

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

---

ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК СССР  
СЕРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

3

---

МОСКВА · 1987

УДК 552.321.6(470.5)

ФЕРШТАТЕР Г. Б., ПУШКАРЕВ Е. В.

## МАГМАТИЧЕСКИЕ КЛИНОПИРОКСЕНИТЫ УРАЛА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Существенно клинопироксеновые породы отмечаются в различной геологической обстановке: в ассоциации с ультраосновными щелочными породами и карбонатитами, в дифференцированных пироксенит-габбросиенитоидных и расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях, в зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивах, которыми сложен известный Платиноносный пояс Урала. Клинопироксениты последнего типа и составляют предмет нашего исследования.

О генезисе клинопироксенитов существуют различные представления [10]. Большая часть уральских петрологов вслед за А. Н. Заварицким [7] рассматривают эти породы как продукты реакции габбровой магмы с дунитами или другими магнезиальными гипербазитами [8, 20, 21], что подтверждается особенностями геологической позиции клинопироксенитов, а именно их частым залеганием в платиноносных массивах в виде каймы вокруг дунитовых ядер. Многие особенности минерального состава клинопироксенитов Платиноносного пояса Урала [8, 20] согласуются с представлениями об их метасоматическом происхождении.

В то же время ряд уральских авторов [4, 5, 12] и зарубежные исследователи зональных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Аляски, близких по своей формационной принадлежности к уральским [22], приводят убедительные факты в пользу магматического происхождения клинопироксенитов, подтверждая взгляды первых исследователей Платиноносного пояса, работавших в начале нашего века.

В последнее время при изучении полиформационного базит-гипербазитового Хабаровинского массива на Южном Урале нами были получены новые данные, позволяющие вернуться к вопросу о генезисе клинопироксенитов в рамках дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

Породы этой формации в Хабаровинском массиве слагают его восточную часть и обособляются в так называемую Восточно-Хабаринскую ассоциацию [4, 11]. Кроме того, клинопироксениты отмечаются в сложных по составу кольцевых интрузивах [19], прорывающих альпийские гарцбургиты, которые преобладают в массиве.

Восточно-Хабаринская ассоциация представляет собой стратиформную залежь, падающую на запад под гарцбургиты и сложенную снизу вверх следующим рядом пород (от поздних к ранним): габбронориты — магнетитовые роговообманковые гиперстен-диопсидовые пироксениты, часто плагиоклазовые (табл. 1, ан. 10, 11), — безмагнетитовые оливиндиопсидовые пироксениты (ан. 9) — дуниты. Пироксенитовое тело вытянуто в меридиональном направлении примерно на 10 км при ширине до 5 км. Контакт магнетитовых и безмагнетитовых оливиновых пироксенитов резкий и макроскопически фиксируется исчезновением роговой обманки. В магнетитовых пироксенитах по направлению к контакту уменьшается крупность зерна, в первую очередь роговой обманки, появляются вкрапленники зеленого хромдиопсида (табл. 2, ан. 9), что можно рассматривать как следствие закалочных явлений.

Кольцевые интрузивы в гарцбургитах Хабаровинского массива (200—500 м в поперечнике) сложены верлитами, оливиновыми клинопироксенитами, габброидами, сиенит-диоритами, в том числе фельдшпатоидными, гранитоидами. Эти породы в пределах отдельных интрузивов образуют согласные кольцевые и секущие радиальные тела с четкими геологическими взаимоотношениями, свидетельствующими об их гомодром-

ном порядке внедрения. Кроме того, все названные разновидности пород вблизи интрузивов образуют самостоятельные тела типа даек или штоков.

Один из таких интрузивов, названный нами Молостовским по имени балки, в борту которой он обнажен, имеет штокообразную форму (рис. 1). Его краевая часть сложена кольцевым телом оливиновых клинопироксенитов, которые содержат включения тектонизированных верлитов размером до 10–20 м в поперечнике и прорваны кольцевыми и радиальными дайками клинопироксен-роговообманковых и роговообманковых габбро, часто имеющими пегматоидную текстуру (табл. 1, ан. 1–8). В центральной части интрузива залегают кварцевые роговообманковые габбродиориты и гранодиориты. В непосредственной близости от интрузива в гарцбургитах отмечаются изометричные тела оливиновых клинопироксенитов, дайки и штоки габбро и гранитоидов, т. е. всех тех пород, которые входят в состав самого интрузива. Гарцбургиты вокруг массива интенсивно антигоритизированы, карбонатизированы, местами превращены в тальк-карбонатные породы. Эти геологические данные свидетельствуют о магматической природе всех разновидностей пород, их интрузивном залегании, что особенно важно в отношении клинопироксенитов, наиболее ранних членов серии.

