯ-2301. Спектр ЯМР'Н эндогенного апатита (обр. 7656) состоит из чистой линии ОН группы; в нем нет ни структурной (в форме H_2O), ни гигроскопической воды (рис. 11). В гипергенном апатите (обр. 7878) присутствует как гигроскопическая (затушевывающая линии гидроксила), так и, что для нас особенно важно, структурная вода в форме H_2O . Аналогичные результаты получены и для других образцов эндогенных и гипергенных апатитов.

Тонкая кристаллическая структура фосфатов (первичных и гипергенных) изучалась по изложенной в [38] методике. Определялись размер бло-

Р и с. 11. Спектры ядерного магнитного резонанса апатита

1 — эндогенного, обр. 7656;
2 — гипергенного, обр. 7878

ков когерентного рассеяния (L , Å), среднеквадратичное микроискажение ($\sqrt{\Delta\epsilon^2}$) и относительное микроискажение ($\sqrt{\Delta\epsilon^2}/L$), являющееся наиболее объективным показателем степени совершенства кристаллической структуры минерала. Полученные данные (табл. 12) соответствуют более ранним материалам по эндогенным и гипергенным фосфатам [29]: величина относительного микроискажения у эндогенных апатитов менее 0,0010 (по пяти пробам из шести — менее 0,006), а у гипергенных фосфатов — больше этой величины. Наибольшее значение относительного микроискажения у эндогенных апатитов (0,009) наблюдается для материала, подвергшегося существенному выветриванию (обр. 7612). Ранее подобные изменения фиксировались для выветрелых фосфатов осадочного генезиса [29].

Спектры ЭПР апатитов изучены на радиоспектрометре РЭ-1301 ($\nu \approx 9300$ МГц) при комнатной температуре. Регистрируются (рис. 12) изоморфные замещения в катионной (Mn^{2+} , $Fe^{3+} \rightarrow Ca^{2+}$) и анионной (CO_3^{2-} , PO_4^{3-} , $O^- \rightarrow F^-$) частях.

При изучении спектров ЭПР $Mn^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$ обращает на себя внимание следующее. В эндогенных апатитах спектры малоинтенсивны, особенно в обр. 7612, 7613, 7630 (массив Маган). Проявляется замещение $Mn^{2+} \rightarrow Ca$ I (CaO_9) и Ca II (CaO_6OH) с соотношением интенсивностей в большинстве случаев $I_{Ca\ I} \approx I_{Ca\ II}$. Наблюдаемая картина спектра Mn^{2+} характеризуется постоянством для апатитов массива Маган, в то время как для апатитов массива Ыраас интенсивность спектра $Mn^{2+} \rightarrow Ca$ II изменяется, как показано на рис. 12, а. Особенно интенсивен спектр $Mn^{2+} \rightarrow Ca$ II в обр. 7850. Заметим, что линии $Mn^{2+} \rightarrow Ca$ I уширяются при увеличении интенсивности спектра $Mn^{2+} \rightarrow Ca$ II.

В гипергенных апатитах обоих массивов регистрируются лишь следы линий Mn^{2+} (см. рис. 12, б), уширенных по сравнению с таковыми в пер-

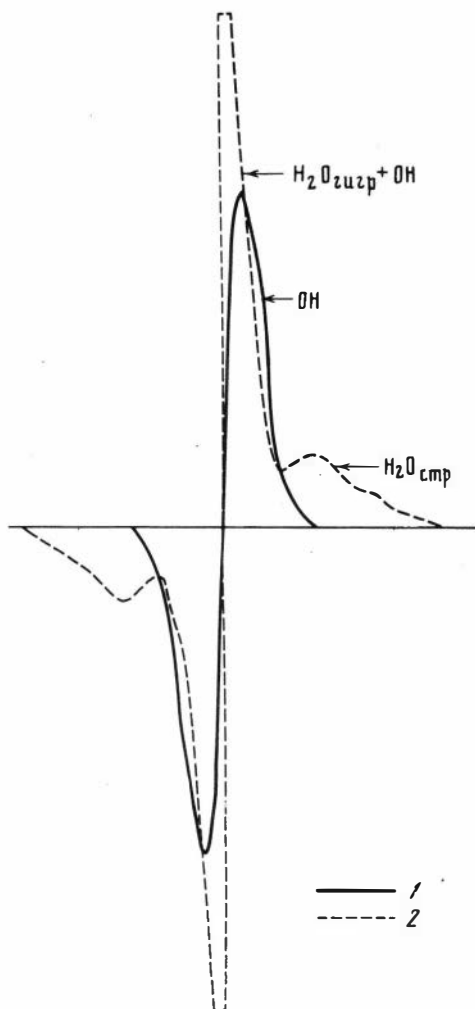


Таблица 12

Размер блоков когерентного рассеяния и величина микронскажений в эндогенных и гипергенных апатитах массивов Маган и Ыраас

№ обр.	L, Å	$\sqrt{\Delta\epsilon^2}$	ϵ	№ обр.	L, Å	$\sqrt{\Delta\epsilon^2}$	ϵ
7655	340	0,11	0,0003	7675	295	0,33	0,0011
7656	340	0,12	0,0004	7593	350	0,51	0,0015
7668	315	0,13	0,0004	7599	330	0,51	0,0015
7613	315	0,18	0,0006	7590	380	0,59	0,0016
7630	250	0,14	0,0006	7778	300	0,47	0,0016
7612	470	0,44	0,0009	7878	275	0,70	0,0025

Примечание. Генетическая принадлежность образцов и места их взятия приведены в табл. 11.

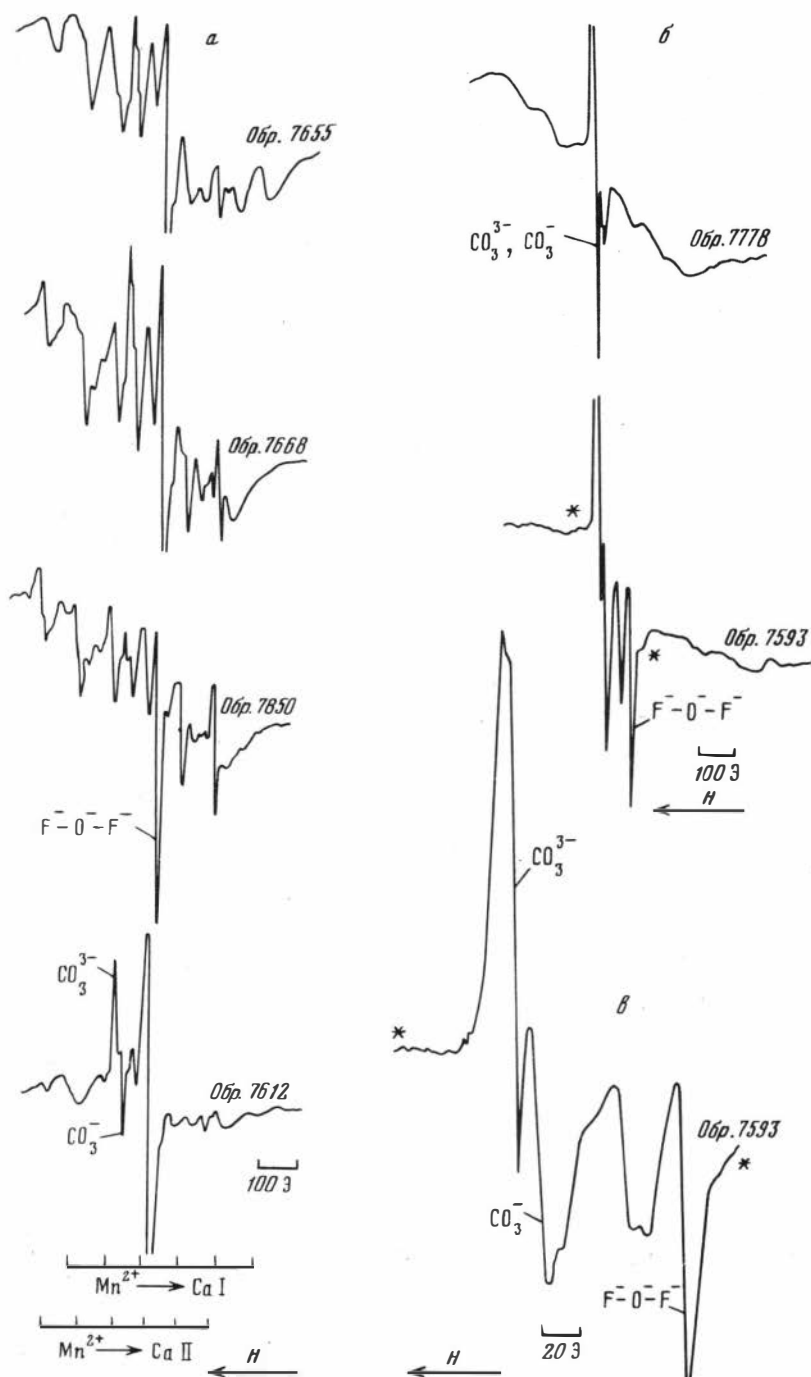
вичных апатитах, что может быть следствием искажения структуры, обусловленного изоморфными замещениями. Данные об относительно слабом проявлении спектра Mn^{2+} во многих континентальных апатитах, для которых характерен спектр трехвалентного железа, были получены ранее [12] на обширном материале.

Спектр ЭПР Fe^{3+} наблюдается во всех изученных апатитах. В целом более интенсивным спектром Fe^{3+} характеризуются апатиты массива Ыраас, гипергенные и эндогенные (табл. 13, обр. 7655, 7668, 7670, 7850, 7675). В апатитах массива Маган (обр. 7612, 7613, 7630) линии Fe^{3+} слабые. Интенсивность спектра Fe^{3+} в гипергенных апатитах обоих массивов в общем возрастает по сравнению с первичными. Повышение содержания трехвалентного железа в структуре гипергенных апатитов увязывается с общим повышением количества железа в апатитовом концентрате, содержащем и свободные окислы железа.

