

УДК 553.212, 552.111

В.С. Семенов¹, Е.В. Коптев-Дворников², С.В. Семенов³, С.И. Корнеев⁴**МОНЧЕГОРСКИЙ ИНТРУЗИВ: РЕКОНСТРУКЦИЯ (СОСТАВ ИСХОДНОЙ МАГМЫ, РАСПЛАВА, P-T СОСТОЯНИЕ, МОЩНОСТЬ ИНТРУЗИВА)**

*Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2
ФГБУ ВО «Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова», 119234, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1
ФГБУВО Санкт-Петербургский государственный университет. Институт наук о Земле, 199034, Санкт-Петербург, 10 линия, 33–35*

*Institute of Precambrian Geology and Geochronology (IGGD RAS), 199034, St. Petersburg, Naberezhnaya Makarova, 2
Lomonosov Moscow State University, 119234, Moscow, GSP-1, Leninskiye Gory, 1
Saint-Petersburg State University. Institute of Earth Science. 199034, St. Petersburg, 10 Line, 35–45*

Предпринята попытка реконструкции доэрозийного строения Мончегорского расслоенного интрузива, оценки состава исходной магмы (расплава) и условий ее кристаллизации. Задача решалась простым сравнением строения Мончегорского интрузива с похожим на него аналогом — Кивакским расслоенным интрузивом, а также с помощью модельных построений с использованием пакета программ COMAGMAT.

Ключевые слова: оливин, силикатный расплав, термобарометр, температурный градиент.

Made an attempt of reconstruction structure of the Monchegorsk layered intrusion, assessing the composition of the original magma and the conditions of its kristallization. The problem was solved by simply comparing the structure of the Monchegorsk Intrusive with a similar analog (for this purpose, the Kivakka layered Intrusive was chosen), as well as using model constructions using the COMAGMAT software package.

Key words: olivine, silicate melt, thermobarometer, the temperature gradient.

Введение. К ведущим по запасам благородных металлов в мире относятся ЭПГ (элементы платиновой группы) месторождения, связанные с расслоенными базит-ультрабазитовыми интрузиями. Мончегорский расслоенный массив относится к этой группе интрузий. В нем, помимо хромитовых руд, широко известны месторождения и рудопроявления Cu-Ni-Fe-сульфидных ЭПГ-содержащих руд вкрапленного и гнездово-вкрапленного типов [Елисеев, 1953; Козлов, 1979; Горбунов и др., 1985; Дистлер и др., 1988; Смолькин и др., 2004; Шарков, Чистяков, 2014; Чашин и др., 2016]. Нами проведена реконструкция доэрозийного строения Мончегорского расслоенного интрузива, а также оценен состав исходной магмы и условия ее кристаллизации. Задача решалась, во-первых, простым сравнением строения Мончегорского интрузива с похожим на него аналогом, для чего выбран детально изученный [Коптев-Дворников и др., 2001] Кивакский расслоенный интрузив, а во-вторых, с помощью модельных построений с использованием пакета программ COMAGMAT [Арискин, Бармина, 2000; Николаев, Арискин, 2014].

Строение и вертикальный разрез Мончегорского интрузива. Мончегорский интрузив (рис. 1), занимает площадь около 65 км². Возраст интрузива, определенный U-Pb методом [Смолькин и др., 2004; Чашин, Митрофанов, 2014; Чашин и др., 2016] оценивается в пределах 2504–2493 млн лет и согласуется с данными, полученными Sm-Nd методом [Amelin et al., 1995]. Описание строения Мончегорского плутона можно найти в работах [Козлов, 1973; Шарков, 1980; Горбунов и др., 1985; Смолькин и др. 2004]. Интрузив состоит из двух ветвей: меридиональной длиной 7 км, которая включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ) и широтной ветви длиной 9 км, включающей горы Сопчауйвенч, Ньюдауйвенч и Поазуайвенч (далее Сопча, Нюд и Поаз), а также предгорье г. Вурэчуайвенч. В современном геологическом срезе мощность плутона ~2,8 км. Каждая ветвь имеет форму симметричной мульды с падением крыльев под углами 30–40° (НКТ) и от 40–45° до 20–25° (Сопча—Нюд—Поаз) к осевым частям при более пологом (10–15°) падении расслоенности. В предгорье г. Мончетундра глубокой скважиной