Ясные геологические признаки магматического генезиса побудили нас предпринять тщательное изучение минерального состава пироксенитов. Это средне- и крупнозернистые породы (2–7 мм), состоящие из зонального клинопироксена и оливина, которые сцементированы крупными зернами роговой обманки, содержащей включения изометричных овальных зерен магниевого титаномагнетита. Кроме того, породы содержат редкие крупные (до 2–3 см) идиоморфные вкрапленники мало-железистого и малоглиноземистого зеленого хромдиопсида, который является ликвидусной фазой. Аналогичный по составу диопсид слагает ядра зональных зерен (табл. 2, ан. 1). Эти ядра отмечаются не в каждом зерне. Они имеют идиоморфные ограничения и выделяются макроскопически своей светлой окраской, а под микроскопом — прозрачностью. В пределах ядер содержание хрома уменьшается от центра к краю при постоянном содержании железа и алюминия (рис. 2). На границе с каймой фиксируется резкий градиент в содержании всех названных элементов: практически исчезает хром и сильно повышается концентрация железа и алюминия.

Таблица 1

Химические составы пироксенитов и связанных с ними пород (мас.%)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9 (9) *	10 (5)	11 (10)
SiO <sub>2</sub>	39,81	44,30	44,10	49,74	46,02	45,68	41,58	42,10	50,93	44,31	46,1
TiO <sub>2</sub>	0,42	0,58	0,66	0,35	0,93	0,96	1,28	1,10	0,28	1,06	1,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,40	5,95	6,26	6,56	10,73	13,04	15,80	16,40	2,10	6,12	9,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,54	1,70	5,08	0,27	1,13	3,85	6,91	6,60	1,37	8,44	7,0
FeO	8,56	7,65	8,79	8,28	8,26	7,55	7,65	7,21	5,19	8,39	8,1
MnO	0,17	0,13	0,13	0,15	0,12	0,15	0,14	0,14	0,15	0,28	0,3
MgO	23,42	19,28	16,26	15,68	12,66	11,34	10,46	9,30	19,36	14,19	11,2
CaO	9,19	16,73	16,35	15,23	14,29	10,22	10,00	10,80	18,49	16,18	13,0
Na <sub>2</sub> O	0,30	0,75	0,48	1,10	1,63	2,12	1,74	1,84	0,27	0,44	0,9
K <sub>2</sub> O	0,12	0,26	0,20	0,82	1,04	1,12	1,28	1,26	0,07	0,14	0,5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,02	0,05	0,15	0,18	0,31	0,31	0,55	0,01	0,03	0,1
П. п. п.	6,06	2,06	1,56	2,12	2,36	3,48	3,29	2,91	1,57	1,12	1,8
Сумма	100,04	99,41	99,90	100,45	99,35	99,82	100,43	100,21	99,73	100,70	100,0
Fe/Fe+Mg	0,28	0,20	0,28	0,23	0,28	0,32	0,43	0,44	0,15	0,39	0,42

*Примечание.* Молостовская серия: 1—верлит; 2,3—оливиновые клинопироксениты; 4—8—меланогаббро; 4,5—пироксен-роговообманковое, 6—8—роговообманковое; средние составы пироксенитов Восточно-Хабаринской ассоциации по А. С. Варлакову [4] и В. И. Маегову [11]; 9—оливиновые, 10—магнетитовые, 11—плагиоклазовые (тылаиты).

\* Количество анализов. Анализы выполнены в хим. лаборатории ПГО «Уралгеология» под руководством Г. Ф. Вьюновой.

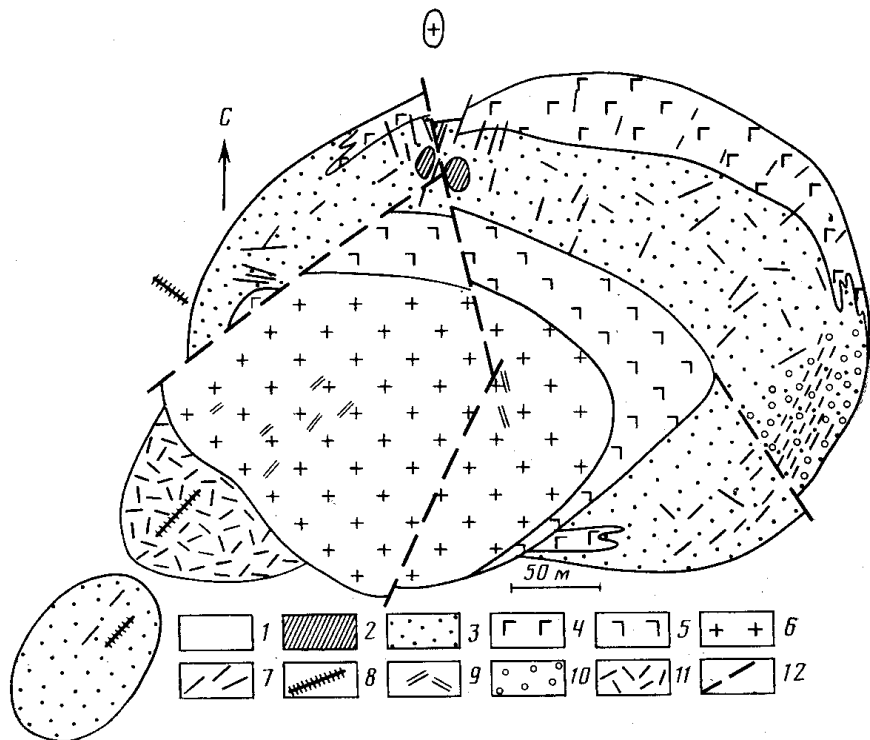


Рис. 1. Геологическая карта Молостовского интрузива. Составили Е. В. Пушкарев, Г. Б. Ферштатер  
 1 — гарцбургит; 2 — верлит; 3 — оливниновый клинопироксенит; 4 — пироксен-роговообманковое меланогаббро; 5 — роговообманковое меланогаббро; 6 — гранодиорит, 7—9 — дайки: 7 — габбро, 8 — гранодиорит- и граносиенит-порфиры, 9 — аплиты; 10 — амфиболлизированный пироксенит; 11 — апогарцбургитовые тальк-карбонатные породы; 12 — тектонические нарушения

