

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК
СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

Исследования содержания в Восточной.

4

МОСКВА · 1992

УДК 552.322(470.5)

© 1992 г. ФЕРШТАТЕР Г.Б., ПУШКАРЕВ Е.В.

НЕФЕЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ТЫЛАИТЫ В ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВОЙ АССОЦИАЦИИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

Тылаиты — полевошпатовые оливиновые клинопироксениты Тагильского дунит-клинопироксенитового массива Платиноносного пояса Урала — имеют магматическое происхождение. Они сложены вкрапленниками зонального клинопироксена, которые сцементированы мелкозернистым агрегатом оливина, клинопироксена, биотита, магнетита, а также ортоклаз-плагиоклазовыми и ортоклаз-нефелиновыми (псевдолейцитовыми) симплектитами. Породы представляют собой гипабиссальные фации оливиновых клинопироксенитов, что свидетельствует о принадлежности дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала к вулкано-плутонической ассоциации.

Полевошпатовые порфировидные клинопироксениты (меланогаббро) горы Тылай на Северном Урале были впервые описаны в 1902 г. Л. Дюпарком и Ф. Пирсом, предложившими для них особое название — тылаиты. В результате последующих исследований было установлено, что тылаиты обособляются в Платиноносном поясе Урала как особый тип пород и имеют широкое развитие [1, 3, 4]. Тылаиты Нижнетагильского массива описаны в работах [2, 5, 8].

Помимо Платиноносного пояса тылаиты отмечаются во многих парных комплексах [10], состоящих из ранней, собственно офиолитовой, и более поздней, дунит-клинопироксенит-габбровой, ассоциаций. Тылаиты развиты преимущественно в последней. В частности, двупироксеновые тылаиты (полевошпатовые и бесполевошпатовые вебстериты) подробно изучены нами в Хабаровском массиве в составе Восточно-Хабарнинской дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, где они слагают среднюю часть расслоенной пластовой интрузии и подстилаются габброноритами, а перекрываются оливиновыми клинопироксенитами.

У исследователей нет единой точки зрения на происхождение тылаитов, как и на генезис всей дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, закономерным членом которой являются рассматриваемые породы. А.Н. Заварицкий описал порфировидные выделения клинопироксена как продукты ранних стадий кристаллизации, избыточные по отношению к пироксен-полевошпатовой котектике. Позднее большинство уральских исследователей пришли к выводу о порфиробластическом генезисе «вкрапленников» клинопироксена и метаморфогенно-метасоматическом происхождении самих тылаитов [4, 7, 8].

Действительно, явления катаклаза и перекристаллизации широко распространены в породах Платиноносного пояса, и во многих случаях они приводят к их сильному преобразованию, в том числе и к появлению порфирокластической структуры. Однако если мы хотим разобраться в первичной природе пород, то задача сводится к тому, чтобы попытаться снять эти наложенные процессы. В этом отношении хорошим объектом являются тылаиты Нижнетагильского массива, которые были нами детально изучены. Они не подвержены сильной перекристаллизации и сохранили многие первичные особенности структуры и состава минералов. Использование микрозондовой техники позволило