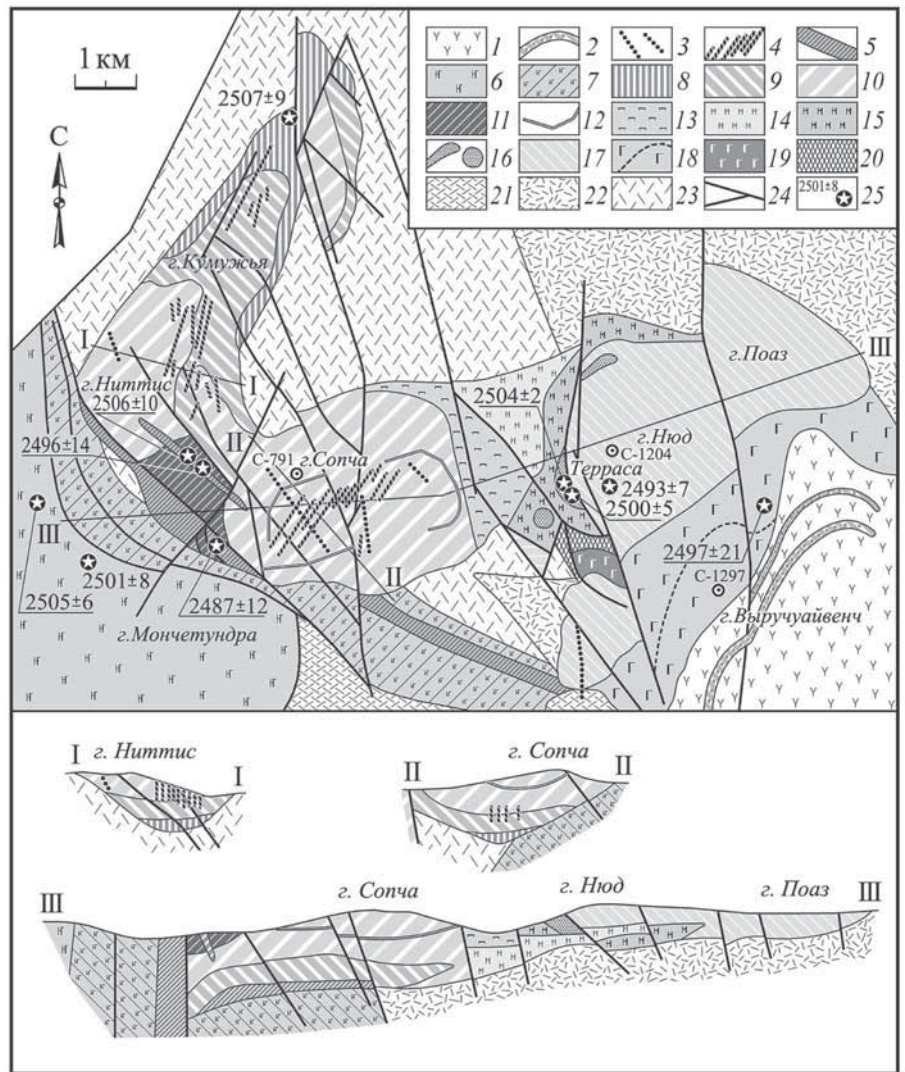
¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: sv5 1949@ yandex.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра геохимии, ст. науч. с., доцент, канд. геол.-минер. н.; e-mail: ekoptev@geol.msu.ru

³ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук (ИГГД РАН), ст. науч. с., канд. геол.-минер. н.; e-mail: sv5 1949@ yandex.ru

⁴ Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет, кафедра полезных ископаемых, ст. науч. с.; e-mail: s.korneev@spbu.ru

Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского интрузива по [Смолькин и др., 2004]: 1–2 — метавулканыты (1), кварциты и сланцы (2) кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 — дайки метадолеритов, лампрофиров; 4 — сульфидные жилы НКТ и Сопча; 5 — дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 — габбро-нориты, анортозиты Мончетундровского плутона; 7 — бластокатаклазиты по габброидам; 8 — гарцбургиты и породы придонной зоны НКТ; 9 — переслаивание гарцбургитов, оливиновых ортопироксенитов и ортопироксенитов; 10 — ортопироксениты; 11 — дуниты, плагиодуниты и хромититы Дунитового блока; 12 — рудный пласт 330 горы Сопча; 13 — плагиопироксениты; 14 — меланонориты; 15 — оливиновые нориты, гарцбургиты; 16 — породы критического горизонта горы Нюд; 17 — нориты; 18 — метагаббронориты, габбро и анортозиты предгорья Вурэчуайвенч; 19 — амфиболитизированное габбро; 20 — диориты 10-й аномалии; 21–23 — вулканиты кислого состава горы Арваренч; 24 — разрывные нарушения; 25 — места отбора проб на изотопные исследования; с-791, с-1204, с-1297 — скважины. Внизу разрезы по линиям I–I, II–II, III–III



вскрыты предположительно подводящие каналы, сложенные плагиогарцбургитами и закалочными бронзититами, прорывающими гранат-кордиеритовые гнейсы архейского фундамента.