Минеральную фазу, парагенную хромдиопсиду, установить не удалось. Он не содержит никаких включений, кроме хромшпинелида, который является продуктом распада первичного еще более богатого хромом диопсида. Выделение хромшпинелида сопровождается уменьшением содержания хрома и алюминия в диопсиде (табл. 2, ан. 2). Эти данные

Таблица 2

Химические составы клинопироксенов и гранатов из пироксенитов и меланогаббро (мас.%)

Компоненты	1 (4)	2 (1)	3 (1)	4 (3)	5 (2)	6	7	8 (3)	9 (3)	10	11
SiO <sub>2</sub>	55,29	53,24	50,35	55,43	53,70	52,07	50,39	54,21	54,23	49,77	40,31
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,29	0,57	0,20	0,13	0,15	0,37	0,10	0,15	0,59	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	0,51	5,08	0,77	2,23	3,90	4,52	1,07	2,15	5,09	19,62
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,30	0,02	0,50	0,15	0,26	0,23	0,62	0,39	0,02	0,08
FeO*	3,05	2,80	7,00	2,94	4,69	6,06	7,07	3,67	4,90	8,70	19,88
MnO	0,04	0,11	0,13	0,10	0,13	0,11	0,13	0,13	0,16	0,30	0,95
MgO	16,84	15,78	13,20	17,43	15,09	15,12	14,88	16,82	16,16	14,03	5,91
CaO	23,42	24,78	22,81	23,41	24,14	23,38	23,21	24,55	22,58	20,32	10,69
Na <sub>2</sub> O	0,17	не опр.	0,18	0,16	0,18	0,21	0,19	0,21	0,29	0,50	не опр.
Сумма	100,39	97,81	99,34	100,94	100,44	101,26	101,00	100,34	101,01	99,34	98,40
Fe/Fe+Mg	0,09	0,09	0,23	0,09	0,15	0,18	0,21	0,11	0,15	0,25	0,65

Примечание. 1—7—клинопироксены из пород молодостовской серии, 1—3—из пироксенитов: 1—вкрапленники и ядра зональных зерен, 2—ядра, содержащие вкрапленность хромшпинелида, 3—краевые зоны зональных зерен; 4—вкрапленники в роговообманковом меланогаббро, 5—зерна из основной массы пироксен-роговообманкового меланогаббро; 6, 7—из верлитов: 6—вкрапленник, 7—включение в оливине; 8, 9—клинопироксены в пироксенитах Восточно-Хабаринской ассоциации: 8—вкрапленники в оливниновых, 9—вкрапленники в магнетитовых; 10—из основной массы магнетитовых; 11—акцессорный гранат из пироксен-роговообманкового меланогаббро молодостовской серии. В скобках—количество микронзондовых определений. Анализы выполнены на микроанализаторе IХА-5, аналитики В. А. Вилисов, В. Г. Гмыра, Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР.

\* Железо в виде FeO.

позволяют предположить, что кристаллизация пород началась в условиях гранатовой фации глубинности, где хромшпинелид неустойчив и растворяется в пироксене. Такое предположение подтверждается валовым составом пород, отвечающим высокобарической оливин-клинопироксеновой котектике, о чем будет сказано ниже, а также находками аксессуарных гранатов пироп-альмандин-гроссулярового состава (табл. 2, ан. 11), относящихся к высокобарическому эклогитовому типу [17].

Краевые части пироксеновых зерен, составляющие не менее 2/3 общего объема, содержат заметно больше алюминия и железа, чем ядро. Зоны, примыкающие к хромдиопсидовому ядру, имеют железистость

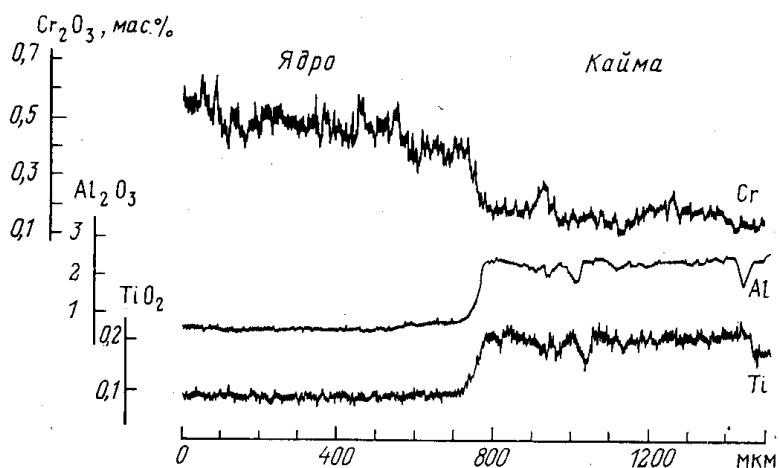


Рис. 2. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  в зональных зернах клинопироксена из молостовских пироксенитов. Анализ выполнен на микроанализаторе IXA-5. Аналитик В. А. Вилисов, ИГиГ УНЦ АН СССР