Спектры ЭПР ионных радикалов CO^- , $CO_3^{\cdot-}$ в апатитах массива Маган (как эндогенных, так и гипергенных) интенсивнее по сравнению с массивом Ыраас. При этом пропорциональная зависимость интенсивности спектров ЭПР этих радикалов от содержания CO_2 в большинстве случаев не наблюдается, хотя в целом для гипергенных апатитов они проявлены значительно интенсивнее, чем для эндогенных.

Характерная картина наблюдается в изученных апатитах по спектру ЭПР комплексов $F^-O^-F^-$ на оси b_3 структуры апатита. При переходе от эндогенных апатитов к гипергенным регистрируется значительное уменьшение интенсивности спектра $F^-O^-F^-$ (массив Маган) вплоть до исчезновения (массив Ыраас) (см. табл. 13). Не исключено, что присутствие этого спектра в гипергенных апатитах массива Маган связано с примесью в них зерен первичного апатита. Какую-то роль играли, возможно, и несколько различные условия формирования гипергенных фосфатов на этих массивах.

Остановимся на номенклатуре эндогенных и гипергенных фосфатов кальция рассматриваемых массивов. Те и другие являются апатитами. В литературе сложилась традиция, однако, именовать первые "apatитами", вторые — "штаффелитами". Было отмечено [6, 31], что термину "штаффелит" по принципу приоритета в курсах минералогии и справочных руководствах предпочитают термин "франколит". В настоящее время гипергенные фос-



Р и с. 12. Спектры электронного парамагнитного резонанса

а — эндогенные апатиты массивов Ыраас (обр. 7655, 7668, 7850) и Маган (обр. 7612); б — гипергенные апатиты массивов Ыраас (обр. 7778) и Маган (обр. 7593); в — участок (*) спектра обр. 7593

Таблица 13

Интенсивность парамагнитных центров (в отн. ед.)

№ обр.	Fe^{3+}	Mn^{2+}	$\text{CO}_3^{3-}, \text{CO}_3^-$	$\text{F}^- - \text{O}^- - \text{F}^-$
7612	1,0	+	1,6	6,4
7613	1,2	+	2,0	5,2
7630	1,4	+	4,0	4,9
7590	2,4	Сл.	13	1,0
7593	1,6	"	31,5	1,8
7599	1,9	"	55,1	1,6
7602-1	1,6	"	81	1,7
7655	2,5	+	1,7	4,7
7668	2,0	+	1,7	5,4
7670	2,2	+	1,0	4,9
7850	2,2	+	1,2	3,3
7878	1,2	Сл.	14,6	Сл.
7811	1,4	"	14,2	"
7792	2,8	"	1,8	"
7778	2,9	"	39,4	"
7740	3,9	"	5,4	"
7675	13,4	"	Сл.	"

Примечание. Генетическая принадлежность образцов и места их взятия приведены в табл. 11.

фаты кальция карбонатитовых массивов определяются именно как франколиты. Однако противопоставление терминов "апатит" и "франколит" также неверно, поскольку, во-первых, "франколит" является апатитом и, во-вторых, в первичных апатитах содержание CO_2 также может отвечать франколиту (см. табл. 11, обр. 7850) как по классификации Д. Макконелла [53], так и в соответствии с классификацией Г.И. Бушинского [8].

С другой стороны, во многих рассматриваемых гипергенных фосфатах содержание CO_2 заметно выше, чем принимается в классификации Г.И. Бушинского [8] для франколитов, т.е. с точки зрения данной классификации эти фосфаты франколитами не являются. И наконец, в качестве "франколита" на данных массивах рассматривается не только минерал, но и порода, являющаяся типичным фосфоритом.

В конкретно изученных фосфатах среди эндогенных апатитов выделяют кислородсодержащие гидроксилфторapatиты и в одном случае — карбонатгидроксилapatит, по содержанию фтора находящийся в области, близкой к границе между даллитами и франколитами (обр. 7850). Гипергенные фосфаты представлены, как было отмечено, относительно высококарбонатным гидроксилфторapatитом, расположенным в зоне, переходной от франколита к курскиту; один из изученных гипергенных фосфатов близок к даллиту (обр. 7675).

Как видно из изложенного, совокупность данных по химическому составу и особенностям структуры фосфатов кальция массивов Маган и Ыраас позволяет однозначно разделять первичные эндогенные апатиты и вторичные гипергенные, связанные с выветриванием.

Фосфаты алюминия

Фосфаты алюминия, по данным химического анализа, выявляются на всех трех рассматриваемых массивах, но собственно алюмофосфатные породы были встречены лишь на массиве Ессей. Они представляют собой неправильной формы обломки не очень крепкой породы светло-желтого цвета, сложенной преимущественно вавеллитом. Кристаллы вавеллита, выполняющие трещины или образующие гнезда в основной плохо раскристаллизованной массе, большей частью удлинённые (до 0,15 мм по длинной оси), иногда они тонкие, игольчатые, но чаще щепковидные, а в небольших зернах — близкие к изометричным. Зерна вавеллита, развивающиеся по трещинам в породе, обычно ориентированы грубоперпендикулярно стенкам трещин; в гнездах они расположены весьма беспорядочно. Иногда относительно крупные зерна вавеллита (уверенно диагностируемые микроскопически) развиты непосредственно по сплошной массе породы, представленной пелитоморфным материалом. Этот пелитоморфный материал, судя по результатам химического анализа (табл. 14), сложен в основном алюмофосфатными минералами; наиболее существенной примесью в нем являются кремнезем, окиси железа и титана.

Вавеллит в шлифах характеризуется прямым погасанием, положительным удлинением, высоким двупреломлением. Рентгеновский анализ вавеллита из обр. 6052 (табл. 15) показал близость его к стандартному образцу.

Присутствие в данном образце примеси Са, Sr и Ba может указывать на примесь минерала ряда крандаллита, что подтверждается рентгеновским анализом, и горсексита—вудхаузеита¹. В шлифах данного образца по трещинам наряду с вавеллитом наблюдаются мелкие (до первых сотых долей миллиметра), удлинённые, нередко собранные в веерообразные обособления зерна с очень низким двупреломлением, прямым погасанием, отрицательным удлинением. По указанным признакам этот минерал может диагностироваться как крандаллит (Таблица X, 2).

В обр. 6046^Г присутствуют хорошо диагностируемые рентгеновским методом вавеллит и крандаллит (см. табл. 15). Под микроскопом, однако, уверенно определяется лишь вавеллит, зерна которого, достигающие 0,05 мм, рассеяны среди основной плохо раскристаллизованной массы или развиты по трещинам и изредка образуют гнезда.

Фосфаты железа

Наиболее четко проявленным железофосфатным минералом кор выветривания Маймеча-Котуйской провинции является вивианит, встреченный на массиве Ыраас (скв. 36, интервал 5,0—7,0 м). Здесь среди выветрелых апатитоносных слюдитов, представленных апатит-вермикулитовым материалом, рассеяны мелкие (2—4 мм) округлые конкреции вивианита синего цвета, с весьма неровной поверхностью, чрезвычайно непрочные, разрушающиеся от прикосновения. При рентгеновском анализе (табл. 16) вивианит дает очень четкие линии, практически полностью совпадающие со стандартным образцом, заметна также примесь кварца (линия 3,35 Å). Хими-

¹ А.А. Малышев и П.В. Беляев указывают на присутствие среди алюмофосфатных минералов также сванбергита и флоренсита.

Таблица 14

Химический состав (в вес. %) алюмофосфатных пород массива Ессей

Компоненты	Обр. 6046	Обр. 6046-1	Обр. 6052	Обр. 6052-1	Обр. 6046 ^Г	Вавеллит (теоретич.)	Крандаллит (теоретич.)
SiO ₂	2,80	5,15	11,3	2,33	2,05	—	—
TiO ₂	0,96	7,97	0,64	2,64	3,73	—	—
Al ₂ O ₃	31,72	31,60	29,06	34,11	33,02	37,11	36,93
Fe ₂ O ₃	8,08	6,69	2,35	1,26	15,19	—	—
FeO	Не опр.	0,25	Не опр.	0,21	0,36	—	—
CaO	2,84	3,72	2,50	2,32	3,73	—	13,35
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—	—
MnO	—	0,18	—	0,07	0,16	—	—
SO ₃	0,96	0,28	1,08	Не обн.	0,07	—	—
P ₂ O ₅	24,50	22,80	27,12	32,40	21,40	34,47	34,25
Ba*	Не опр.	Не опр.	>1,0	Не опр.	Не опр.	—	—
K ₂ O	0,16	0,10	0,23	0,15	0,05	—	—
Na ₂ O	0,10	0,05	0,07	0,05	0,05	—	—
F	0,24	0,10	0,12	0,40	0,06	—	—
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,43	—	—
H ₂ O*	17,78	17,71	17,14	22,80	17,79	28,42	15,23
H ₂ O ⁻	5,02	2,52	3,34	1,11	1,74	—	—
Сумма	—	99,13	—	99,85	99,83	100	100

*В сумму не вхо. ит.

Аналитики П.А. Серюкова, И.М. Фоминых.

Таблица 15

Результаты рентгеновского анализа алюмофосфатных пород массива Ессей

Обр. 6052		Обр. 6046		Обр. 6046 ^Г		Крандаллит [14]	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
1	2	3	4	5	6	7	8
4	~ 10,5	15	10,5	—	—	—	—
40	8,6	35	8,6	—	—	—	—
40	8,3	35	8,3	—	—	—	—
55	5,7	65	5,70	15	5,7	15	5,7
2	4,9	2	4,9	2	4,9	—	—
50	4,83	50	4,84	15	4,84	30	4,86
10	4,37	16	4,37	14	4,37	—	—
25	4,18	28	4,18	22	4,18	—	—
10	3,99	5	4,00	5	4,00	—	—
15	3,50	50	3,51	25	3,51	30	3,51
85	3,44	70	3,44	75	3,44	—	—
10	3,35	12	3,34	13	3,34	—	—
100	3,25	60	3,24	50	3,24	—	—
10	3,16	7	3,17	7	3,17	—	—
2	3,10	—	—	—	—	—	—
25	2,99	30	2,98	30	2,98	50	2,99
50	2,94	100	2,94	100	2,94	100	2,94

ческий состав вивианита массива Ыраас (табл. 17) подтверждает примесь кварца, а также (по присутствию глинозема) некоторое количество алюмосиликатного материала. Рентгеновский анализ показывает небольшую примесь гидрослюда. Мы пересчитали результаты химического анализа вивианита, исключив кремнезем, глинозем, титан, кальций, щелочи, а также магний. Последний может входить в состав вивианита [5], но содержание его и во вмещающей вивианит породе очень высокое. Отношение Mg/Al_2O_3 в вивианите ниже, чем во вмещающей породе (см. табл. 6, обр. 7519, 7520), что позволяет отнести окись магния к силикатному материалу. Строго говоря, следовало вычистить из анализа и некоторое количество воды, но определить ее долю, проходящуюся на алюмосиликатную часть породы, можно лишь весьма приближенно.