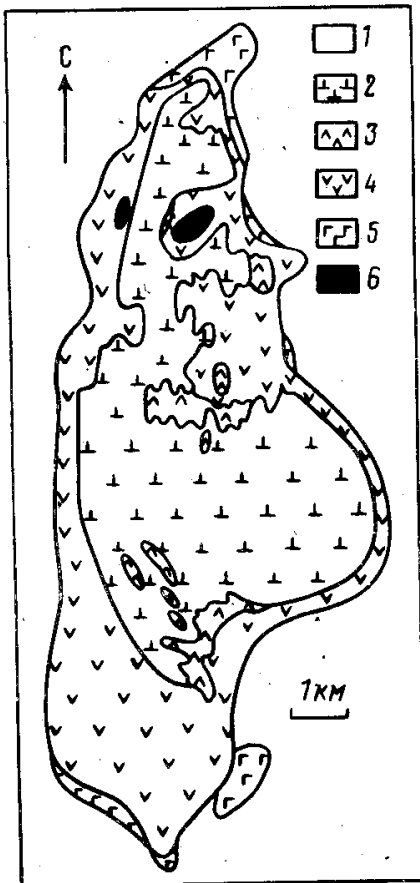


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Нижнетагильского массива. Составлена И.А. и Л.В. Малаховыми с использованием данных Н.К. Высоцкого
 1 — метагабброиды и метавулканиты;
 2 — дуниты и дунитовые серпентиниты;
 3, 4 — клинопироксениты оливинные (3) и магнетитовые (4); 5 — габбро; 6 — тылаиты



Рис. 2. Порфировые выделения клинопироксена в тылаитах

авторам выявить ключевые для понимания природы тылаитов особенности минерального состава, которые были недоступны предыдущим исследователям.

В Нижнетагильском массиве тылаиты образуют небольшое, овальное в плане тело среди оливинных клинопироксенитов (рис. 1). О их геологическом положении известно немного, так как породы слабо вскрыты и на поверхности образуют лишь крупноглыбовые развалы в русле ручья Зотиха. Контакты тылаитов с оливинными клинопироксенитами, наблюдающиеся в валунах,

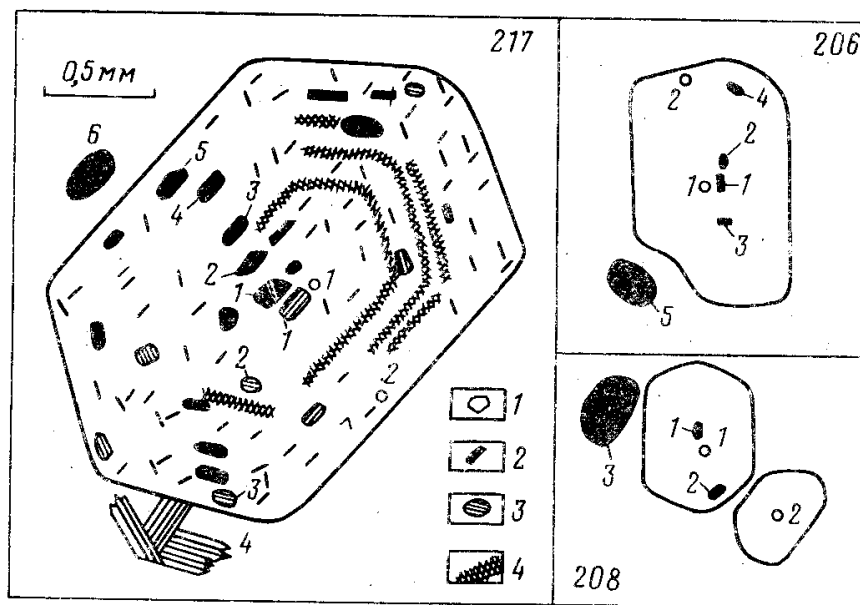


Рис. 3: Схема расположения точек, в которых анализировались породообразующие минералы (образцы N 217, 206, 208)
 1 — клинопироксен; 2 — оливин; 3 — биотит; 4 — тонкие пластичные выделения магнетита

во всех случаях сопровождаются катаклазом, что свидетельствует о пространственной связи пород, но затрудняет определение их возрастных соотношений.

Тылаиты — это черные порфировидные породы, состоящие из крупных (до 10—15 мм) идиоморфных кристаллов клинопироксена в аллотриоморфнозернистом агрегате клинопироксена, оливина, биотита, полевого шпата, магнетита и зеленой шпинели, изредка амфибола (рис. 2). Количество порфирового клинопироксена достигает 30—40%. В крупных зернах клинопироксена постоянно отмечаются идиоморфные включения оливина, биотита а также ксеноморфные зерна и агрегаты зерен полевых шпатов и магнетита. Последние отмечаются только в краевых частях порфировых клинопироксеновых зерен. Эти включения располагаются по зонам роста, которые подчеркнуты тонкими пластинчатыми выделениями магнетита. Для порфировидного клинопироксена характерна секториальная структура типа «песочных часов», свойственная эффузивам. Клинопироксен в основной массе породы, как правило, ксеноморфен и не содержит включений других минералов.