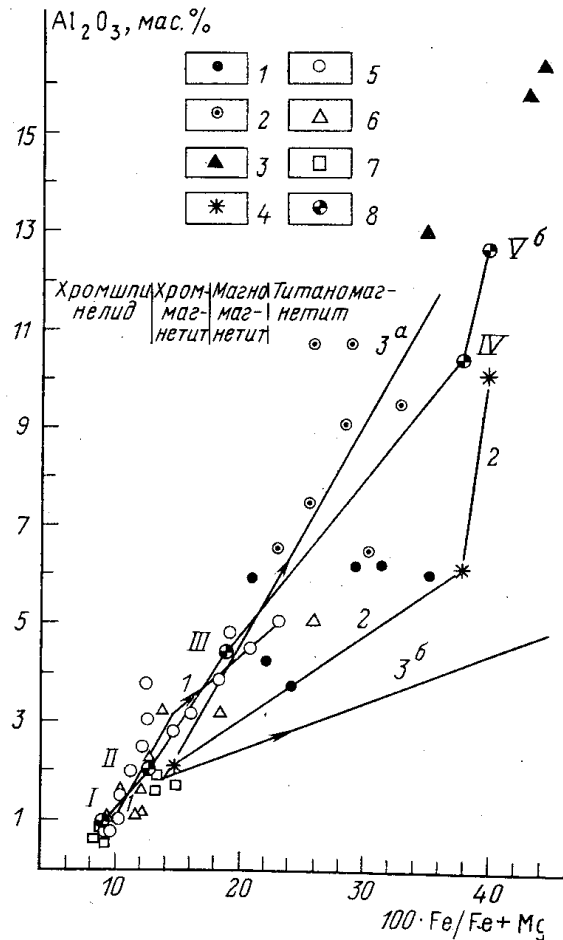
0,12—0,17 и ассоциированы с оливином  $\text{Fo}_{88-83}$  и хроммагнетитом, а к краю железистость пироксена возрастает до 0,25 и содержание глинозема до 5% (табл. 2, ан. 3), оливин приобретает состав  $\text{Fo}_{75}$ , а окисная фаза преобразуется в богатый магнием титаномagnetит ( $\text{TiO}_2$  — 3,22%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 2,06%,  $\text{MgO}$  — 6,21%).

Оливины в рассматриваемых породах, как и клинопироксены, образуют редкие вкрапленники размером до 1,5 см и изометричные зерна в мелко-среднезернистом базисе. Первые имеют зональное строение: ядра в них представлены  $\text{Fo}_{88}$ , кайма —  $\text{Fo}_{80}$ . Зерна основной массы варьируют по составу от  $\text{Fo}_{80}$  до  $\text{Fo}_{75}$ . Оливины содержат закономерно ориентированные дендритовидные и пластинчатые включения толщиной 1—2 мкм магнетит-клинопироксеновых симплектитовых сростаний, в которых соотношение минералов составляет примерно 1:9. Подобные включения в оливинах подробно описаны [1, 17, 23] и рассматриваются как продукты распада высокотемпературного обогащенного кальцием оливина, кристаллизация которого происходила при температуре выше  $1300^\circ\text{C}$  [1, 23]. Если эта цифра верна, то можно заключить, что кристаллизация ликвидусного хромдиопсида происходила при еще более высокой температуре.

Поздний парагенезис в пироксенитах представлен высокоглиноземистой роговой обманкой и магнетитом, цементирующим раннюю оливин-клинопироксеновую ассоциацию. Магнетит содержит продукты распада твердого раствора, распределенные зонально: в центре зерен — выделения шпинели, затем следует зона ульвошпинелевых вростков, а в краевой части локализуется ильменит. Эта зональность фиксирует смену в процессе кристаллизации магниевого магнетита титаномagnetитом. Последний вместе с роговой обманкой, состав которой приведен в табл. 3 (ан. 4<sup>a</sup>), представляет собой продукты кристаллизации остаточного расплава, обогащенного водой. С учетом количественных соотношений роговой обманки и титаномagnetита рассчитан состав этого расплава, близкий к пикритобазальту (табл. 3, ан. 4<sup>b</sup>).