Марганец мы рассматриваем как входящий в состав вивианита. Марганецсодержащие вивианиты (паравивианиты) известны [5], и в связи с общим очень низким содержанием этого элемента во вмещающей породе (см. табл. 6, обр. 7519, 7520), измеряющимся сотыми долями процента, исключить его из анализа было бы неверно.

Теоретическая формула вивианита $Fe^{2+}(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ верна только для неокисленных руд [5]. Вивианит массива Ыраас содержит довольно большое количество окисного железа.

Ф.В. Чухров и Е.С. Рудницкая [50] описывают окисленные дериваты вивианита как керчиниты (альфа-, бета-, гамма- и окскерчиниты) и наиболее окисленную разновидность — босфорит. Вивианит массива Ыраас весьма

Вавеллит (ASTM, 17-203)		Вавеллит (ASTM, 2-0075)		Гидраргиллит [7]		Гетит [7]	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
9	10	11	12	13	14	15	16
—	—	—	—	—	—	—	—
80	8,58	100	8,39	—	—	—	—
50	5,68	60	5,64	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	15	4,98
50	4,82	50	4,82	100	4,85	—	—
—	—	20	4,30	40	4,37	—	—
—	—	—	—	—	—	100	4,18
30	4,03	40	4,03	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100	3,437	80	3,44	—	—	—	—
—	—	—	—	10	3,31	10	3,38
100	3,263	80	3,20	—	—	—	—
—	—	—	—	7	3,18	—	—
10	3,080	40	3,05	4	3,10	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
20	2,95	60	2,95	—	—	—	—

Таблица 15 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
15	2,81	3	2,87	3	2,87	—	—
3	2,70	35	2,70	40	2,70	40	2,70
50	2,58	10	2,58	10	2,58	—	—
10	2,45	7	2,44	10	2,44	5	2,451
8	2,39	6	2,38	8	2,38	—	—
4	2,27	4	2,27	6	2,27	—	—
6	2,20	20	2,20	20	2,20	20	2,212
30	2,11	15	2,17	15	2,17	35	2,160
30	1,982	10	2,00	10	2,00	—	—
10	1,896	25	1,894	25	1,894	30	1,894
3	1,802	7	1,800	7	1,800	7	1,799
10	1,750	20	1,749	20	1,749	25	1,753

Относительное содержание минералов в исследованных образцах, исходя из интенсивности рентгеновских линий, следующее. Обр. 6052: вавеллит > крадаллит > гидраргиллит > гетит > гидрослюда > кварц; 6046: крадаллит > вавеллит > гидраргиллит > гетит > гидрослюда > кварц > окислы титана; обр. 6046^Г: крадаллит > вавел-

близок по содержанию окисного железа к бета-керчиниту ($5\text{FeO} \cdot 2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$), учитывая FeO по сумме с MnO, хотя не исключено, конечно, нахождение хотя бы части марганца в трехвалентной форме. Структурная формула окисленного вивианита, по Тьен Пей-лин и Т. Вогу [54], упростивших соответствующую формулу Р.С. Гамидова и Х.С. Мамедова [10]: $\text{Fe}_{3-x}^{2+}\text{Fe}_x^{3+}(\text{PO}_4)_2 \cdot (8-x)\text{H}_2\text{O}(\text{OH})$. Пересчет на структурную формулу

Таблица 16

Рентгенограммы вивианита массива Ыраас (скв. 36, обр. 7718)

Обр. 7718		Вивианит (ASTM, 3-0070)		Обр. 7718		Вивианит (ASTM, 3-0070)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
3	10,1	—	—	20	2,78	67	2,71
9	7,9	27	8,0	6	2,66	8	2,64
100	6,76	100	6,80	12	2,54	33	2,52
24	4,92	40	4,91	10	2,44	40	2,42
15	4,52	13	4,50	8	2,32	27	2,31
10	4,33	4	4,32	6	2,23	20	2,23
15	4,08	13	4,09	7	2,19	20	2,19
23	3,85	40	3,84	6	2,08	23	2,07
5	3,66	5	3,65	6	1,93	8	1,92
36	3,35	3	3,33	11	1,68	40	1,67
28	3,20	53	3,20	5	1,588	23	1,59
25	2,98	67	2,97	5	1,542	7	1,52

Условия съемки: ДРОН-2, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, поправка по кремнию особой чистоты

9	10	11	12	13	14	15	16
20	2,80	60	2,78	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	30	2,69
80	2,575	80	2,56	—	—	8	2,58
—	—	—	—	15	2,451	25	2,452
10	2,370	40	2,37	25	2,382	—	—
10	2,280	20	2,25	4	2,288	10	2,252
—	—	20	2,19	6	2,274	20	2,192
80	2,103	60	2,09	8	2,165	—	—
80	1,987	20	2,03	15	2,042	—	—
—	—	40	1,88	8	1,991	—	—
—	—	40	1,82	10	1,801	70	1,799
10	1,755	50	1,75	9	1,750	—	—

лит > гидраргиллит > гетит > гидрослюда > окислы титана. Условия съемки: ДРОН-2, CuK_α -излучение, в качестве эталона использован кремний особой чистоты.

В обр. 6052, 6042 фиксируется гидрослюда, во всех образцах — окислы титана и кварца.

рассматриваемого вивианита показывает, что $x \approx 1,3 : (\text{Fe}_{1,30}^{2+} \text{Mn}_{0,24}^{2+} \cdot \text{Fe}_{1,30}^{3+})_{2,84} (\text{PO}_4)_{2,00} (\text{OH})_{0,98} \cdot 6,58 \text{H}_2\text{O}$.

При этом все позиции двухвалентных катионов оказались занятыми, в связи с чем проявляется некоторый дефицит гидроксила по отношению к приведенной выше теоретической структурной формуле окисленного

Т а б л и ц а 17

Химический состав (в вес. %) вивианита массива Ыраас (скв. 36, обр. 7718)

Компоненты	Природный образец	За вычетом SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , MgO , TiO_2	Теоретический состав	
			вивианит	бета-керчинит
SiO_2	14,10	—	—	—
TiO_2	0,15	—	—	—
Al_2O_3	3,02	—	—	—
Fe_2O_3	16,59	21,26	—	21,28
FeO	15,05	19,26	43	23,94
CaO	3,26	—	—	—
MgO	2,01	—	—	—
MnO	2,78	3,56	—	—
P_2O_5	22,80	29,17	28,3	28,38
K_2O	0,43	—	—	—
Na_2O	0,41	—	—	—
CO_2	Не обн.	—	—	—
H_2O^+	11,31	14,47	} 28,7	} 26,40
H_2O^-	9,60	12,28		
Сумма	101,51	100,00	100,0	100,00

Аналитик П.А. Сердюкова.

вивианита. Близкий состав ($x \approx 1,5$) имеет один из описанных Ю.Л. Капустиным [36] вивианитов из коры выветривания карбонатитов, хотя в нем и отсутствует марганец. В небольшом количестве фосфаты железа установлены и в коре выветривания массива Маган.

МИНЕРАЛЫ СВОБОДНОГО ГЛИНОЗЕМА

Гидрагиллит

Гидрагиллит выявлен лишь в алюмофосфатной породе массива Ессей (см. табл. 15) и выделенной из нее тонкой (менее 0,001 мм) фракции (обр. 6046^Г). В тонкой фракции обр. 6046^Г отношение Al_2O_3/P_2O_5 составляет 1,54 против 1,08 у вавеллита и крандаллита. Учитывая низкое содержание кремнезема в обр. 6046, особенно в его тонкой фракции, следует допустить присутствие в нем минерала свободного глинозема (гидрагиллита) в количестве до 10%. Последнее подтверждается также данными табл. 9. Микроскопически этот минерал не выражен; как и крандаллит, он слагает наиболее тонкозернистые фракции породы.

ОКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

Гипергенные окислы железа в продуктах выветривания Маймеча-Котуйской провинции формировались по трем типам первичных железосодержащих минералов — силикатным, карбонатным и магнетиту.

Как было показано выше, при выветривании силикатных пород наблюдаются рост содержания окисного железа и уменьшение, а иногда и полное исчезновение закисного железа (см. табл. 1). Возрастает количество воды, связанной с окислами железа (которая в анализе данного материала в значительной степени отвечает потерям при прокаливании). Продукты выветривания во всех этих случаях охристые, рыхлые или очень непрочные. Размер частиц гипергенных окислов железа чрезвычайно мал. Рентгеновский анализ, проведенный по тонкой (менее 0,001 мм) фракции породы из верхней зоны коры выветривания скв. 93 массива Маган (табл. 18, обр. 7581), показал, что минералы окислов железа представлены здесь гетитом. Рыхлые окислы железа образуются и при выветривании карбоната, содержащего анкерит.

Последовательность преобразования магнетита в зоне гипергенеза наиболее четко прослеживается на массиве Ессей. Иногда формируются обособления гипергенных окислов железа в виде корочек линз, близких к мономинеральным (Таблица XI, 1).

По результатам рентгеновского анализа, такие линзы представлены гетитом, подобным развитому по силикатным породам. Химический состав материала данной линзы приведен в табл. 19 (обр. 6028).