Состав порфировидного клинопироксена хотя и не сильно, но закономерно изменяется в пределах каждого зерна. От центра к краю порфирового зерна в клинопироксене растет содержание Al_2O_3 , железистость, в краевой части в 2 раза увеличивается содержание Na_2O , достигая 1,2—1,5% (рис. 3; табл. 1). По содержанию глинозема и железистости клинопироксен в основной массе близок к краевым частям порфировых зерен. Такие закономерности изменения состава клинопироксена установлены нами ранее для оливиновых клинопироксенитов молостовского комплекса и характерны для клинопироксенов всех пород, образование которых связано с фракционной кристаллизацией клинопироксеновой магмы [12]. Наряду с отмеченными выше особенностями внутреннего строения порфировых выделений (распределение включений других минералов по зонам роста и их идиоморфизм, структура «песочных часов»), зональность порфирового клинопироксена свидетельствует о его магматическом происхождении.

Этот вывод подтверждают данные по составу идиоморфных включений в порфировом клинопироксене, расположенных по нескольким зонам роста в одном зерне. Включения оливина в центральной части вкрапленника имеют более высокое содержание магния (меньшую железистость), чем включения в его краевой части. Такое изменение состава оливина свойственно магматической

Химический состав клинопироксенов из тылаитов, мас. %

Компоненты	217*		206		208	
	1**	2	1	2	1	2
SiO ₂	49,93	49,76	50,14	50,20	50,16	49,33
TiO ₂	0,54	0,51	0,72	0,80	0,65	0,72
Al ₂ O ₃	3,93	4,14	4,70	5,11	4,63	5,48
FeO'	6,08	6,39	5,87	6,30	6,32	6,68
MnO	0,18	0,18	0,13	0,14	0,18	0,19
MgO	13,44	13,66	13,45	12,50	14,34	13,65
CaO	23,19	22,79	23,28	22,50	22,31	21,73
Na ₂ O	0,61	1,33	0,44	1,26	0,58	0,61
Cr ₂ O ₃	0,09	0,09	0,12	0,09	0,12	0,16
Сумма	98,00	98,85	98,85	98,90	99,29	98,55
Fe/Fe + Mg	0,20	0,21	0,20	0,22	0,20	0,22

Примечания. Для табл. 1—3 положение проб — на рис. 3; анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5, аналитик Т. Я. Гуляева, ИГГ УрО АН СССР.

*Номер пробы (в табл. 1, 2, 4, 5).

**Номер замера (во всех табл.).

Таблица 2

Химический состав оливинов из тылаитов, мас. %

Компоненты	217*					
	1**	2	3	4	5	6
SiO ₂	40,0	40,9*	41,7	40,7	39,7	40,7
FeO	19,0	18,8	19,3	20,2	20,2	20,1
MgO	39,3	39,2	38,6	37,7	38,0	38,0
NiO	0,11	0,09	0,13	0,13	0,11	0,11
MgO	0,08	0,06	0,21	0,11	0,14	0,18
CaO	0,11	0,15	0,11	0,12	0,14	0,07
Сумма	98,6	99,2	100,1	99,0	98,3	99,2
f	21,8	21,7	21,9	23,1	23,5	23,1

Компоненты	206					208		
	1	2	3	4	5	1	2	3
SiO ₂	39,8	40,0	39,6	39,6	39,3	40,9	39,4	39,4
FeO	17,3	17,4	17,8	18,1	17,5	19,9	20,0	19,4
MgO	39,5	39,5	38,9	38,7	39,9	37,8	36,8	40,2
NiO	Не определялось							
MnO	0,49	0,52	0,39	0,53	0,56	0,40	0,40	0,56
CaO	0,10	0,07	0,08	0,08	0,06	0,03	0,04	0,04
Сумма	97,2	97,5	96,8	97,0	97,3	99,0	96,6	99,6
f	19,7	19,8	20,3	20,8	19,7	22,8	23,4	21,3