В сводном разрезе Мончегорского плутона Е.В. Шарков [Шарков, 1980] установил семь типов кумулатов, соответствующих трем зонам расслоенной серии:

1) зона перидотитов, мощность до 500 м. Кумулятивные ассоциации здесь представлены: а) *оливин-хромитовыми кумулатами*, характерными для нижних и средних частей разреза зоны перидотитов (участок Ниттис—Кумужья—Травяная—Сопча); б) *оливин-ортопироксен-хромитовыми кумулатами*, распространенными в средних — верхних частях перидотитовой зоны;

2) зона бронзититов, мощность зоны ~600 м, кумулятивные ассоциации представлены: а) *ортопироксеновыми кумулатами*, слагающими верхнюю часть разреза на горах Ниттис и Сопча, а также среднюю часть разреза на горе Нюд; б) *оливин-хромитовыми и оливин-ортопироксен-хромитовыми кумулатами* из пласта 330 или из рудного пласта Сопчи. Нижняя граница зоны проводится по породам, где содержание оливина <15%;

3) зона норитов, мощность сохранившейся неэродированной части зоны достигает 320 м. Кумулятивные ассоциации представлены: а) *ортопироксен-плагиоклазовыми, иногда с оливиновыми кумулатами* (норитами), распространенными в пределах гор Нюд и Поаз; б) *ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовыми кумулатами*, формирующими отдельные слои среди кумулятивных норитов и пород критического горизонта горы Нюд.

Последовательность зон в расслоенной серии Мончегорского интрузива отражает смена кумулятивных минералов в разрезе: $Ol + Crt \rightarrow Ol + Orx + (-Crt) \rightarrow (-Ol) + Orx \rightarrow Ol + Orx + Pl \rightarrow Orx + Pl \rightarrow Orx + Pl + Crx$, где *Ol* — оливин, *Crt* — хромит, *Orx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Crx* — моноклинный пироксен (знак минус означает, что оливин исчезает из кумулятивной ассоциации).

В работе [Чашин, Митрофанов, 2014] приводится следующее строение интрузива в северо-западной ветви Ниттис—Кумужья—Травяная (НКТ). Вертикальный разрез представлен:

1) кварц-содержащими норитами и габбро-норитами придонной зоны (мощность варьирует в пределах 10–100 м);