Наряду с окисным железом и водой обнаруживается примесь некоторых других элементов. Наиболее заметна примесь пятиокси фосфора, частично связанная (по пересчету химического анализа) в кальциевый фосфат (ориентировочно 3,5%) и частично — в железозеленый фосфат (до 6%). Этот фосфат железа исключительно тонкодисперсен и, возможно, рентгеноаморфен, так как ни микроскопически, ни рентгеновским методом он не диагностируется. Содержание воды в образце несколько выше, чем характерно

Т а б л и ц а 18

Результаты рентгеновского анализа гетита (обр. 7581, 6028), фейткнехтита и псиломелана (обр. 7823)

Обр. 7581, 6028		Гетит [7]		Обр. 7823		Псиломелан [42]		Фейткнехтит (ASTM, 18-804)	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
20	5,00	15	4,98	100	4,6			100	4,62
100	4,18	100	4,18	6	3,34	4	3,35		
2	3,38	10	3,38	6	3,16	4	3,12		
35	2,69	30	2,69	30	2,70	8	2,7	50	2,64
10	2,57	8	2,58	40	2,40	10	2,43	20	2,36
3	2,51	3	2,52	40	2,20	4	2,15		
20	2,49	15	2,49						
20	2,44	25	2,452						
10	2,25	10	2,252						
10	2,19	20	2,192						
5	1,804	7	1,799						
17	1,715	20	1,721						
4	1,662	4	1,661						
10	1,566	15	1,564						

Условия съемки: ДРОН-2, CuK_α -излучение, в качестве эталона использован кремний особой чистоты.

для гетита (89% Fe_2O_3 , 11% H_2O), и позволяет допустить присутствие гидрогетита. Пониженное отношение FeO/ п.п.п. (главным образом H_2O^*) по сравнению с характерным для гетита отмечается и для охристой коры выветривания пироксенитов массива Маган (см. табл. 1).

Многие кристаллы магнетита в шлифах выглядят мартитизированными, но ни в одном случае гематит рентгеновским способом диагностирован не был.

Ю.Л. Капустин [34] в списках минералов кор выветривания карбонатов и связанных с ними пород указывает и мартит, т.е. гематит, развитый по магнетиту [5]. Однако в исследованном нами материале таким минералом являлся гетит.

Указывается [11], что в гипергенных условиях ни гетит в гематит (вследствие дегидратации первого), ни гематит в гетит непосредственно переходить не могут. Иногда зерна магнетита, разрушаясь в зоне выветривания, теряют блеск, становятся весьма непрочными, но состав их в этом случае остается магнетитовым. Интересно, что как рыхлый охристый, так и плотный линзовидный гетиты имеют практически идентичные рентгенограммы.

Гипергенные окислы марганца в заметном количестве были встречены только в одном из образцов коры выветривания массива Ыраас. Здесь по скв. 14 в интервале 5,80–12,6 м залегает магнетитовая порода. Магнетит преимущественно свежий, но со следами гипергенных преобразований.

Наблюдается, в частности, развитие по трещинам в магнетите вторичных гидроокислов железа, гипергенных фосфата и кварца, иногда встречающегося в гнездах, выполняющих пустотки между зегнами апатита.

Таблица 19

Химический состав (в вес. %) гетита (обр. 6028) массива Ессей, магнетита (обр. 7822) и псиломелана-фейткнехтита (обр. 7823) массива Ыраас

Компоненты	Обр. 6028	Обр. 7822	Обр. 7823	Компоненты	Обр. 6028	Обр. 7822	Обр. 7823
SiO ₂	1,60	1,50	1,40	P ₂ O ₅	4,50	1,33	2,84
TiO ₂	0,13	3,20	Не обн.	K ₂ O	0,15	0,10	0,24
Al ₂ O ₃	0,40	0,08	Сл.	Na ₂ O	0,07	0,19	0,90
Fe ₂ O ₃	77,52	62,54	1,32	CO ₂	0,53	Не опр.	Не опр.
FeO	0,21	27,30	Не обн.	H ₂ O ⁺	9,29	"	"
CaO	2,79	3,10	6,22	H ₂ O ⁻	2,52	"	"
MgO	Не обн.	0,42	0,50	Co	Не опр.	0,05	0,15
MnO	0,03	0,23	54,42	Ni	"	Не обн.	0,10
SO ₃	0,17	Не опр.	Не опр.	С у м а	99,91	100,04	—

Аналитики И.М. Фоминых (обр. 6028), Е.М. Зырянова (обр. 7822, 7823).

Состав магнетита (см. табл. 19, обр. 7822, гл. 11,5 м) показывает близость его к теоретическому. Довольно высоко (3,20%) содержание титана. Вероятно, в состав магнетита входит и некоторое количество кальция, основная часть которого связана, однако, с фосфором. Марганцевые минералы образуют на магнетите матовые черные корочки мощностью до нескольких миллиметров, хрупкие, с раковистым изломом. Наряду с марганцем (см. табл. 19) в заметном количестве присутствует кальциевый фосфат (до 7%). По данным рентгеновского анализа (см. табл. 18), марганцевые минералы представлены фейткнехтитом и псиломеланом; заметные на поверхности некоторых обломков синие цвета побежалости указывают на начальную стадию формирования по псиломелану пирролюзита [5]. Псиломелан и фейткнехтит представлены весьма тонкозернистым материалом без следов полосчатости или зональности. Находка фейткнехтита (β-MnOОН) на массиве Ыраас является первой в СССР.

СИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Вермикулит

Гипергенные силикатные минералы в зоне выветривания пород рассматриваемых массивов Маймеч-Котуйской провинции представлены вермикулитом, монтмориллонитом, гидрослюдой, смешанно-слоистыми минералами ряда вермикулит-флогопит. Не исключено присутствие и каолинита, в первую очередь на массиве Ессей, однако нами он выявлен не был. Ниже будет рассмотрен вермикулит — наиболее универсальный в пределах провинции гипергенный силикатный минерал.

Вермикулит в том или ином количестве встречен на всех трех рассматриваемых массивах; более детально он изучался на массивах Ыраас и Маган. Наиболее свежие слюдистые минералы, явившиеся материнскими для образования вермикулита, вскрыты скважинами на массиве Ыраас.

Химический состав свежих и выветрелых слюдитов приведен в табл. 6. Мы пересчитали эти анализы, исключив из них пятиокись фосфора и связанную с ней (в формульных количествах) окись кальция. Подобный пересчет может дать лишь приблизительную картину состава слюдитовых минералов, однако и в таком виде полученные материалы во многих отношениях показательны (табл. 20).

Свежие минералы слюдитов массива Ыраас с глубины 70–80 м (скв. 36), по данным рентгеновского анализа (табл. 21, обр. 7533), представлены триоктаэдрической слюдой, определяемой по резкому превышению магния над железом (см. табл. 20, обр. 7533, 7529) как флогопит. По общему содержанию железа и соотношению закисного и окисного железа они близки к флогопитам Ковдора [49] и Талнахской интрузии [47]. По данным рентгеновского анализа, при выветривании этих флогопитов образуется вермикулит, которому предшествует формирование смешанно-слоистых минералов двух типов (I и II), представленных перемежающимися слоями вермикулита и слюды, но с различным соотношением этих слоев. В смешанно-слоистом минерале I типа преобладают слои Mg-вермикулита, II типа — слюдитовые слои. В изученном материале из зоны выветривания массива по скв. 36 (см. табл. 21, обр. 7520, 7521, 7524, 7525) фазовый состав вещества одинаков, и наблюдаются различия лишь в количественном соотношении указанных фаз. При этом наибольшее количество вермикулитовой компоненты (~ 80%) характерно для обр. 7520, взятого с наиболее близкого к поверхности интервала.

Изменение химического состава флогопита при выветривании (см. табл. 20, обр. 7519–7522, 7524) сводится к существенному понижению содержания окиси калия (от 9,61–9,90 до 0,84–1,00%), кремнезема, существенному увеличению количества воды (определяемому по возрастанию содержания потерь при прокаливании с 4,43 до 16,90%), заметному уменьшению содержания закисного железа и повышению — окисного.

На массиве Маган все изученные слюды в различной степени преобразованы с формированием смешанно-слоистых минералов тех же двух типов, что и на массиве Ыраас, и вермикулита. Наименее измененная слюда (обр. 7638) — довольно крепкая, сохранившая в основном черный цвет, но приобретающая участками золотисто-желтый оттенок; на отдельные чешуйки расщепляется с трудом. Рентгеновский анализ (табл. 22) характеризует эту слюду как триоктаэдрическую ряда биотит—флогопит. Химический анализ (см. табл. 20) показывает близкое процентное содержание окислов железа и магния, но отношение атомных количественных содержаний Mg/Fe несколько больше 2 — граничного значения для разделения флогопита и биотита. Это позволяет рассматривать слюду как высокожелезистый флогопит.

Наряду с флогопитом в состав образца входит и смешанно-слоистый минерал типа II. По сравнению со свежим флогопитом массива Ыраас наблюдается понижение содержания закисного железа, окиси калия и повышение — окисного железа и H_2O^+ (см. табл. 20).

По мере возрастания в слюде количества вермикулита существенно меняется ее внешний облик. Слюда становится золотистой с сильным блеском, лишь реликтами сохраняется первичная темная окраска (обр. 7636). В еще более измененных разновидностях (обр. 7637) слюда тонкослоист-

Таблица 20

Химический состав (в вес. %) минералов ряда флогопит-вермикулит массивов Маган (обр. 7638–7637) и Ыраас, скв. 36 (обр. 7533–7519)

Компоненты	Обр. 7638	Обр. 7636	Обр. 7637	Обр. 7533	Обр. 7529	Обр. 7524	Обр. 7522	Обр. 7521	Обр. 7520	Обр. 7519
SiO ₂	37,00	34,10	33,60	39,63	43,65	42,16	38,74	38,10	35,72	36,61
TiO ₂	2,43	0,83	0,88	0,72	0,48	0,32	0,29	0,76	0,67	0,31
Al ₂ O ₃	12,00	9,90	12,20	10,94	10,36	10,00	7,72	9,94	11,70	7,08
Fe ₂ O ₃	13,69	7,82	5,03	4,04	4,62	8,70	7,93	11,69	11,24	12,21
FeO	1,43	0,72	0,36	5,16	5,08	1,20	1,11	4,22	2,62	1,98
CaO	1,16	2,79	0,93	0,50	1,30	2,43	6,68	2,46	2,05	4,12
MgO	16,58	22,11	23,45	23,77	18,86	18,77	18,37	17,22	18,07	19,80
MnO	0,08	0,06	0,03	0,14	0,14	0,10	0,19	0,16	0,10	0,13
SO ₃	Не обн.	0,05	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,38	0,42	0,74	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	5,60	0,48	0,12	9,90	9,61	5,36	4,45	4,23	1,00	0,84
Na ₂ O	0,34	0,15	0,07	0,27	0,16	0,57	0,29	0,57	0,66	0,02
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0,65	0,50	0,62	0,69	4,39	1,45	0,36	Не опр.
H ₂ O ⁺	6,85	13,93	14,89	4,43 *	5,12 *	9,70 *			15,21 *	16,90 *
H ₂ O ⁻	2,61	6,57	6,68							
F	0,24	0,24	0,30	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
С у м м а	100,39	100,17	99,93	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

*Потери при прокаливании.