Химический состав биотитов из тылаита 217, мас.%

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	35,97	36,26	35,72	35,97
TiO ₂	3,36	2,18	4,01	3,88
Al ₂ O ₃	14,28	15,08	14,98	14,66
FeO'	6,72	9,27	9,88	8,10
MnO	0,03	0,05	0,05	0,05
MgO	18,00	15,22	14,30	17,38
K ₂ O	9,67	9,38	9,48	9,53
F	1,38	1,10	0,63	0,61
Cl	0,12	0,15	0,12	0,15
Сумма	89,54	89,31	89,17	90,33
Fe/Fe + Mg	0,17	0,25	0,28	0,21

кристаллизации. Постоянное присутствие в оливине примеси кальция (~0,1% CaO; табл. 2) свидетельствует о высокой температуре его кристаллизации.

Характерно изменение состава биотита, включенного в клинопироксен. Железистость биотита (Fe/Fe + Mg) возрастает от 0,17—0,20 в центре клинопироксенового зерна до 0,25—0,28 в тех включениях, которые размещаются в краевой части вкрапленника клинопироксена, т.е. растет в соответствии с закономерностями магматической эволюции. Те включения биотита, которые размещаются в центре вкрапленника, относятся к высокофтористым разностям (содержание F = 1,3—1,5%), тогда как в краевой части вкрапленника биотитовые включения содержат 0,5—0,6% фтора. Такие же концентрации свойственны биотиту из основной массы тылаита. По-видимому, падение концентрации в процессе формирования биотита, в общем случае не характерное для магматической кристаллизации, обусловлено тем, что на ранней стадии кристаллизации тылаита биотит является единственным минералом-концентратором фтора. Позднее к нему присоединяется апатит, фтор перераспределяется, и его концентрация в биотите падает. Биотит характеризуется высоким содержанием титана и умеренным — глинозема (табл. 3).

Весь апатит в тылаитах принадлежит к позднему парагенезису минералов и сосредоточен в основной массе породы, где ассоциирован с низкофтористым биотитом, полевым шпатом и магнетитом. Апатит характеризуется высоким содержанием F и Cl (1,8 и 1% соответственно). По содержанию хлора он резко отличается от апатита из петрохимически сходных дупироксеновых тылаитов (вебстеритов) Хабарнинского массива, о которых упоминалось выше.

Магнетит целиком сосредоточен в основной массе породы, где сростается с зеленой шпинелью. Часто такие сростания столь тонки, что обычными методами эти два минерала неразделимы. Химический анализ дает смесь, в которой высокие концентрации глинозема и магнезии обусловлены тончайшими вростками шпинели:

Проба	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
207	3,13	1,12	9,75	54,14	26,17	0,29	3,13	0,29
216	3,12	1,03	7,06	56,17	26,90	0,33	2,98	0,28
217	1,97	1,11	8,43	57,78	25,44	0,28	2,90	0,14

Высокое содержание хрома в магнетите отражает, по-видимому, ультрамафитовый источник тылаитов.



Рис. 4. Нефелин-ортоклазовые симплектиты (псевдолейцит)

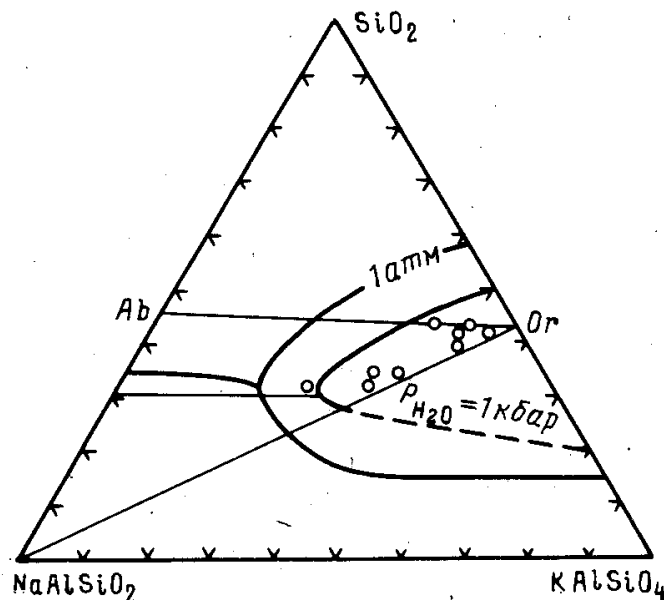


Рис. 5. Диаграмма нефелин — кремнезем — кальсилит [14]