Выявленные особенности минерального состава клинопироксенитов свидетельствуют о том, что они содержат четыре сменяющие друг друга минеральные ассоциации: 1 — хромдиопсид ( $f=0,1$ ); 2 — хромсодержащий диопсид ( $f=0,12-0,17$ ), оливин ( $f=0,12-0,18$ ), хроммагнетит, 3 — авгит ( $f=0,18-0,24$ ), оливин ( $f=0,20-0,24$ ), магниевый магнетит; 4 — высокоглиноземистая роговая обманка ( $f=0,3$ ), титаномагнетит. Пер-

Рис. 3. Диаграмма  $Fe/Fe+Mg-Al_2O_3$   
 1-4 — составы пород; 1-3 — молостовская серия: 1 — оливиновые клинопироксениты, 2 — пироксен-роговообманковые меланогаббро, 3 — роговообманковые меланогаббро; 4 — средние составы оливиновых, магнетитовых и плагиоклазовых пироксенитов (перечислены в порядке увеличения содержания  $Al_2O_3$ ) Восточно-Хабарнинской ассоциации по [4, 11]; 5-7 — составы клинопироксена: 5 — молостовские пироксениты, 6 — восточно-хабарнинские пироксениты, 7 — вкрапленники в меланогаббро молостовской серии; 8 — расчетные составы продуктов поэтапной кристаллизации молостовского клинопироксенита (цифры соответствуют анализам табл. 3). Арабскими цифрами на диаграмме обозначены тренды: 1 — клинопироксены молостовской серии; 2, 3 — породы: 2 — Восточно-Хабарнинской ассоциации, 3 — Платиноносного пояса (по данным [8, 12, 20]: 3<sup>а</sup> — тренд оливиновый клинопироксенит — тылаит — исит (горнблендит), 3<sup>б</sup> — тренд оливиновый клинопироксенит — рудный магнетитовый клинопироксенит



вая ассоциация является ликвидусной, высокобарической, вторая — промежуточной, третья и четвертая отвечают кристаллизации в магматической камере. В процессе кристаллизации в расплаве и минералах уменьшается содержание хрома и магния, возрастает — титана, железа, алюминия.

Таблица 3

Химический состав продуктов разных этапов кристаллизации пироксенитов Молостовского интрузива и расчетный состав субстрата (приведены к 100%)

Этапы кристаллизации *	1 (I)	1+2 (II)	1+2+3 (III)	3+4 (IV)	4 <sup>а</sup> (V <sup>а</sup> )	4 <sup>б</sup> (V <sup>б</sup> )	0
SiO <sub>2</sub>	55,1	49,8	47,3	40,9	42,4	36,7	44,0
TiO <sub>2</sub>	—	0,2	0,4	1,3	1,2	1,5	0,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0	2,0	4,4	10,4	14,2	12,7	3,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,9	1,1	7,7	3,8	11,0	3,0
FeO	3,1	4,7	7,0	9,0	7,4	9,9	6,0
MnO	—	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	16,7	20,4	20,3	14,4	16,1	14,8	31,3
CaO	23,3	21,2	18,7	14,5	12,2	11,0	10,5
Na <sub>2</sub> O	0,2	0,2	0,6	1,0	1,5	1,3	0,4
K <sub>2</sub> O	—	—	—	0,7	1,1	1,0	0,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,6	0,3	0,1	—	—	—	0,3
Fe/Fe+Mg	0,09	0,13	0,19	0,38	0,27	0,40	0,14

\* Арабские цифры соответствуют минеральным ассоциациям, перечисленным в тексте; 0 — расчетный состав субстрата. Римские цифры обозначают фигуративные точки на рис. 3, 4, 4<sup>а</sup> и 4<sup>б</sup> — варианты расчета состава остаточного расплава: 4<sup>а</sup> — амфиболового, 4<sup>б</sup> — магнетит-амфиболового составов.



По валовому составу оливиновые клинопироксениты Восточно-Хабарнинской ассоциации близки к составу раннего минерального парагенезиса молостовского пироксенита (ан. 1+2), а более молодые магнетитовые плагиоклазовые разности (тылаиты) соответствуют по составу позднему парагенезису (ан. 3+4) см. табл. 1, 3; рис. 3, 4.

Исследователи клинопироксенитов Платиноносного пояса не отмечали в них вкрапленники хромдиоксида. Однако судя по литературным данным, более ранние оливиновые пироксениты состоят из маложелезистого и малоглиноземистого пироксена с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 0,5%, а магнетитовые и плагиоклазовые разности, так же как и в Восточно-Хабарнинской ассоциации, — из бесхромистого, но более железистого и глиноземистого пироксена [8, 12, 20]. По валовому химическому составу начинающие эволюционный тренд оливиновые пироксениты отвечают раннему молостовскому парагенезису (ан. 1+2), а более поздние породы локализуются вдоль расчетного и реального тренда молостовской серии (рис. 3, тренд 3<sup>а</sup>).

Таким образом, можно констатировать, что молостовские клинопироксениты вследствие небольших размеров залежей представляют собой закаленные разности, в которых запечатлен общий для пироксенитов ход кристаллизации.