Анализы выполнены в Институте геологии и геофизики СО АН СССР. Аналитики И.М. Фоминых, Л.Д. Иванова, Н.А. Ефремова, А.В. Сухаренко.

Образцы массива Маган взяты из обнажения. Глубина взятия образцов по скв. 36 массива Ыраас (к табл. 20, 21): обр. 7533–81,0 м; обр. 7529 – 69–71 м; обр. 7525 – 42,0 м; обр. 7524 – 36,0 м; обр. 7522 – 31,0 м; обр. 7521 – 20,0 м; обр. 7520 – 10,3 м; обр. 7519 – 3,5 м.

Таблица 21

Результаты рентгеновского анализа для ряда флогопит–вермикулит массива Ыраас, скв. 36

Обр. 7520		Обр. 7521		Обр. 7524		Обр. 7525		Обр. 7533		Mg-вермикулит [7], <i>hkl</i>	Флогопит, <i>hkl</i>	Смешанно-слоистый, <i>hkl</i>
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>			
Сл.	25	40	25	100	25	60	25	—	—	—	—	002, тип I
"	23	90	23	80	23	70	23	—	—	—	—	002, тип II
100	14,5	80	14,5	10	14,5	100	14,5	—	—	002	—	—
Сл.	12,3	35	12,3	90	12,3	60	12,3	—	—	—	—	004, тип I
"	11,8	70	11,8	40	11,8	40	11,8	—	—	—	—	004, тип II
10	10,1	15	10,1	10	10,1	60	10,1	10	10,1	—	002	—
—	—	10	8,3	20	8,3	15	8,2	—	—	—	—	006, тип I
30	7,2	20	7,2	10	7,0	12	7,1	—	—	004	—	006, тип II
5	5,0	5	4,9	60	4,9	40	4,9	2	5,0	—	004	0010, тип I
44	4,8	30	4,8	5	4,6	10	4,6	—	—	006	—	—
5	4,6	5	4,5	—	—	—	—	10	4,5	021, 0111	—	0010, тип II, 0012, тип I
54	3,63	28	3,00	65	3,6	16	3,7	4	3,9	008	—	0014, тип I
—	—	10	3,50	23	3,5	32	3,5	8	3,6	—	—	0012, тип II
5	3,40	5	3,40	—	—	38	3,3	20	3,4	—	006	—
—	—	5	3,3	50	3,2	28	3,1	65	3,3	—	—	0014, тип II
90	2,90	30	2,90	—	—	34	2,96	15	2,93	0010	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	10	2,81	—	—	—
9	2,7	5	2,7	21	2,75	9	2,74	30	2,71	130, 200, 202	—	0018, тип I
9	2,6	5	2,6	20	2,63	12	2,60	25	2,62	132, 204	—	0018, тип II
5	2,55	5	2,54	8	2,54	7	2,52	10	2,52	134, 202	—	0020, тип I
8	2,40	5	2,35	10	2,29	7	2,43	15	2,43	0012	—	0020, тип II
5	2,09	5	2,08	28	2,07	13	2,06	26	2,18	0014	—	—

Условия съемки: ДРОН-2, $\text{CuK}\alpha$ -излучение. Минеральный состав (в %): обр. 7520 — Mg-вермикулит ~80, смешанно-слоистый, тип II ~10, смешанно-слоистый, тип I ~5, флогопит ~5; обр. 7521 — смешанно-слоистый, тип I ~35, Mg-вермикулит ~30, смешанно-слоистый, тип II ~25, флогопит ~10; обр. 7524 — смешанно-слоистый, тип I ~50, смешанно-слоистый, тип II ~40, Mg-вермикулит ~5, флогопит ~5; обр. 7525 — Mg-вермикулит ~35, смешанно-слоистый, тип II ~25, смешанно-слоистый, тип I ~20, флогопит ~20, флогопит ~20; обр. 7533 — флогопит.

Таблица 22

Результаты рентгеновского анализа для ряда флогопит-вермикулит массива Маган

Обр. 7638		Обр. 7636	
<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
—	—	50	25
Сл.	22	30	22
—	—	>100	14,6*
—	—	50	12,7
10	11,2	20	11,2
100	10,4	—	—
—	—	30	7,3
3	5,03	50	4,9
—	—	—	—
35	3,40	70	3,64
3	3,16	80	2,90
—	—	—	—
—	—	—	—
4	2,52	—	—
—	—	—	—
—	—	5	2,40
7	2,03	10	2,07

*При нагреве (800°С) *d/n* рефлекса сдвигается до 9,9 Å.Условия съемки: ДРОН-2, $\text{CuK}\alpha$ -излучение. Обр. 7638 — флогопит (~90%), смешанно-слоистый, тип II (~10%); обр. 7636 — вермикулит (~85%), смешанно-слоистый,

тая, светло-желтого цвета, тусклая или с жирным блеском. Химический анализ показывает в данных образцах более низкое, чем в наиболее вермикулитизированном материале массива Ыраас, содержание закисного железа, окиси калия, кремнезема и более высокое — суммарной воды (см. табл. 20), что указывает на большее преобразование первичного флогопита в зоне гипергенеза. Привлекает внимание, однако, меньшее количество окисного железа по сравнению с явно менее измененным материалом обр. 7638, что может указывать на некоторый вынос и окисного железа. Отсутствие мономинерального вермикулита и чередование со смешанно-слоистыми минералами не позволяют дать его структурную формулу.

МИНЕРАЛЫ КРЕМНЕЗЕМА

Гипергенные минералы кремнезема, представленные исключительно кварцем, были встречены только на месторождении Ыраас, где они, однако, широко распространены. Масштаб гипергенного окварцевания отвечает здесь масштабу развития процессов выветривания, которые проявлены на этом массиве наиболее интенсивно. Освобожденный из первичных силикатных минералов кремнезем не выносился, очевидно, в значительных количествах за пределы зоны выветривания массива и концентрировался в виде гипергенного кварца. Не исключен, однако, и другой источник кремнезема — кварцевые песчаники и гравелиты лабазтахской свиты рифея, вмещающие первичные апатитсодержащие породы массива Ыраас [16]. Обломки этих песчаников встречаются иногда в рыхлых продуктах вы-

Обр. 7637		Флогопит [7], <i>hkl</i>	Вермикулит [7], <i>hkl</i>	Смешанно- слоистый, <i>hkl</i>
<i>I</i>	<i>d/n</i>			
Сл.	25	—	—	002, тип I
"	22	—	—	002, тип II
>100	14,6*	—	002	—
Сл.	12,7	—	—	004, тип I
"	11,2	—	—	004, тип II
—	—	002	—	—
35	7,3	—	004	—
90	4,9	004	006	—
10	4,64	—	021, 111	—
100	3,62	006	008	—
100	2,88	—	0010	—
3	2,67	—	130, 200, 20 $\bar{2}$	—
5	2,60	—	132, 20 $\bar{4}$	—
—	—	—	—	—
5	2,57	—	13 $\bar{4}$, 202	—
35	2,40	—	0012	—
35	2,06	0010	0014	—

тип I (~ 10%), смешанно-слоистый, тип II (~ 5%); обр. 7637 — вермикулит (~ 50%), смешанно-слоистый, тип I (~ 30%), смешанно-слоистый, тип II (~ 20%).

ветривания, в частности карбонатитов, представляющих собой, очевидно, карстовые образования (Таблица XI, 2). Хорошо известно, что в кислых условиях выветривания кварц является одним из наиболее устойчивых минералов, а в щелочных условиях он весьма неустойчив. При выветривании щелочных-ультраосновных пород в результате гидролиза слагающих их минералов могли формироваться и щелочные растворы, которые агрессивно влияли на кварцевые породы лабазтахской свиты.

Кварц в зоне гипергенеза массива Ыраас развит по всем основным типам первичных и гипергенных пород — по карбонатитам, слюдам, магнетит-апатитовым образованиям, а также гипергенным фосфатным породам.

В породах наблюдаются две генерации кварца. Кварц I имеет вид удлиненных прямоугольных табличек размером до 0,03–0,05 мм, развитых, в частности, в карбонатитах как между зернами карбоната (Таблица XII, 1), так и непосредственно по ним (Таблица XII, 2). Кварц II образует крупные зерна размером до нескольких миллиметров, замещающие карбонат и захватывающие не претерпевшие каких-либо изменений мелкотаблитчатые зерна кварца I, для которых материал зерен II генерации является своеобразным пойкилитовым цементом (Таблица XIII, 1). Иногда порода полностью сложена мелкотаблитчатыми зернами (Таблица XIII, 2), которые могут развиваться как по карбонатному, так и по силикатному материалу. В других случаях, наоборот, непосредственно по карбонатному материалу развивается крупнокристаллический кварц, иногда в шлифе он имеет вид индивидуальных, не связанных между собой образований, представляющих тем не менее единое зерно (Таблица XIV, 1).