Как отмечалось выше, во вкрапленниках клинопироксена к краю возрастает концентрация натрия, что несомненно свидетельствует о накоплении этого элемента в остаточном расплаве. Последние продукты его кристаллизации — это симплектитовые срастания андезина N_{30-40} и нефелина с ортоклазом. Так как нефелин обнаружен в клинопироксенитах Платиноносного пояса впервые, то остановимся на этом вопросе подробнее.

Плагноклаз-ортоклазовые и нефелин-ортоклазовые симплектиты образуют сфероидальные и перистые агрегаты (рис. 4), размеры отдельных индивидов в которых колеблются от 20—10 до 1 мкм и менее. В этих тончайших агрегатах отмечают обычно ксеноморфные зерна плагноклаза, ортоклаза, изредка нефелина. В ассоциации с ортоклазом в плагноклазе содержится 30—50% анортита, в безортоклазовых тылаитах количество анортита в плагноклазе возрастает до 80%. По данным микронзондовых определений состава ортоклаза в обособленных зернах, этот минерал отличается сравнительно низким содержанием

Химические составы ортоклазов, нефелин-ортоклазовых сростаний и нефелин-полевошпатовых фракций из тылаитов Нижнетагильского массива, мас. %

Компоненты	217*						208	216	217
	1**	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	62,25	64,30	61,74	61,11	56,28	54,20	52,04	57,64	57,46
Al ₂ O ₃	19,78	17,96	18,78	19,55	22,43	24,83	28,04	23,62	23,04
CaO	1,71	0,14	1,01	1,78	0,79	1,03	11,30	5,55	1,69
Na ₂ O	1,85	0,97	1,03	0,94	4,27	5,32	3,54	4,77	5,24
K ₂ O	12,57	15,28	14,26	13,63	12,19	11,08	2,61	5,55	11,44
Сумма	98,17	98,65	96,81	97,01	95,97	96,46	97,53	97,13	98,87
Sr, г/т			Не определялось				3910	3324	3415
Ap	8,4		5,8	9,2	3,8	5,0	53,0	26,7	5,5
Ab	16,9	1,9	5,9	7,5			26,0	35,3	1,25
Or	74,7	94,2	86,1	82,7	72,2	65,0	15,5	32,5	67,70
Ne		3,9	2,1	0,6	23,0	28,3	3,6	4,3	26,65
Wo							1,2	1,1	0,90
C					1,0	1,7	3,6		

Примечания. Анализы 1—6 выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5. Аналитик Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО АН СССР. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ИГГ УрО АН СССР, аналитик Т.В. Амелина. Содержания стронция определены рентгенофлюоресцентным методом на VRA-2. Аналитик Н.П. Берсенева. 1—4 — ортоклаз в обособленных зернах; 5, 6 — нефелин-ортоклазовые сростания; 7, 8 — плагиоклаз-ортоклазовые фракции; 9 — нефелин-ортоклазовая фракция.

Na₂O и повышенной концентрацией CaO (табл. 4). Последнее особенно важно, так как отражает принадлежность тылаитов к высококальциевой ультрамафит-мафитовой серии. Нефелин в тылаитах первоначально был идентифицирован оптически, а затем установлен рентгенофазовым анализом (аналитик Г.В. Пальгуева). Его химический состав определить не удалось, так как в препаратах для микронзонда не были найдены его изолированные зерна, а нефелиновые индивиды в сростаниях оказались слишком мелкими даже для размеров зонда. Поэтому на микроанализаторе JXA мы смогли определить лишь валовой состав тех наиболее тонких сростаний, размер которых значительно меньше диаметра зонда. Их состав оказался примерно таким же, как и у фракции нефелин-ортоклазовых сростаний, выделенной из обр. 217 и проанализированной методом мокрой химии (табл. 4, ан. 9).