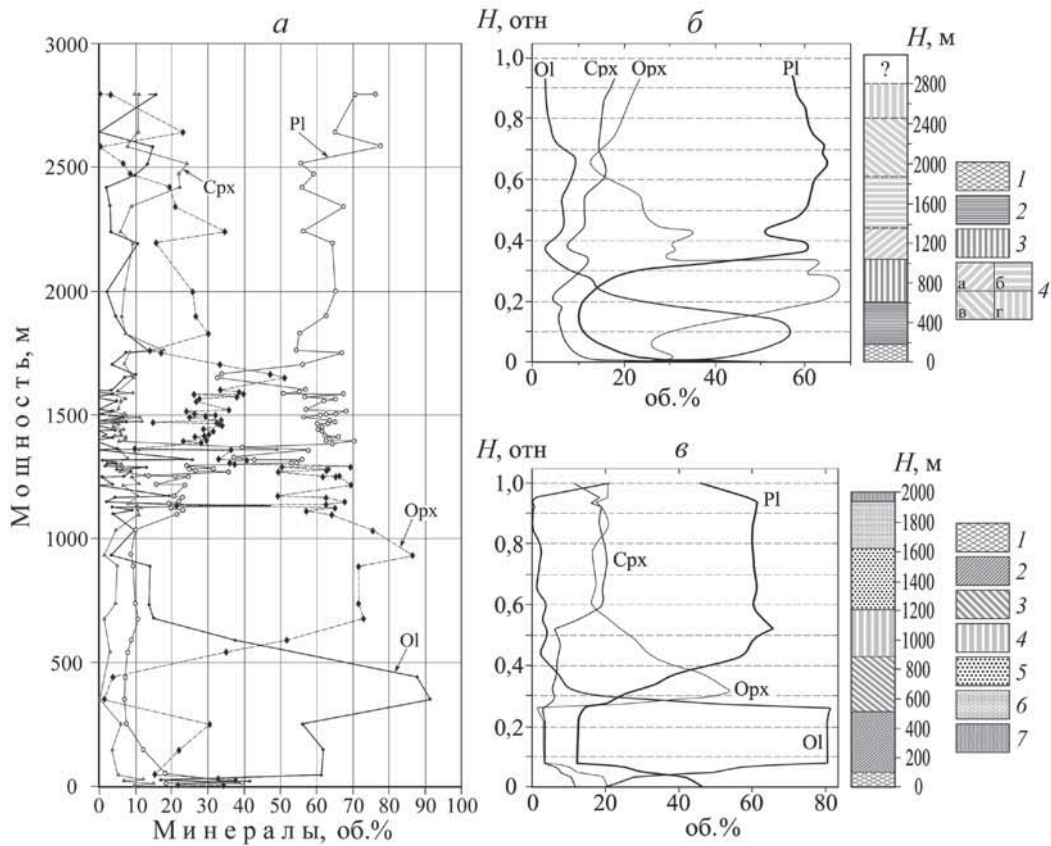


Рис. 2. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузий Мончегорск и Кивакка (использованы данные нормативного состава пород вдоль вертикальных разрезов интрузивов): *а* — без сглаживания, *б* — сглаженный в массиве Мончегорск; *в* — сглаженный в массиве Кивакка. Используются данные химических анализов пород расслоенных серий интрузивов. Содержание минералов в об.%. Обобщенная схема вертикального строения Мончегорского интрузива (*б*): 1 — нижняя краевая зона, 2 — дуниты и гарцбургиты, 3 — бронзититы, 4 — нориты и габбро-нориты (*а* — мезомеланократовые нориты, *б* — мезолейкократовые нориты, *в* — переслаивание габбро-норитов и лейкократовых норитов, *г* — переслаивание анортозитов и лейкократовых норитов). Обобщенная схема вертикального строения интрузии Кивакка (*в*): 1 — нижняя краевая зона, 2 — зона оливинитов с гарцбургитами, 3 — зона бронзититов с подзоной ритмичного переслаивания бронзититов и норитов, 4 — зона норитов с подзоной ритмичного переслаивания норитов и габбро-норитов, 5 — зона габбро-норитов, 6 — зона пихонитовых габбро-норитов, 7 — верхняя краевая зона

2) гарцбургитами (100–200 м), чередованием гарцбургитов и ортопироксенитов (250–400 м);

3) ортопироксенитами (300–700 м).

Общая мощность массива НКТ увеличивается с севера на юг от 200–300 до 800–1000 м. Мощность пород массива Сопча, сложенного бронзититами, составляет 1100–1600 м и является максимальной для массива. В восточной части плутона, в районе массивов Нюд—Поаз, при общей мощности разреза ~800 м придонная часть сложена кварцсодержащими норитами и габбро-норитами мощностью до 50 м, выше по разрезу развиты меланократовые нориты, которые в верхней части сменяются на мезо- и лейкократовые нориты и габбро-нориты (г. Поаз). Максимальная мощность интрузии, по данным [Чашин, Митрофанов, 2014], достигает 3400 м.

Сводный разрез интрузива, предложенный нами (рис. 2, табл. 1), базируется на данных петрохимии, предоставленных Центральной кольской экспедицией (скв. 791, г. Сопча; скв. 1204, г. Нюд; скв. 1297, г. Выручайвенч, рис. 3). Петрохимические типы пород в колонке Мончегорского

массива интерпретированы как кумулаты. Ранее в работе [Семенов и др., 1995] при сопоставлении петрохимических и структурно-петрографических видов пород показано, что если нормативное содержание пироксена (Орх или Срх) в породе с кумулятивной структурой превышает 10 об.%, а плагиоклаза — 20 об.%, то эти минералы имеют, как правило, кумулятивную природу, если меньше — то интеркумулятивную. Чтобы отчетливее проявились закономерности распределения кумулятивных минералов (если убрать информационный шум, рис. 2, *а*) была проведена серия сглаживаний первичных распределений методом скользящего окна. Оптимальными оказались результаты десятикратного сглаживания трехточечным скользящим окном (рис. 2, *б*). В разрезе интрузива выделяются:

1) нижняя приконтактовая зона, представленная габбро-норитами, норитами, пироксенитами, перидотитами. Мощность не менее 50 м;

2) ультраосновная зона, представленная оливинитами (дунитами), гарцбургитами. Мощность 550–600 м;