Широко развито окремнение и выветрелых слюдитов, порой имеющее сложный характер. В некоторых случаях первоначально образуется мелкозернистый франколит, по которому развиваются зерна кварца различных размеров, остроугольные, изредка с более или менее правильными кристаллографическими формами. В эту франколит-кварцевую массу включены реликты вермикулита и изредка гнезда и отдельные зерна первичного апатита. В других случаях кварц развивается по менее измененному слюдистому материалу.

При интенсивном проявлении процесса порода почти полностью сложена гипергенным кварцем, зерна которого включают охристые остатки первичного материала (Таблица XIV, 2).

Окварцеванию подвергаются и магнетит-апатитовые породы. Зерна апатита при этом могут сохраняться или же полностью замещаться кварцем. На ранних стадиях процесса кварц выполняет лишь трещины в магнетите (Таблица XV, 1). При дальнейшем окварцевании кварц развивается по магнетиту весьма интенсивно (Таблица XV, 2). Гипергенный апатит в обр. 7684 формировался после кварца: фосфатные корочки образуются по стенкам пустот в окварцованной породе (Таблица XVI, 1). С другой стороны, гипергенный кварц часто развивается по сформированному в зоне выветривания фосфориту. Как и ранее, вторичный кварц может иметь вид мелких (0,02–0,03 мм) табличек, рассеянных в массе тонкозернистого фосфата, или зерен размером до 3 мм. Наблюдается выполнение крупными кристаллами кварца трещин в гипергенном фосфате.

Более поздние преобразования кварца сводятся к его маршаллитизации, которая проявлена, однако, лишь в самой начальной стадии.

СОСТАВ ФОСФАТНЫХ РУД ЗОНЫ ГИПЕРГЕНЕЗА

Состав фосфатных руд в зоне выветривания Маймеча-Котуйской провинции пород очень пестрый. Первичные апатитсодержащие породы и руды подвергались преобразованиям, связанным как с изменением первичных, так и с формированием гипергенных минералов. В то же время здесь встречаются и практически неизменные или слабо измененные первичные апатитсодержащие породы.

Фосфатсодержащие породы, фосфатные минералы которых сформированы в зоне гипергенеза, мы рассматриваем в качестве фосфоритов. В генетическом отношении фосфориты разнообразны: они могли формироваться непосредственно по карбонатитам, алюмосиликатным породам, магнетит-апатитовым рудам; гипергенный фосфат мог выпадать из раствора в рыхлых продуктах выветривания, подвергшихся весьма глубокому изменению, и связь между фосфоритами и конкретным типом первичной породы в этом случае установлена быть не может.

Детальная классификация эндогенных апатитовых руд карбонатитовых комплексов была дана Л.С. Егоровым [22]. В упрощенном виде выделенные им типы руд могут классифицироваться как силикат-апатитовые, магнетит-апатитовые, карбонат-апатитовые. Все эти руды, не измененные или слабо измененные гипергенными процессами, могут встречаться и в зоне выветривания. В то же время в корах выветривания наблюдаются и

специфические апатитсодержащие руды — силикат-apatитовые, гетит-apatитовые. Гипергенные силикат-apatитовые породы и руды отличаются от одноименных магматических составом силикатных минералов, представленных в корях выветривания вермикулитом, монтмориллонитом, гидрослюдай. Такие образования вермикулит-apatитового состава развиты, в частности, в северо-западной части массива Ыраас. Содержание P_2O_5 в данных образованиях большей частью до 10%, лишь изредка больше (см. табл. 6, обр. 7519, 7520). Характерной особенностью этих руд является большое количество железа, что определяется высоким его содержанием в исходных породах.

Силикат-apatитовые руды с гипергенными силикатными материалами, как правило, глиноподобные, мягкие. Гетит-apatитовые руды, сформированные по силикатным (по аналогии с некоторыми другими регионами, возможно, и по карбонат-apatитовым) породам, рыхлые. Гетит-apatитовые руды формируются и по магнетит-apatитовым рудам. Можно представить существование и кварц-apatитовых руд, но они не были обнаружены.

Фосфоритовые руды также подразделяются на несколько разновидностей. Имея в виду, что гипергенные кальциевые фосфаты на всех массивах сложены главным образом франколитом, можно выделить следующие минералогические их типы: франколитовые и апатит-франколитовые¹; силикат(слюдисто-, пироксен-, глинисто- и т.д.)-франколитовые; магнетит-франколитовые, гетит-франколитовые; кварц-франколитовые (рассматриваемые отдельно от силикат-франколитовых). Во всех случаях среди гипергенного франколита может находиться примесь первичных зерен апатита. К собственно франколитовым отнесены фосфориты, примесь нефосфатной составляющей в которых не превышает 10–12%. Гипергенные фосфориты могут быть как рыхлые, так и плотные.

Различаются текстуры фосфоритов — массивные, полосчатые, каркасные (пористые, кавернозные), брекчиевые.

Менее разнообразны структуры фосфоритов — скрытокристаллические, игольчатые, мелкотаблитчатые. Таблитчатые зерна часто удлиненно-трапециевидной формы. Нередко наблюдаются веерообразные сростки, корочки, звездчатые розетки. Размер зерен гипергенного апатита 0,1 мм; в редких случаях удлиненно-призматические зерна достигают 0,25 мм. На участках, сложенных мелкими зернами франколита, форма последних может быть неправильной и порода имеет кварцитовидный облик.

Когда франколит и гипергенный кварц встречаются совместно, кварц по отношению к игольчатому и таблитчатому франколиту является более поздним минералом. Это наблюдается, в частности, в обр. 7700 (Таблица XVI, 2), где тонкоигольчатый франколит разбит трещинами шириной до 2 мм, полностью выполненными кварцем. Однако, когда франколит слагает корочки, они являются позднейшими по времени образования относительно всех других ингредиентов породы, в том числе и кварца, обрамляя пустотки между его зернами.

Франколитовые и апатит-франколитовые фосфориты могут достигать большой однородности и чистоты; содержание кальциевых фосфатов мо-

¹ Авторы отдают себе отчет в определенной противоречивости данного названия, так как франколит — это разновидность апатита.

Т а б л и ц а 23

Химический состав (в вес. %) фосфоритов и гипергенных фосфатсодержащих пород

Компоненты	Обр. 7565	Обр. 6007	Обр. 6005	Обр. 7608
SiO ₂	0,30	0,60	0,40	26,00
TiO ₂	Не обн.	0,20	0,24	0,62
Al ₂ O ₃	0,12	Не обн.	Не обн.	2,10
Fe ₂ O ₃	5,68	6,65	13,46	3,62
FeO	0,33	Не обн.	Не обн.	1,65
CaO	49,43	51,36	46,80	32,15
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4,18
MnO	0,18	0,51	0,81	0,14
SO ₃	Не опр.	Не опр.	Не обн.	0,14
P ₂ O ₅	35,7	33,6	32,24	20,00
K ₂ O	0,06	0,07	0,08	1,61
Na ₂ O	0,99	0,37	0,27	2,25
F	2,00	2,50	1,50	0,96
CO ₂	2,85	3,25	2,01	1,94
H ₂ O ⁺	2,17	1,75	2,15	2,97
H ₂ O ⁻	0,70	1,10	0,40	0,20
С у м м а	100,51	101,96	100,36	100,35
O = F	0,86	1,07	0,64	0,40
С у м м а	99,65	100,89	99,72	100,18

Аналитики П.А. Комарова, И.М. Фоминых.

Обр. 7565 — фосфорит массивнослоистый, массив Ыраас, юго-восточная часть; обр. 6007, 6005 — фосфорит гетит-франколитовый, массив Ессей, канава 40; обр. 7608 — фосфорит пироксен-франколитовый, массив Маган; обр. 7827 — фосфорит магнетит-франколитовый, массив Ыраас, скв. 14, инт. 9,80–10,80 м; обр. 7566 —

жет превышать 90% (табл. 23, обр. 7553). Наиболее обычная примесь — окисное железо и кварц. Франколитовые и апатит-франколитовые фосфориты образуются в основном в результате замещения гипергенным франколитом первичных апатитовых руд и карбонатитов. В связи с почти постоянным присутствием в них и других магнетита и железосодержащих силикатов малоожелезненные гипергенные фосфориты образуются сравнительно редко.

Высокожелезистые фосфориты весьма широко распространены в корях выветривания Маймеча-Котуйской провинции. Иногда это магнетит-франколитовые образования, но в основном — гетит-франколитовые. Первые из них в общем характеризуют более ранние стадии преобразования вещества в коре выветривания, вторые — более поздние. Содержание железа в магнетит-франколитовых породах может быть различным в зависимости от содержания его в свежем материале. В табл. 23 приведен химический состав магнетит-франколитового фосфорита (обр. 7827), суммарное содержание окисного и закисного железа в котором несколько превышает 50%, франколита — 40%. Отношение Fe₂O₃/FeO в этой породе заметно выше, чем характерно для магнетита (2,97 против 2,22), что указывает на присутствие в ней также гетита. Вероятно, некоторое преобразование магнетита и связанная с этим примесь гетита характерны для всех магнетит-франколитовых фосфоритов. Гетит-франколитовые фосфориты встречаются значитель-

	Обр. 7827	Обр. 7566	Обр. 7553	Обр. 7563	Обр. 7561
	1,67	45,3	0,35	0,55	0,75
	0,87	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,25
	Сл.	0,20	0,12	0,25	0,25
	38,63	1,23	0,46	14,75	16,05
	13,00	0,37	1,30	Не обн.	3,15
	22,83	26,33	52,67	43,43	41,58
	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
	0,59	0,11	0,11	1,11	0,79
	0,24	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	18,20	19,1	36,1	31,2	27,6
	0,13	0,05	0,09	0,06	0,08
	0,30	1,29	0,63	0,61	0,42
	0,42	0,50	2,70	1,80	2,70
	1,30	3,38	3,48	2,22	3,70
	1,64	1,84	1,86	3,81	3,48
	0,38	0,70	0,50	0,50	1,0
	100,80	100,40	100,38	100,29	101,80
	0,17	0,19	1,13	0,76	1,13
	100,63	100,21	99,25	99,53	100,67

фосфорит кварц-франколитовый, массив Ыраас, юго-восточная часть, поверхность; обр. 7553 — фосфорит апатит-франколитовый, массив Ыраас, скв. 38, гл. 54,5 м; обр. 7563 — фосфорит гетит-франколитовый, массив Ыраас, скв. 38, гл. 72 м; обр. 7561 — фосфорит гетит-магнетит-франколитовый.