Состав нефелин-ортоклазовых сростаний отвечает псевдолейциту, тройной точке системы нефелин — кварц — кальсилит при водном давлении 1 кбар (рис. 5). Псевдолейцитовая природа нефелин-ортоклазовых сростков [4] свидетельствует о том, что они образовались в результате первичной кристаллизации лейцита при его взаимодействии с остаточным расплавом, а это в свою очередь указывает на обогащенность этого расплава калием и сравнительно малоглубинные условия его кристаллизации.

Количество полевошпатового или нефелин-ортоклазового агрегата в тылаитах не превышает 25%, составляя обычно 15—20%, а расчетное содержание нефелина в породе не поднимается выше 5%. В тех случаях, когда в тылаитах в заметных количествах появляется роговая обманка, нефелин в них исчезает, содержание ортоклаза падает, а основность плагиоклаза возрастает, что связано, по-видимому, с увеличением водонасыщенности расплава [9].

Заканчивая рассмотрение особенностей минерального состава тылаитов Нижнетагильского массива, следует сказать и о таком минерале, как хромшпинелид,

Таблица 5

Химические составы хромшпинелидов из тылаитов Нижнетагильского массива, мас. %

Компоненты	208*				216	
Al ₂ O ₃	8,70	32,76	37,79	58,09	21,79	41,48
Cr ₂ O ₃	44,85	32,24	30,29	5,15	42,51	27,64
TiO ₂	0,35	0,05	0,02	0,02	0,16	0,03
MgO	7,39	11,63	14,26	13,38	8,99	15,28
FeO	35,95	22,79	17,89	23,60	25,81	15,85
MnO	0,60	0,29	0,23	0,22	0,36	0,21
Сумма	97,84	99,76	100,47	100,47	99,62	100,49
Al	2,811	9,196	10,189	14,616	6,489	10,962
Cr	9,718	6,069	5,477	0,870	8,491	4,898
Fe ³⁺	3,399	0,726	0,330	0,510	1,020	0,140
Ti	0,072	0,009	0,004	0,004	0,030	0,005
Mg	3,019	4,128	4,863	4,257	3,386	5,107
Fe ²⁺	4,840	3,814	3,092	3,704	4,433	2,832
Mn	0,140	0,057	0,044	0,040	0,077	0,040
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ + Mg	0,61	0,48	0,39	0,47	0,57	0,36
Cr/Cr + Al	0,78	0,40	0,35	0,06	0,57	0,31
Fe ³⁺ /Fe	0,42	0,16	0,10	0,12	0,19	0,05

Примечание. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5; аналитик Т.Я. Гуляева, ИГГ УрО АН СССР. Fe³⁺ рассчитано по стехиометрии.

Таблица 6

Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в тылаитах Нижнетагильского массива

Компоненты	208	215	212	206	207	216
SiO ₂	45,16	44,32	42,72	45,70	45,30	46,13
TiO ₂	0,40	0,58	0,75	0,58	0,58	0,63
Al ₂ O ₃	5,69	5,52	7,07	8,59	9,21	6,73
Fe ₂ O ₃	3,24	5,30	6,71	4,45	5,16	5,13
FeO	8,79	6,89	6,21	6,66	6,66	6,49
MnO	0,18	0,17	0,21	0,18	0,18	0,16
MgO	22,23	19,61	18,81	17,07	16,37	16,69
CaO	11,75	15,25	15,11	12,34	11,66	13,99
Na ₂ O	0,83	0,87	0,71	1,25	1,31	1,43
K ₂ O	0,33	0,50	0,25	1,92	2,31	1,37
P ₂ O ₅	0,15	0,16	0,38	0,31	0,33	0,27
П.п.п.	0,96	0,78	0,75	1,25	1,07	0,71
Сумма	99,71	99,95	99,67	100,30	100,14	99,73
Fe/Fe + Mg	0,23	0,25	0,26	0,25	0,28	0,27
Rb	не обн.	8	не обн.	28	38	23
Sr	654	421	805	670	797	648

Примечание. 208—212 — амфиболовые разности тылаитов с основным плагиоклазом, 206—216 — нефелинсодержащие (псевдолейцитовые) тылаиты. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом на СРМ-18 и VRA-2 в ИГГ УрО АН СССР, аналитик Н.П. Берсенева.