Важную генетическую информацию содержит валовый химический состав клинопироксенитов. Ряд исследователей уже давно обратил внимание на устойчивое соотношение оливина и клинопироксена в этих породах, близкое к соответствующей эвтектике. Состав эвтектики зависит от железистости системы и давления, обогащаясь с ростом железистости пироксеном, а с ростом давления оливином [24, 25]. В связи с этим состав оливиновых клинопироксенитов может быть использован для оценки условий магмообразования. Однако точность количественных минеральных пересчетов невелика, так как в породах помимо оливина и клинопироксена присутствуют роговая обманка, магнетит, вторичные минералы, которые трудно учесть при определении первичного оливин-пироксенового отношения. Приводимые разными авторами значения этого отношения свидетельствуют о котектической природе пироксенитов [12, 13, 22], но не позволяют оценить условия магмообразования и сравнивать пироксениты по этому параметру.

Для того чтобы абстрагироваться от конкретных особенностей минерального состава пород и в максимальной мере использовать валовый химический состав, в треугольную диаграмму  $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}'$  ( $\text{MgO}' = \text{MgO} + 0,5\text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,5\text{FeO}$ ), учитывающую за вычетом кремнезема соотношение всех важнейших компонентов пироксенита, встроен фазовый треугольник анортит — форстерит (оливин) — диоксид (клинопироксен) (рис. 4). Подобный методический прием позволяет избежать условности, связанные с любым нормативным пересчетом, и напрямую анализировать размещение фигуративных точек относительно разнобарических котектик системы Ан — Ол — Кпр, в рамках которой происходит почти вся эволюция пироксенитового расплава.

Как и при рассмотрении минерального состава, обратимся сначала к молостовским клинопироксенитам и связанным с ними породам. Фигуративные точки клинопироксенитов концентрируются в области оливин-клинопироксеновой котектики при давлении более 20 кбар (рис. 4). Ассоциирующиеся с клинопироксенитами породы представлены клинопироксен-роговообманковыми и роговообманковыми лампрофироподобными меланогаббро, которые образуют многочисленные дайки в пироксенитах и самостоятельные тела во вмещающих гарцбургитах. Пироксен-роговообманковые разности имеют порфировидную текстуру и состоят из глиноземистой роговой обманки ( $f=0,4$ ), крупные ойкокристаллы которой содержат включения малоглиноземистого клинопироксена (табл. 2, ан. 5), биотита ( $f=0,25$ ) и цементирующих фемические минералы полевых шпатов. По общей железистости, равной 0,23—0,29, и содержанию глинозема 6,5—11% (табл. 1, ан. 4, 5) эти породы располагаются



между валовым составом молостовского клинопироксенита и его расчетным остаточным расплавом (рис. 3, 4).

Более поздние роговообманковые меланогаббро на 60–80% состоят из идиоморфных зерен роговой обманки высокой глиноземистости, которые сцементированы ксеноморфным полевым шпатом и магнетитом (табл. 1, ан. 6). Их генетическая связь с клинопироксенитами помимо пространственной сопряженности подтверждается находками в этих породах вкрапленников хромдиопсида размером 1–2 см, аналогичного таковому в клинопироксенитах (табл. 2, ан. 4). Отличаясь от пироксен-роговообманковых разностей повышенным содержанием глинозема, роговообманковые меланогаббро близки по составу к расчетному остаточному расплаву, и судя по возрастным соотношениям с остальными членами пироксенитовой серии могут рассматриваться как продукты кристаллизации этого расплава, оторвавшегося от своего источника. Эти породы завершают эволюционные тренды Молостовского интрузива (рис. 3, 4). Возрастной ряд пород, образующих этот тренд, совпадает по составу с продуктами последовательных стадий кристаллизации клинопироксенитов, что мы уже отметили ранее.

В Восточно-Хабарнинской ассоциации и в Платиноносном поясе Урала пироксен-роговообманковым меланогаббро молостовской серии по положению в возрастном ряду пород и вещественному составу соответствуют так называемые тылаиты, или плагиоклазовые пироксениты, а роговообманковым меланогаббро — жильные существенно роговообманковые породы, известные под названием иситов. И тылаиты, и иситы — это характерные породы дунит-клинопироксенит-габбровой формации, которым в начале нашего века один из первых исследователей уральского Платиноносного пояса Л. Дюпарк дал собственные названия. Их фигуративные точки совпадают с пироксен-роговообманковым меланогаббро молостовской серии (рис. 4), а это означает, что эволюция расплава, зафиксированная в молостовском пироксените, находит отражение в существовании серии геологически сопряженных пород, входящих в состав дунит-клинопироксенитовых комплексов и находящихся в определенных возрастных соотношениях (от ранних к поздним): оливиновый пироксенит — магнетитовый пироксенит — плагиоклазовый пироксенит (тылаит, пироксен-роговообманковое меланогаббро) — исит (горнблендит, роговообманковое меланогаббро).

Различные по минеральному составу породы этой серии образуют единый тренд, который характеризуется примерно постоянным отношением  $\text{CaO}/\text{MgO}^1$  (петрохимическая константа серии) и ростом в процессе эволюции железистости пород и содержания в них глинозема. Он объединяет породы, принадлежащие котектике оливин — клинопироксен, эволюция вдоль которой в рамках системы анортит — оливин — клинопироксен идет в сторону роста количества плагиоклаза. Поздняя кристаллизация последнего зафиксирована своеобразной «криптовой» структурой плагиоклазсодержащих пород (ксеноморфизм плагиоклаза) в противовес офитовой структуре, типичной для обширного семейства пород, относящихся к котектикам фемические минералы — плагиоклаз (габбро, долериты).