но чаще, чем магнетит-франколитовые. Для них характерно различное, часто высокое содержание окисного железа при очень небольшом количестве закисного железа. В случае образования гетит-франколитовых пород по магнетит-apatитовым окисное железо в них может абсолютно преобладать при сравнительно невысоком содержании фосфора, как это характерно для гетитовой породы (см. табл. 19, обр. 6028), содержащей 77,52% Fe_2O_3 , 0,21 FeO при 4,50% P_2O_5 . При неполном преобразовании магнетита в гетит (что фиксируется и микроскопически) количество закисного железа в фосфорите достигает нескольких процентов (см. табл. 23, обр. 7561). В большинстве проанализированных проб содержание окиси железа в гетит-франколитовых фосфоритах от 10 до 20% (см. табл. 23, обр. 6005, 7563, 7561), а закисного железа — в основном до 1–2%. Следует иметь в виду, что нами анализировались фосфориты, относительно богатые P_2O_5 . В бедных гетит-франколитовых фосфоритах можно ожидать и более высокого содержания окисного железа.

Гетит-франколитовые породы образуются не только по магнетит-apatитовым, но и по карбонатитам и, вероятно, по апатитсодержащим силикатным породам. Фосфатизация карбонатитовых пород осуществлялась двумя путями: в одном случае сохранены реликты структуры карбонатных минералов, в другом — текстура породы. Фосфатизация карбонатитов с сохранением реликтовой их структуры была рассмотрена при характеристике про-

цессов выветривания на массиве Ессей; на других массивах такие фосфориты не обнаружены. В пределах массива Ыраас наиболее широко распространены гетит-франколитовые фосфориты, сохранившие следы первичной полосчатости карбонатитов. Полосчатость, проявляющаяся с различной степенью отчетливости в карбонатитах массива Ыраас, выражена в линейном расположении в них зерен апатита, магнетита, флогопита.

При выветривании флогопит в карбонатите преобразуется ранее карбоната, и формируемые по нему охристые включения в подвергнутой выветриванию породе еще более подчеркивают полосчатость, в свежем материале обычно лишь слабо намеченную. На начальной стадии выветривания порода сложена главным образом карбонатным материалом (Таблица II, 2); далее карбонат замещается франколитом, и порода представляет собой фосфорит, сохранивший полосчатость, присущую обохренному карбонатиту; внешний облик обеих пород весьма близок (Таблица III, 1). Следует отметить, что промежуточные карбонат-франколитовые образования встречаются крайне редко, что вообще типично для гипергенных фосфоритов.

Полосчатые фосфориты могут образоваться и совершенно иным путем — в результате выпадения фосфата из перемещающихся растворов.

Силикат-франколитовые фосфориты встречаются реже, чем гетит-франколитовые. Силикатный материал представлен слабо измененными минералами первичных пород или гипергенными минералами — вермикулитом, глинистыми минералами.

Примером силикат-франколитовых фосфоритов являются пироксен-франколитовые фосфориты массива Маган. Они залегают в виде глыб, в которых наблюдается самая различная степень преобразования первичного пироксен-apatитового материала. Иногда порода имеет брекчиевый облик — сложена обломками прироксенита и фосфорита размером до 10 см. В обломках фосфорита, в свою очередь, присутствует то или иное количество зерен пироксена. Содержание кремнезема в этих фосфоритах различное, в приведенном анализе — 26% (см. табл. 23, обр. 7608).

Кварц-франколитовые фосфориты широко распространены на массиве Ыраас. Петрографическая характеристика их была дана выше, при минералогическом описании кварца. Содержание кремнезема в этих фосфоритах весьма высокое — 45,3% (см. табл. 23, обр. 7566), и он может абсолютно преобладать над франколитом. Кварцевые фосфориты прослеживаются до глубины не менее 60—70 м.

Самостоятельным типом фосфатных руд на месторождении Ессей являются алюмофосфатные образования. Хотя среднее содержание P_2O_5 в них невелико (немного более 7%), на отдельных участках они значительно богаче. Так, по скв. 138^б (см. табл. 10) среднее содержание P_2O_5 в алюмофосфатных породах в интервале 30—40 м составляет 14—15%. Для этих руд характерно, как правило, высокое содержание железа. Утилизация их представляет серьезную технологическую задачу.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фосфатонесные коры выветривания и связанные с ними гипергенные фосфаты кальция выявлены на большинстве апатитонесных массивов Маймеча-Котуйской провинции. Мощность их в пределах рудных полей достигает 100 м и более. Для кор выветривания характерна весьма высокая или существенная подвижность кремнезема при сравнительно низкой подвижности фосфора и связанного с ним кальция. В условиях низкого содержания в материнских породах алюминия это приводит к преимущественному накоплению в верхних зонах кор выветривания минералов окислов железа и фосфатов кальция. Иногда кремнезем выносится из пород почти полностью, и кора выветривания в этом случае почти целиком сложена указанными двумя компонентами. При этом наблюдаются в общем более интенсивное выветривание силикатных пород по сравнению с карбонатными на ранних стадиях выветривания и более полное разложение (выщелачивание) или замещение последних (до полного исчезновения) на последних стадиях.

Присутствие алюмофосфатных минералов и пород с учетом имеющихся в районе бокситопоявлений указывает на латеритный характер выветривания как на южном (Ессей), где встречен также гидраргиллит, так и на северных (Маган, Браас) массивах.

Наряду с элювиальными корами выветривания наблюдаются наложенные неэлювиальные коры, развитые по сформированному ранее гипергенным кальциевым фосфатам. Для них характерны разрушение плотных гипергенных фосфоритов до весьма рыхлого пылеватого материала и некоторое преобразование его состава, в первую очередь — появление алюмофосфатных минералов. Подобные неэлювиальные профили весьма часто развиты по залежам карстовых гипергенных фосфоритов других регионов. В частности на юге Сибири, на некоторых океанических островах (о-в Рождества) и др.

Вынос кремнезема из элювиальных кор выветривания далеко не всегда сопровождался удалением его за пределы массивов. В частности, на массиве Браас весьма интенсивно развит вторичный кварц, часто совместно с вторичным фосфатом кальция.

Минеральный состав кор выветривания Маймеча-Котуйской провинции, включающий наряду с кальциевыми фосфатами также алюмо-железофосфаты, минералы окислов марганца, вермикулит и некоторые другие, типичен для кор выветривания подобных или близких по составу массивов других регионов [34, 36], подвергавшихся гипергенным преобразованиям, вероятно, в сходных условиях. Переход флогопита в вермикулит осуществлялся, как правило, через фазу смешанно-слоистых минералов.

Устанавливаются определенные различия в составе и структуре эндоген-

ного и гипергенного апатита, выражающиеся, в частности, наряду с повышением в последнем содержания карбонат-иона также в присутствии в гипергенном апатите структурной молекулярной воды, не выявленной в эндогенном апатите, и существенном возрастании в гипергенном апатите величины относительного микроискажения тонкой кристаллической структуры минерала.

Выветривание апатитоносных пород Маймеча-Котуйской провинции оказало двойное влияние на их промышленную ценность. Гипергенное преобразование пород способствовало в целом повышению содержания фосфора в коре выветривания по сравнению с исходным материалом. Когда фосфатная составляющая руды в зоне выветривания представлена остаточными зернами первичного апатита, роль выветривания можно расценивать с экономической точки зрения как положительную, особенно если остаточный апатитовый материал формировался по карбонатам.

Безусловно, позитивным является выветривание при формировании маложелезистых и низкокварцевых фосфоритов. Однако если в результате гипергенных процессов образовывались высокожелезистые и окремненные фосфориты, хотя и с высоким содержанием P_2O_5 , характеризующиеся значительно худшими условиями обогатимости по сравнению с первичными апатит-силикатными или апатит-магнетитовыми рудами, влияние выветривания на промышленную ценность месторождения не может быть установлено однозначно и часто является отрицательным.

Приповерхностное залегание обогащенных фосфором гипергенных пород, пространственная связь с корами выветривания, принципиальные отличия состава и структуры кальциевых фосфатов в них от эндогенного апатита и сходство с фосфатами кальция континентальных фосфоритов заставляют рассматривать их в качестве фосфоритов. Ни на одном из изученных массивов не встречены фосфатные образования, которые даже морфологически можно было бы рассматривать в качестве брекчии взрыва. Подобную точку зрения на аналогичные породы Ковдорского массива разделяют большинство работающих в этой области геологов [3, 49 и др.].