который отмечается в виде единичных зерен в тяжелой фракции пород. Анализы таких зерен приведены в табл. 5. Они отличаются по составу от хромшпинелида, собственного дунитам Платиноносного пояса Урала [6, 13], пониженным содержанием титана и низкой расчетной степенью окисленности железа и близки по этим параметрам к хромшпинелиду из альпинотипных ультрамафитов. Их крайне низкое содержание в тылаитах, очевидная неравновесность с магнетитом, типичным минералом тылаитов, а также особенности состава свидетельствуют о том, что хромшпинелиды — это ксеногенные минералы, заимствованные тылаитами из альпинотипных ультрамафитов.

Химические анализы тылаитов Нижнетагильского массива, а также концентрации в них редких элементов приведены в табл. 6. По содержанию петрогенных элементов они занимают промежуточное положение между оливиновыми клинопироксенитами и габброидами, по содержанию MgO приближаясь к первым, а по содержанию титана, кальция, железа, щелочных металлов — к последним. Соответствующее положение они занимают и на типичном клинопироксенит-габбровом тренде, в процессе эволюции по которому растет количество Al_2O_3 при примерно постоянном отношении CaO/MgO' , где $MgO' = 0,5 Fe_2O_3 + 0,55 FeO + MgO$ [10].

Рассматриваемые породы обладают геохимической общностью с клинопироксенитами, тылаитами и габброидами из других массивов Платиноносного пояса Урала. Наиболее ярко это выражается в высоком содержании стронция, которое даже в таких меланократовых породах, как тылаиты, составляет 500—800 г/т (табл. 6). Стронций сосредоточен в нефелин-полевошпатовой части тылаитов, где его концентрация составляет 3500—4000 г/т (табл. 4). Как и другим породам Платиноносного пояса, тылаитам Нижнетагильского массива свойственно повышенное содержание элементов группы железа (V, Co) и крайне низкое таких типичных для пород щелочно-ультрамафитовой формации элементов, как цирконий, ниобий, редкие земли. Эта геохимическая общность с другими породами Платиноносного пояса свидетельствует о том, что появление нефелина в нижнетагильских тылаитах связано не с особой формационной принадлежностью пород, а со спецификой условий их кристаллизации, в частности с повышенной сухостью расплава [10].

Выводы

Приведенные выше особенности структуры и вещественного состава тылаитов свидетельствуют об их магматическом происхождении. Этот вывод возвращает нас к воззрениям первых исследователей Платиноносного пояса, существенно дополняя и расширяя их.

1. Тылаиты являются производными оливин-клинопироксенитовой магмы и образуются в процессе ее фракционирования в результате отсадки оливин-клинопироксеновой котектики. Поэтому они обладают примерно таким же отношением MgO'/CaO , как и оливиновые клинопироксениты, но отличаются повышенным содержанием глинозема. Они образуют с клинопироксенитами и с завершающими эволюцию габброидами единый пироксенит-габбровый тренд, который как раз и характеризуется постоянством MgO'/CaO отношения. В генетическом смысле своеобразие тылаитов состоит в том, что в этих породах зафиксирована смена ранней и глубинной оливин-клинопироксеновой котектики на позднюю плагиоклазсодержащую (габбровую), отвечающую кристаллизации в малоглубинных условиях.

2. Крупные кристаллы клинопироксена, определяющие своеобразие структуры рассматриваемых пород, являются фенокристаллами. Они начали кристаллизоваться в глубинных условиях вместе с оливин и биотитом, а закончили в магматической камере вместе с полевыми шпатами, нефелином и магнетитом — продуктами кристаллизации остаточного расплава. Свидетельство

тому — ксеноморфные полевошпатовые и магнетитовые включения, наблюдающиеся только в краевой части вкрапленников клинопироксена.