Таблица 1

Химический состав пород интрузива Мончегорск

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Номер образца | 791-147 | 791-135 | 791-126 | 791-123 | 791-100 | 791-000 | 791-895 | 791-795 | 791-705 |
| SiO ₂ | 55,92 | 51,68 | 48,03 | 51,24 | 43,75 | 45,07 | 46,86 | 40,95 | 41,49 |
| TiO ₂ | 0,58 | 0,41 | 0,36 | 0,41 | 0,33 | 0,26 | 0,21 | 0,24 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 16,56 | 10,43 | 4,82 | 8,57 | 5,08 | 3,16 | 1,6 | 1,67 | 1,67 |
| FeO | 7,12 | 10,54 | 10,76 | 10,39 | 13,1 | 12,14 | 11,66 | 12,66 | 12,99 |
| MnO | 0,11 | 0,18 | 0,19 | 0,16 | 0,16 | 0,17 | 0,16 | 0,18 | 0,16 |
| MgO | 7,33 | 16,72 | 31,4 | 21,36 | 33,48 | 36,52 | 37,11 | 43,37 | 42,13 |
| CaO | 7,49 | 8,47 | 3,76 | 6,49 | 3,72 | 2,26 | 1,92 | 0,64 | 1,03 |
| Na ₂ O | 3,61 | 1,32 | 0,46 | 1,12 | 0,16 | 0,29 | 0,31 | 0,2 | 0,2 |
| K ₂ O | 1,09 | 0,2 | 0,18 | 0,22 | 0,16 | 0,1 | 0,12 | 0,06 | 0,1 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,1 |
| Pl | 68,3 | 39,4 | 18,5 | 33,2 | 18 | 12,2 | 7,4 | 6,9 | 7 |
| Срх | 8,5 | 16,1 | 6,8 | 11,8 | 4,9 | 3,5 | 5,9 | 0 | 1,5 |
| Орх | 21,8 | 34,4 | 32,9 | 37,7 | 15,4 | 22,1 | 30,3 | 1,6 | 3,7 |
| Ol | 0 | 9,6 | 41,3 | 16,9 | 61,2 | 61,8 | 56,1 | 91,3 | 87,6 |
| Номер образца | 791-206 | 791-105 | 1204-528 | 1204-513 | 1204-501 | 1204-493 | 1204-487 | 1204-479 | 1204-452 |
| SiO ₂ | 55,98 | 54,43 | 55,1 | 53,93 | 54,79 | 48,82 | 53,43 | 55,55 | 54,96 |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,21 | 0,27 | 0,19 | 0,24 | 0,16 | 0,15 | 0,16 | 0,27 |
| Al ₂ O ₃ | 2,25 | 2,57 | 5,01 | 5,68 | 4,75 | 4,11 | 4,92 | 5,42 | 5,6 |
| FeO | 8,92 | 9,84 | 9,8 | 9,6 | 10,47 | 11,2 | 11,29 | 8,67 | 8,9 |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,24 | 0,19 | 0,17 | 0,16 | 0,12 | 0,17 | 0,21 |
| MgO | 30,83 | 30,18 | 23,98 | 24,48 | 24 | 30,63 | 25,35 | 24,81 | 24,27 |
| CaO | 1,32 | 2,25 | 4,46 | 4,89 | 4,6 | 3,27 | 4,06 | 4,2 | 4,61 |
| Na ₂ O | 0,19 | 0,2 | 0,89 | 0,86 | 0,7 | 1,56 | 0,63 | 0,78 | 0,82 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,1 | 0,21 | 0,15 | 0,25 | 0,08 | 0,05 | 0,21 | 0,3 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,06 |
| Pl | 8,6 | 9,8 | 21,2 | 22,9 | 19,6 | 21,4 | 19,1 | 21,8 | 22,9 |
| Срх | 1,3 | 4,5 | 10,7 | 10,7 | 11,3 | 10,1 | 8 | 8,3 | 10 |
| Орх | 86,6 | 75,8 | 64,1 | 57,2 | 65 | 21,1 | 62,6 | 67,7 | 62,6 |
| Ol | 3,2 | 9,6 | 3,6 | 9 | 3,8 | 47,2 | 10,1 | 2 | 4,2 |
| Номер образца | 791-600 | 791-550 | 791-465 | 791-403 | 791-250 | 1204-375 | 1204-356 | 1204-350 | 1204-348 |
| SiO ₂ | 47,08 | 49,9 | 53,61 | 53,81 | 53,74 | 54,8 | 52,66 | 54,63 | 55,02 |
| TiO ₂ | 0,13 | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,18 | 0,35 | 0,22 | 0,19 | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 1,92 | 2,27 | 2,76 | 2,61 | 2,4 | 2,89 | 9,85 | 6,8 | 5,99 |
| FeO | 11,39 | 10,78 | 10,06 | 9,69 | 10,17 | 9,94 | 8,23 | 7,73 | 7,81 |
| MnO | 0,17 | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,18 | 0,2 | 0,14 | 0,26 | 0,21 |
| MgO | 37,49 | 34,8 | 31,27 | 30,91 | 30,73 | 26,77 | 21,79 | 25,21 | 25,22 |
| CaO | 1,49 | 1,61 | 1,56 | 2,24 | 2,23 | 4,23 | 6,01 | 4,1 | 4,09 |
| Na ₂ O | 0,18 | 0,17 | 0,24 | 0,19 | 0,19 | 0,47 | 0,86 | 0,82 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,14 | 0,14 | 0,33 | 0,22 | 0,21 | 0,76 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,03 | 0,06 |
| Pl | 7,7 | 8,7 | 10,6 | 10 | 9,3 | 13 | 35,5 | 26,2 | 24,5 |
| Срх | 2,8 | 2,4 | 1,3 | 4,4 | 4,9 | 13,5 | 6 | 5 | 7,1 |
| Орх | 35,1 | 51,8 | 72,9 | 71,6 | 71,6 | 66,3 | 49,6 | 62,7 | 63 |
| Ol | 54,3 | 36,8 | 14,9 | 13,7 | 13,9 | 6,9 | 8,6 | 5,9 | 5 |
| Номер образца | 1204-447 | 1204-413 | 1204-409 | 1204-378 | 1204-376 | 1204-229 | 1204-219 | 1204-215 | 1204-208 |
| SiO ₂ | 51,99 | 54,67 | 54,71 | 54,51 | 54,47 | 52,3 | 50,98 | 51,44 | 51,49 |
| TiO ₂ | 0,19 | 0,26 | 0,4 | 0,16 | 0,19 | 0,13 | 0,18 | 0,09 | 0,16 |
| Al ₂ O ₃ | 5,05 | 6,59 | 3,95 | 6,93 | 5,28 | 18,83 | 19,06 | 20,06 | 18,58 |