В безводном варианте плагиоклаз в клинопироксенитах дунит-клинопироксенит-габбровой формации появляется при содержании глинозема в породах больше 6%. Кристаллизация из водного расплава роговой обманки задерживает выпадение плагиоклаза. Известны горнблендиты с содержанием глинозема больше 15%.

Существенно роговообманковые и роговообманково-плагиоклазовые породы (горнблендиты, иситы, роговообманковые меланогаббро), завершающие эволюцию большинства клинопироксенитовых серий и близкие по составу к остаточному расплаву молостовского пироксенита, по-видимому, представляют собой продукты кристаллизации водного остаточного расплава, своеобразные пегматиты этих серий.

Дискретность этапов кристаллизации, отчетливо проявленная в структуре молостовского пироксенита, где каждому этапу соответствует

своя структурно-обособленная ассоциация минералов, сопоставима с дискретностью распределения пород, принадлежащих рассматриваемому тренду (рис. 5, а).

В Платиноносном поясе Урала и Восточно-Хабарнинской ассоциации модальному значению отношения  $Al_2O_3/Al_2O_3+CaO=0,1-0,15$  отвечают клинопироксениты, 0,35–0,4 — тылаиты. Иситы и горнблендиты со значением этого отношения больше 0,5 статистически не обособляются, но их геологическая дискретность выражена достаточно четко. Однотипность дискретности молостовского клинопироксенита и серии пород, геологически связанных с клинопироксенитами в одну формацию, свидетельствует о том, что дискретность серии пород тоже обусловлена этапностью кристаллизационной дифференциации, ответственной за происхождение самой серии.

Петрохимические особенности этой серии, геометрия ее тренда в координатах  $CaO-Al_2O_3-MgO'$  не оставляют сомнений в том, что субстратом клинопироксенитовой магмы не мог быть пиrolит. Для реставрации состава субстрата следует обратиться к более основной, чем оливиновые пироксениты, части серии, представленной дунитами и верлитами. Как и клинопироксенит-базитовая, эта часть эволюционного тренда дунит-клинопироксенит-габбровой формации дискретна и характеризуется статистическими максимумами, отвечающими дунитам ( $MgO'/MgO'+CaO$  около 1), верлитам (0,7–0,75) и клинопироксенитам (0,5–0,6) (рис. 5, б). Если рассматривать дуниты в качестве реститового материала [21], а клинопироксениты — в качестве расплава, то можно предположить, что субстратом должна быть порода типа верлита. Такая порода, состоящая из 40% среднего для платиноносного пояса дунита [12] и 60% среднего молостовского оливинового пироксенита (табл. 3), отвечает статистическому максимуму верлитов на рис. 4, но отличается от реальных верлитов платиноносного пояса и Молостовского интрузива пониженной железистостью. Большая часть последних в координатах  $Al_2O_3/Fe/Fe+Mg$  локализуется вдоль тренда  $3^6$ , который фиксирует рудное направление дифференциации клинопироксенитов платиноносного пояса (рис. 3). По сравнению с наиболее распространенным типом клинопироксенитов верлиты в названных сериях обогащены магнетитом, т. е. поздним минералом в эволюционном ряду пироксенитового минерального парагенезиса.

В верлитах Молостовского интрузива пироксены по уровню железистости, содержанию глинозема и хрома (табл. 2, ан. 6, 7) отвечают зонам, промежуточным между ядром и каймой в зональных зернах из клинопироксенитов. По составу они принадлежат второй — третьей стадиям кристаллизации клинопироксенитов, т. е. являются их внутрикамерными кумулятами. Большая часть верлитов Платиноносного пояса и Восточно-Хабарнинской ассоциации представляет собой породы реакционного происхождения, приуроченные к контактам дунитов с клинопироксенитами и габброидами [4, 8]. Во всяком случае очевидно, что те верлиты, которые доступны наблюдениям, гетерогенны по своей природе и ни по геологической позиции, ни по вещественному составу не могут рассматриваться как источник клинопироксенитовой магмы.

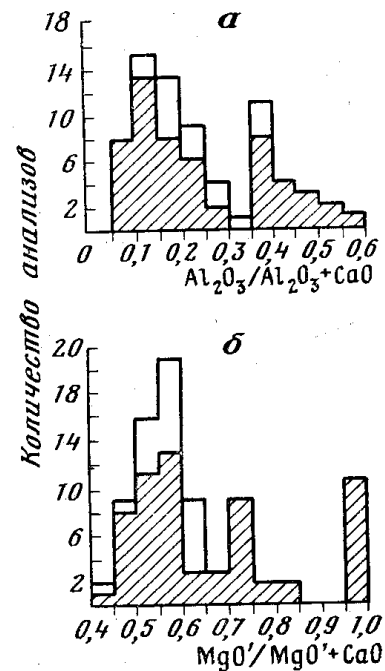


Рис. 5. Распределение отношений  $Al_2O_3/Al_2O_3+CaO$  (а) и  $MgO'/MgO'+CaO$  (б) в дунит-клинопироксенитовой серии Платиноносного пояса Урала (по данным [8, 12])