3. Порфировая структура пород и псевдолейцитовый тип кристаллизации остаточного расплава свидетельствуют о гипабиссальных условиях формирования пород. Вместе с находками Ю.С. Каретиным (1975) эффузивных базитов, близких по составу к тылаитам, а также с обнаружением нами гипабиссальных аналогов верлитов Платиноносного пояса этот факт является дополнительным подтверждением представления о дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала как вулcano-плутонической ассоциации [9], собственно вулканические члены которой большей частью уничтожены эрозией.

4. Концентрически-зональное строение массивов, высокое содержание в породах стронция, их повышенная щелочность, в том числе наличие фельдшпатоидов, о первой находке которых мы сообщаем в настоящей статье, — это следствие формирования в условиях субплатформенного режима, установившегося на Урале в позднем ордовике перед заложением Тагильской троговой зоны с ее островодужным геодинамическим режимом.

5. По набору пород, особенностям их вещественного состава и геологического положения Платиноносный пояс Урала сходен с поздней дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциацией парного ультрамафит-мафитового комплекса:

а) обе ассоциации пород образуются в эпоху стабилизации океанической структуры, сменяющую стадию спрединга, зафиксированную в парных комплексах собственно офиолитами, т.е. альпинотипными ультрамафитами и связанными с ними базитами;

б) по сравнению с одноименными породами из собственно офиолитовой альпинотипной ассоциации породы дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса и парных комплексов обогащены титаном, железом, щелочными металлами, в частности калием, стронцием;

в) в связи с находкой нефелинсодержащих (псевдолейцитовых) тылаитов в Платиноносном поясе напомним, что ранее лейцитсодержащие сиениты были установлены нами в упоминавшейся выше поздней ассоциации кемпирсайско-хабарнинского парного комплекса на Южном Урале, где они завершают становление небольшого по размерам Горюнского интрузива, прорывающего гарцбургиты Хабарнинского массива и сложенного в основном клинопироксенроговообманковыми тылаитами [11].

Наличие фельдшпатоидсодержащих пород еще больше усиливает сходство Платиноносного пояса с поздней ассоциацией парных комплексов.

Отмеченные черты сходства не случайны. Они позволяют предположить, что дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса образует гигантский парный магматический комплекс с наиболее распространенными на Урале раннеордовикскими офиолитами, представленными крупными массивами альпинотипных ультрамафитов и ассоциированных с ними габбро и диабазами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65. 319 с.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале // Тр. Геол. комитета. 1913. Вып. 62. 696 с.
3. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблемы офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
4. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Недра, 1967. Вып. 13. 335 с.
5. Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижнетагильского округа // Зап. Горного ин-та. 1909. Т. 2. Вып. 3. С. 189-212.
6. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливина и хромшпинелидов дунитов Платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16—35.

7. Маегов В.И., Илясова Л.К. О составе клинопироксенов и плагиоклазов из порфирокластов и мелкозернистой основной массы тылаитов массива Денежкин Камень // Ежегодник 1979. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980. С. 67—69.
8. Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. Ин-та геологии и геохимии. Свердловск, 1980. Вып. 83. 167 с.
9. Ферштатер Г.Б. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация Платиноносного пояса Урала — позднеордовикская субплатформенная вулкано-плутоническая ассоциация // Магматические формации в геологической истории и структуре Земли. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 55—63.
10. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
11. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Пушкарев Е.В. и др. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 73 с.
12. Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Магматические клинопироксениты Урала и их эволюция // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. N 3. С. 13—23.
13. Царицын Е.П., Фоминых В.Г. Об оливин-хромшпинелидовых парагенезисах в дунитах Платиноносного пояса Урала // Генезис оруденения в базитах и гипербазитах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 86—94.
14. Fudali R.F. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkali rock systems // Bull. Geol. Soc. America. 1963. V. 74. N 9. P. 1101—1126.

ИГГУрО РАН,
Екатеринбург

Поступила в редакцию
12.02.90