Продолжение табл. 1

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|----------|----------|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| FeO | 10,07 | 9,66 | 10,26 | 8,46 | 9,26 | 4,73 | 5,17 | 4,65 | 5,64 |
| MnO | 0,24 | 0,18 | 0,18 | 0,2 | 0,23 | 0,16 | 0,08 | 0,09 | 0,08 |
| MgO | 26,93 | 23,33 | 25,57 | 23,53 | 24,62 | 11,42 | 11,82 | 11,31 | 12,04 |
| CaO | 4,64 | 4,74 | 4,24 | 5,55 | 5,04 | 10,64 | 10,95 | 10,66 | 10,31 |
| Na ₂ O | 0,65 | 0,45 | 0,43 | 0,4 | 0,66 | 1,58 | 1,46 | 1,53 | 1,46 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,1 | 0,21 | 0,21 | 0,21 | 0,16 | 0,18 | 0,15 | 0,2 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,05 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,11 | 0,02 | 0,03 |
| Pl | 20,2 | 23,5 | 15,7 | 24,6 | 20,8 | 62,7 | 63,2 | 65,9 | 62 |
| Срх | 10,5 | 6,5 | 10,7 | 9 | 11,7 | 6,8 | 7,1 | 4,1 | 5,8 |
| Орх | 49,3 | 69,3 | 69,7 | 65,5 | 61,6 | 29,6 | 26,2 | 28,9 | 30,1 |
| Ol | 19,8 | 0 | 3,5 | 0,7 | 5,7 | 0 | 3,3 | 1 | 1,9 |
| Номер образца | 1204-341 | 1204-337 | 1204-326 | 1204-324 | 1204-312 | 1204-306 | 1204-270 | 1204-266 | 1204-240 |
| SiO ₂ | 52,1 | 54,95 | 52,38 | 51,58 | 51,63 | 50,89 | 52,64 | 51,82 | 52,42 |
| TiO ₂ | 0,18 | 0,17 | 0,13 | 0,2 | 0,13 | 0,17 | 0,16 | 0,18 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 8,87 | 6,58 | 16,01 | 15,62 | 17,21 | 8,33 | 16,97 | 10,63 | 18,88 |
| FeO | 7,96 | 8,03 | 5,73 | 6,18 | 5,99 | 9,08 | 5,67 | 4,67 | 4,5 |
| MnO | 0,13 | 0,2 | 0,17 | 0,12 | 0,1 | 0,18 | 0,12 | 0,12 | 0,13 |
| MgO | 24,42 | 25,12 | 14,98 | 16,01 | 14,55 | 24,47 | 13,45 | 13,81 | 11,18 |
| CaO | 5,55 | 4,2 | 9,05 | 8,93 | 9,25 | 5,23 | 9,24 | 17,8 | 10,7 |
| Na ₂ O | 0,61 | 0,55 | 1,32 | 1,13 | 0,89 | 1,38 | 1,4 | 0,77 | 1,81 |
| K ₂ O | 0,16 | 0,14 | 0,21 | 0,2 | 0,22 | 0,21 | 0,32 | 0,18 | 0,21 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,06 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,06 | 0,03 | 0,01 | 0,03 |
| Pl | 31,2 | 24 | 54,5 | 52,7 | 56,1 | 33,5 | 57,8 | 35,9 | 63,9 |
| Срх | 5,3 | 4,7 | 6 | 5,7 | 2,8 | 8,1 | 5,2 | 49 | 7,8 |
| Орх | 50,4 | 69,3 | 37,2 | 36,3 | 40,6 | 32,8 | 36,7 | 9,8 | 28,2 |
| Ol | 12,9 | 1,7 | 2,2 | 5,1 | 0,3 | 25,5 | 0 | 5,1 | 0 |
| Номер образца | 1204-194 | 1204-187 | 1204-176 | 1204-171 | 1204-167 | 1204-163 | 1204-156 | 1204-151 | 1204-136 |
| SiO ₂ | 52,66 | 51,08 | 51,84 | 52,84 | 52,89 | 52,34 | 49,81 | 52,14 | 51,21 |
| TiO ₂ | 0,2 | 0,22 | 0,2 | 0,15 | 0,15 | 0,12 | 0,21 | 0,12 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 18,19 | 18 | 18,31 | 17,92 | 18,02 | 18,67 | 19,58 | 19,24 | 16,25 |
| FeO | 5,17 | 5,8 | 5,56 | 4,92 | 4,92 | 4,93 | 5,05 | 4,8 | 6,62 |
| MnO | 0,11 | 0,1 | 0,09 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,1 | 0,06 | 0,17 |
| MgO | 11,75 | 13,01 | 12,66 | 12,56 | 12,56 | 12,24 | 11,1 | 12,25 | 13,47 |
| CaO | 9,98 | 10,18 | 9,72 | 9,71 | 9,66 | 9,65 | 12,38 | 9,72 | 10,29 |
| Na ₂ O | 1,63 | 1,44 | 1,42 | 1,55 | 1,47 | 1,67 | 1,57 | 1,45 | 1,58 |
| K ₂ O | 0,23 | 0,16 | 0,2 | 0,16 | 0,15 | 0,2 | 0,19 | 0,2 | 0,21 |
| P ₂ O ₅ | 0,09 | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,04 |
| Pl | 61,5 | 60,3 | 61,1 | 60,2 | 60,1 | 63 | 64,8 | 63,5 | 56,3 |
| Срх | 6 | 6,4 | 4 | 5,1 | 4,4 | 3,8 | 11,8 | 2,1 | 11,1 |
| Орх | 31,3 | 28,6 | 33,9 | 33,3 | 33,7 | 32,6 | 14,8 | 33,6 | 24,9 |
| Ol | 0 | 4,5 | 0,7 | 0 | 0 | 0,4 | 8,4 | 0 | 7,4 |
| Номер образца | 1204-235 | 1204-128 | 1204-125 | 1204-114 | 1204-107 | 1204-72.4 | 1204-62.6 | 1204-51.0 | 1204-45.0 |
| SiO ₂ | 51,88 | 51,45 | 52,58 | 51,29 | 53,06 | 51,3 | 51,66 | 52,53 | 50,8 |
| TiO ₂ | 0,14 | 0,2 | 0,15 | 0,15 | 0,15 | 0,21 | 0,15 | 0,15 | 0,13 |
| Al ₂ O ₃ | 21,56 | 18,79 | 19,45 | 20,3 | 16,97 | 18,26 | 19,6 | 16,89 | 20,44 |
| FeO | 3,82 | 5,37 | 4,48 | 4,5 | 5,51 | 5,27 | 5,02 | 5,25 | 4,85 |
| MnO | 0,09 | 0,1 | 0,1 | 0,13 | 0,14 | 0,08 | 0,25 | 0,13 | 0,08 |
| MgO | 8,99 | 12,62 | 10,41 | 11,19 | 13,2 | 12,81 | 10,41 | 14,21 | 11,51 |
| CaO | 11,61 | 9,72 | 10,79 | 10,33 | 9,38 | 10,08 | 11,08 | 9,34 | 10,4 |
| Na ₂ O | 1,66 | 1,41 | 1,84 | 1,87 | 1,35 | 1,55 | 1,59 | 1,29 | 1,54 |