Заштриховано: а — ряд клинопироксенит — исит, б — ряд дунит — верлит — клинопироксенит. На рис. а дуниты не показаны

В то же время обращает на себя внимание, что во всех крупных гипербазит-базитовых комплексах, в том числе и в альпинотипных офиолитовых, как и в уральском Платиноносном поясе, широко распространены верлит-клинопироксенитовые зоны, приуроченные к контакту габброидов с бескальциевыми гипербазитами — дунитами, гарцбургитами, лерцолитами. Многочисленные данные по Уралу позволяют рассматривать такие зоны как продукты взаимодействия габбровой магмы с твердым веществом гипербазитов [2, 7, 21].

Естественно предположить, что подобное взаимодействие возможно и на мантийном уровне. Постоянная пространственная совмещенность дунит-клинопироксенитовых комплексов с более ранними альпинотипными офиолитовыми позволяет связать гипотетические зоны пироксенизации в мантии с воздействием базитовой магмы офиолитового комплекса на существенно оливиновое вещество мантии. Подобная модель объясняет геохимическую специфику габброидов и других пород гарцбургит-габбровой (офиолитовой) и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций [12, 18] различиями в субстрате. Сами эти различия связаны не с латеральной неоднородностью мантии, а с закономерным преобразованием, клинопироксенизацией пиролита под влиянием более раннего офиолитового магматизма [14].

Предположения о клинопироксенитовом составе отдельных участков мантии высказывались рядом исследователей на основании изучения мантийных включений [6, 9], пироксенитовых коматитов [15], гранатовых пироксенитов [3]. Наличие магматических клинопироксенитов с ликвидусным хромдиопсидом, о которых мы сообщили, может служить дополнительным аргументом в пользу правильности такого предположения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агафонов Л. В., Чепуров А. И., Лаврентьев Ю. Г., Покачалов О. С. Закономерно ориентированные включения в оливинах гипербазитов Корьякии//Геология и геофизика, 1974. № 6. С. 49—60.
2. Альпинотипные гипербазиты Урала. Информационные материалы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 65 с.
3. Белковский А. И., Литвин А. Л., Локтина И. Н., Царицын Е. П. О формационной принадлежности и эволюции состава клинопироксенитов северной части Уралтауского антиклинория (Средний Урал)//Эволюция офиолитовых комплексов, ч. II. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1981. С. 25—33.
4. Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 238 с.
5. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала//Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65. 319 с.
6. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 270 с.
7. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале//Материалы по общей и прикладной геологии. Л.: Геолком, 1928. Вып. 108. С. 1—56.
8. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 335 с.
9. Кутюлин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
10. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. Ч. 1. М.: Наука, 1983. 365 с.
11. Маггов В. И. Петрология габброидов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал): Автореф. канд. дис. Свердловск: ИГГ, 1977. 19 с.
12. Малахов И. А. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 222 с.
13. Пушкарев Е. В. Оливиновые пироксениты кольцевых интрузивов Хабаровинского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 75—76.
14. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
15. Сиворонов А. А., Малюк Б. И. Мантийный магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов и некоторые аспекты формирования ультраосновных расплавов//Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 130—136.
16. Смирнова Т. А. Структуры распада твердого раствора в оливине ультраосновных пород//Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1971. Вып. 2. С. 209—212.
17. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.
18. Ферштатер Г. Б. К геохимии главных типов габброидов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 85—89.
19. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Пушкарев Е. В., Чашухина В. А. Габбро и гра-

- нитойды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 73 с.
20. *Фоминых В. Г., Самойлов П. И., Максимов Г. С., Макаров В. А.* Пироксениты Качканара//Тр. Ин-та геологии и геохимии УФАН СССР. Свердловск, 1967. Вып. 72. 84 с.
  21. *Штейнберг Д. С., Золоев К. К., Булькин Л. Д. и др.* Проблемы гипербазитов Урала в связи с его глубинным строением//Общие вопросы магматизма Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 40—60.
  22. *Hugh P., Taylor Jr.* The zoned ultramafic complexes of Southeastern Alaska//Ultramafic and related rocks/Ed. Myllie P. J. N. Y., 1967. P. 97—121.
  23. *Moseley D.* Symplectic exsolution in olivine//Amer. Miner. 1984, V. 69, № 1—2. P. 139—159.
  24. *Presnall D. C.* The join forsterite-diopside-iron oxide and its bearing on the crystallization of basaltic and ultramafic magmas//Amer. J. Sci. 1966. V. 264. P. 753—809.
  25. *Presnall D. C., Dixon S. A., Dixon J. R. et al.* Liquidus phase relations on the join diopside—forsterite—anorthite from 1 atm to 20 kbar: their bearing on the generation and crystalization of basaltic magma//Contrib. Mineral and Petrol. 1978, V. 66. P. 203—220.

Ин-т геологии и геохимии  
АН СССР УНЦ,  
Свердловск

Поступила в редакцию  
16.X.1985