Некоторые авторы предполагают, что в формировании таких пород (и руд) на Ковдорском массиве наряду с гипергенными факторами играли роль и гидротермальные. Однако и в этом случае следовало бы найти различие между такими образованиями сложного генезиса и собственно гипергенными как по облику руд, так и по их составу. Можно уверенно утверждать, что на рассмотренных массивах Маймеча-Котуйской провинции никем до сих пор не были выявлены какие-либо признаки, подтверждающие эту точку зрения. Весь полученный новый материал свидетельствует о правильности высказанных ранее [31] взглядов относительно гипергенного генезиса таких пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. *Арсеньев А.А., Вировлянский Г.М., Смирнов Ф.Л.* Генетические типы промышленных месторождений апатита. М.: Недра, 1971. 239 с.
3. *Афанасьев А.П.* Фанерозойские коры выветривания Балтийского щита. Л.: Недра, 1977. 244 с.
4. *Багдасаров Ю.А.* Процессы апатитизации и их взаимоотношения с карбонатитами при формировании ультраосновных щелочных карбонатитовых массивов. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 64–75.
5. *Бетехтин А.Г.* Минералогия. М.: Госгеолиздат, 1948. 956 с.
6. *Блисковский В.З., Демина Л.С.* Апатит и франколит из Ковдорского массива. — В кн.: Промышленность горнохимического сырья: Техническая и экономическая информация. М.: НИИТЭИ, 1973, вып. 4, с. 9–13.
7. *Браун Г.* Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. 599 с.
8. *Бушинский Г.И.* Фосфаты кальция фосфоритов. — В кн.: Вопросы геологии агрономических руд. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 49–64.
9. *Воронков А.В., Туржецкая Л.К.* Редкоземельный фосфат в коре выветривания Ессейской интрузии. — Инф. бюл. Ин-та геол. Арктики, 1961, вып. 23, с. 27–29.
10. *Гамидов Р.С., Мамедов Х.С.* Структуры вивианита и его дериватов. — Азербайджан. хим. журн., 1960, 4, с. 401–405.
11. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975. 206 с.
12. *Гилинская Л.Г., Занин Ю.Н., Шербакова М.Я.* Изоморфизм в апатитах континентальных фосфоритов по данным электронного парамагнитного резонанса и его геологическая интерпретация. — Литология и полез. ископаемые, 1973, № 6, с. 111–120.
13. *Горецкий Ю.К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 257 с.
14. *Григорьева Т.Н., Солотчина Э.П., Занин Ю.Н.* Взаимосвязь морфокристаллических особенностей крадаллита с его внутренней структурой. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1975, 2, № 104, с. 502–505.
15. *Гусев Г.М., Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М.* и др. Преобразование состава апатита в условиях выветривания и выщелачивания. — ДАН СССР, 1976, 229, № 4, с. 972–974.
16. *Данилин Е.Л., Гордиенко Н.И.* Апатитовые месторождения Ыраас на севере Сибирской платформы. — В кн.: Апатитоносность Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 95–108.
17. *Данилин Е.Л., Багдасаров Ю.А., Богадица В.П.* Эвдиалит с низким содержанием циркония из твейтозитов массива Маган. — В кн.: Минералы и горные породы Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1977, с. 44–47.
18. *Динс Т.* Геолого-экономическая характеристика карбонатитов Африки. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969, с. 329–358.
19. *Дренов Н.В., Исаева Л.Л., Митяев А.Г.* и др. Новые данные о бокситоносности Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1975, 220, № 5, с. 1176–1179.
20. *Душкин О.Б.* Геохимия и закономерности концентрации фосфора в щелочных массах Кольского полуострова. Л.: Наука, 1977. 204 с.
21. *Егоров Л.С.* Апатит в Маймеча-Котуйском комплексе ультраосновных-щелочных пород. — В кн.: Апатиты. М.: Наука, 1968. с. 227–232.

22. *Егоров Л.С.* Классификация и генезис карбонатитовых комплексов. — В кн.: Апатитоносность Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 46—59.
23. *Егоров Л.С., Сурина Н.П., Поршнев Г.И.* Новые данные о Есеевском карбонатитовом комплексе и приуроченном к нему апатитовом месторождении. — В кн.: Апатитоносность Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 76—94.
24. *Жирова Л.Т., Лягушкин А.П.* О типоморфных особенностях апатита в ультраосновных щелочных породах и карбонатитах Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов и минеральных ассоциаций: (Тез. докл. на 2-м совещании по проблеме типоморфизма минералов. Москва, 1977). М., 1977, с. 152—154.
25. *Забиров Ю.А., Чеха В.П.* Первые бокситопоявления и перспективы Северо-Сибирской бокситоносной провинции. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 31—39.
26. *Занин Ю.Н.* Вещественный состав фосфатонесных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. Новосибирск: Наука, 1975. 209 с.
27. *Занин Ю.Н.* Об условиях формирования франколитовых брекчий. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, ч. 106, вып. 4, с. 503—506.
28. *Занин Ю.Н., Жирова Л.Т.* К вопросу об условиях образования фосфатных брекчий Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. — Докл. АН СССР, 1972, 205, № 3, с. 692—695.
29. *Занин Ю.Н., Кривоуцкая Л.М.* Тонкая кристаллическая структура апатитового вещества фосфоритов и ее геологическая интерпретация. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 3, с. 78—93.
30. *Занин Ю.Н., Поспелова Л.Н.* Некоторые вопросы классификации и геохимии латеритных фосфатных кор выветривания. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1974, вып. 14, с. 24—31.
31. *Занин Ю.Н., Жирова Л.Т., Сердюкова П.А.* Фосфаты зоны выветривания Есеевского массива (север Сибирской платформы). — Геология и геофизика, 1972, № 3, с. 112—114.
32. *Зверева Е.А., Гуреев В.Ф.* Геологическое строение и особенности формирования коры выветривания карбонатитового массива. — В кн.: Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1963, вып. 6, с. 187—194.
33. *Зхус И.Д.* Глинистые минералы и их палеогеографическое значение (на примере некоторых нефтегазоносных районов Юга СССР). М.: Наука, 1966. 279 с.
34. *Капустин Ю.Л.* Минералогия коры выветривания карбонатитов. М.: Недра, 1979.
35. *Капустин Ю.Л.* Распределение редкоземельных элементов, стронция и бария в апатите из карбонатитовых комплексов. — Геохимия, 1977, № 7, с. 1062—1072.
36. *Капустин Ю.Л.* Фосфаты железа в коре выветривания карбонатитов. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1978, вып. 16, с. 80—89.
37. *Кнубовец Р.Г., Портнов А.М., Черенкова Г.И.* Полимерная фосфатная группа в малофтористом апатите. — ДАН СССР, 1978, 243, № 5, с. 1280—1282.
38. *Кривоуцкая Л.М., Григорьева Т.Н., Занин Ю.Н.* Исследование микроискажений апатитов различного генезиса методом рентгеновского анализа. — В кн.: Спектроскопия и рентгенография минералов. Новосибирск: Наука, с. 63—68.
39. *Ланда Э.А.* Магнетит-apatитовые породы Маймеча-Котуйской провинции и некоторые вопросы генезиса существенно апатитовых пород ультраосновных-щелочных магматических комплексов. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Сибири. Л.: НИИГА, 1970, с. 113—133.
40. *Лисицина Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.
41. *Матухина В.Г.* Фосфатонесная кора выветривания массива Ыраас (Западное Прианбарье). — В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1976, с. 86—91.
42. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 867 с.
43. *Мусатов Д.И., Данилин Е.Л., Богадица В.Т., Кавицкий М.Л.* Перспективы апатитоносности Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Апатитоносность Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976, с. 66—75.
44. *Поршнев Г.И., Шувалова В.З.* Есеевский щелочно-ультраосновной массив и приуро-

ценное к нему месторождение магнетит-апатитовых руд. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, с. 238–244.

45. Прохорова С.М., Евзикова Н.З., Михайлова А.Ф. Флогопитоновость Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. М.: Недра, 1966. 196 с.
46. Ронов А.Б., Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Палеогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 10–42.
47. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Наука, 1977. 392 с.
48. Смирнов А.И. Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972. 96 с.
49. Терновой В.И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 168 с.
50. Чухров Ф.В., Рудницкая Е.С. Природа керчинита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, 31, № 8, с. 158–171.
51. Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоновость Гулинской интрузии. — Тр. НИИГА, 1961, вып. 122, с. 116–272.
52. McClellan G.H., Lehr J.R. Crystal chemical investigation of natural apatites. — Amer. Mineral., 1969, 54, N 9–10, p. 1374–1391.
53. McCannell D. Apatite, its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrence. Wien; New York: Springer-Verlag, 1973. 111.
54. Tien Pei-lin, Waugh T.C. Thermal and X-ray studies on earthy vivianite in Graneros Shale (Upper Cretaceous), Kansas. — Amer. Mineral., 1969, 54, N 9–10, p. 1355–1362.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (Ю.Н. Занин, Е.Л. Данилин)	5
Общая характеристика фосфатоносных кор выветривания (Е.Л. Данилин, Ю.Н. Занин, Л.М. Кривоуцкая, А.Г. Замирайлова)	7
Массив Маган.	7
Массив Ыраас.	18
Массив Ессей.	30
Гипергенные минералы кор выветривания (А.М. Вахрамеев, Л.Г. Гилинская, Ю.Н. Занин, Л.М. Кривоуцкая, В.Н. Столповская)	36
Фосфатные минералы.	36
Фосфаты кальция	36
Фосфаты алюминия	51
Фосфаты железа	51
Минералы свободного глинозема	54
Гидрагиллит	54
Окислы железа и марганца	54
Силикатные минералы	58
Вермикулит	58
Минералы кремнезема	62
Состав фосфатных руд зоны гипергенеза (Е.Л. Данилин, Ю.Н. Занин)	64
Заключение (Ю.Н. Занин)	69
Литература	71

CONTENTS

Introduction (<i>Yu.N. Zanin, E.L. Danilin</i>)	5
General characteristics of the phosphate crusts of weathering (<i>E.L. Danilin, Yu.N. Zanin, L.M. Krivoputskaya, A.G. Zamiraylova</i>)	7
Magan massif	7
Iraas massif	18
Essey massif	30
Hypergene minerals of the crusts of weathering (<i>A.M. Vakhrameev, L.G. Gilinskaya, Yu.N. Zanin, L.M. Krivoputskaya, V.N. Stolpovskaya</i>)	36
Phosphate minerals	36
Calcium phosphates.	36
Aluminium phosphates.	51
Ferrum phosphates	51
Oxides of aluminium	54
Hydrardillite.	54
Oxides of ferrum and manganese	54
Silicate minerals.	58
Vermiculite	58
Silica minerals.	62
Composition of phosphate ores of the hypergene zone (<i>E.L. Danilin, Yu.N. Zanin</i>) . .	64
Conclusions (<i>Yu.N. Zanin</i>).	69
References.	71

**Фосфатоносные коры выветривания
и фосфориты Маймеча-Котуйской провинции
ультраосновных щелочных пород**

Т р у д ы, в ы п. 4 8 9

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор *Т.А. Николаева*

Художественный редактор *М.В. Версоцкая*

Технический редактор *Г.И. Астахова*

Корректор *О.А. Пахомова*

ИБ № 21454

Подписано к печати 26.07.82. Т-04399

Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 4,8 + 1,0 вкл. Усл. кр.-отт. 5,1

Уч.-изд.л. 6,4. Тираж 700 экз. Тип. зак. 1491 Цена 95 коп.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12