Окончание табл. 1

| | | | | | | | | | |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|
| K ₂ O | 0,22 | 0,24 | 0,16 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,15 | 0,24 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,1 | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,13 | 0,03 | 0,04 | 0,01 |
| Pl | 70,1 | 62,5 | 65,3 | 68,1 | 57 | 61,8 | 65,1 | 56,5 | 67,3 |
| Срх | 5,1 | 3 | 6,9 | 3,6 | 5,2 | 6,1 | 7 | 5 | 2,6 |
| Орх | 23,1 | 32,3 | 26,6 | 24 | 35,8 | 27,1 | 27,7 | 38 | 26,1 |
| Ol | 0 | 1,9 | 0 | 4,1 | 0 | 4,7 | 0 | 0 | 3,9 |
| Номер образца | 1204-132 | 1297-753 | 1297-743 | 1297-670 | 1297-600 | 1297-599 | 1297-405 | 1297-357 | 1297-257 |
| SiO ₂ | 52,92 | 51,63 | 53,17 | 51,81 | 52,03 | 52,6 | 51,57 | 53,28 | 52,32 |
| TiO ₂ | 0,15 | 0,26 | 0,77 | 0,18 | 0,2 | 0,2 | 0,18 | 0,22 | 0,18 |
| Al ₂ O ₃ | 18,19 | 18,74 | 11,58 | 15,54 | 17,86 | 18,49 | 17,63 | 15,41 | 19,06 |
| FeO | 5,15 | 6,13 | 11,83 | 7,46 | 5,99 | 5,79 | 6,89 | 6,44 | 6,05 |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,15 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,1 |
| MgO | 11,22 | 10,17 | 10,76 | 14,21 | 12,05 | 10,44 | 11,09 | 14,15 | 9,14 |
| CaO | 10,52 | 10,15 | 7,32 | 8,69 | 9,5 | 9,8 | 9,67 | 8,03 | 10,48 |
| Na ₂ O | 1,54 | 2,43 | 3,07 | 1,76 | 1,98 | 2,21 | 2,61 | 1,87 | 2,47 |
| K ₂ O | 0,14 | 0,36 | 1,31 | 0,2 | 0,26 | 0,34 | 0,23 | 0,47 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 |
| Pl | 60,7 | 66,9 | 54,3 | 55,4 | 62,5 | 65,2 | 64,4 | 56,2 | 67,3 |
| Срх | 7,5 | 8,4 | 17,5 | 7,1 | 6,1 | 6,9 | 9,3 | 5,8 | 8,8 |
| Орх | 29,4 | 17 | 13,7 | 30,1 | 26,7 | 25,6 | 15,6 | 34,7 | 20,9 |
| Ol | 0 | 7,4 | 13,6 | 7,2 | 4,4 | 2 | 10,4 | 3,1 | 2,9 |
| Номер образца | 1204-41.2 | 1204-34.7 | 1204-28.0 | 1297-854 | 1297-840 | 1297-800 | | | |
| SiO ₂ | 53,47 | 53,22 | 52,05 | 53,63 | 53,11 | 52,95 | | | |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,15 | 0,14 | 0,24 | 0,22 | 0,22 | | | |
| Al ₂ O ₃ | 14,51 | 16,15 | 16,71 | 8,22 | 8,6 | 15,46 | | | |
| FeO | 6 | 6,18 | 5,64 | 9,81 | 9,4 | 6,87 | | | |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,08 | 0,18 | 0,18 | 0,14 | | | |
| MgO | 15,17 | 13,81 | 14,35 | 20,84 | 21,22 | 13,75 | | | |
| CaO | 9,06 | 8,76 | 9,34 | 5,62 | 5,81 | 8,39 | | | |
| Na ₂ O | 1,32 | 1,39 | 1,42 | 1,18 | 1,19 | 1,9 | | | |
| K ₂ O | 0,2 | 0,2 | 0,26 | 0,26 | 0,26 | 0,32 | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | | | |
| Pl | 50,3 | 55,1 | 57 | 32,4 | 33,6 | 56 | | | |
| Срх | 9,2 | 4,8 | 6 | 9,3 | 9,2 | 6,9 | | | |
| Орх | 39,8 | 38,5 | 33,4 | 51 | 47,1 | 33,4 | | | |
| Ol | 0 | 0 | 3,5 | 7 | 9,8 | 3,4 | | | |
| Номер образца | 1297-179 | 1297-127 | 1297-84 | 1297-16 | 1226-270 | 1226-117 | 1226-115 | | |
| SiO ₂ | 53,32 | 52,05 | 50,23 | 51,3 | 52,62 | 52,04 | 52,14 | | |
| TiO ₂ | 0,28 | 0,26 | 0,15 | 0,11 | 0,19 | 0,18 | 0,21 | | |
| Al ₂ O ₃ | 15,21 | 15,83 | 15,83 | 23,57 | 19,05 | 18,26 | 21,8 | | |
| FeO | 5,8 | 5,74 | 6,36 | 3,7 | 5,22 | 6,56 | 4,16 | | |
| MnO | 0,12 | 0,12 | 0,11 | 0,06 | 0,11 | 0,14 | 0,16 | | |
| MgO | 10,7 | 11,02 | 12,04 | 5,19 | 9,12 | 9,51 | 5,56 | | |
| CaO | 12,06 | 12,06 | 13,27 | 11,12 | 11,41 | 9,34 | 10,6 | | |
| Na ₂ O | 2,22 | 2,46 | 1,93 | 4,15 | 1,81 | 3,8 | 3,87 | | |
| K ₂ O | 0,28 | 0,44 | 0,05 | 0,8 | 0,4 | 0,15 | 1,44 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,03 | 0,04 | | |
| Pl | 55,9 | 59,1 | 55,7 | 77,5 | 64,9 | 70,5 | 76,2 | | |
| Срх | 22,2 | 21,9 | 24 | 7,7 | 10,5 | 10,5 | 9,8 | | |
| Орх | 19,6 | 8,6 | 6,7 | 0 | 23,1 | 3,2 | 0 | | |
| Ol | 2 | 10,1 | 13,3 | 14,7 | 0 | 15,6 | 13,8 | | |

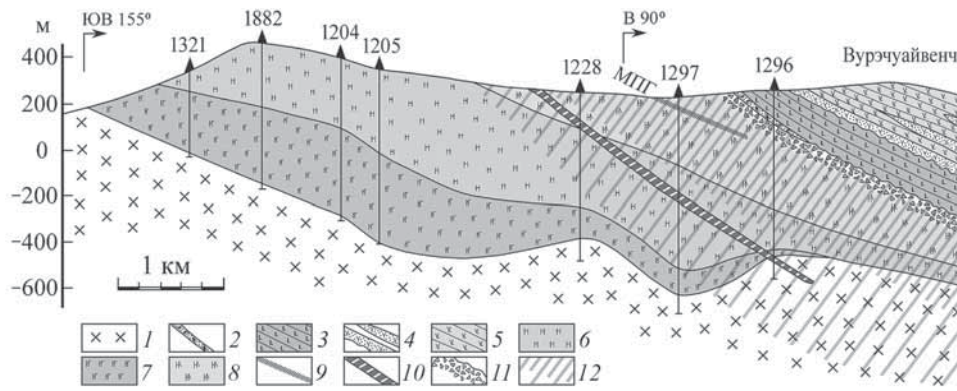


Рис. 3. Геологический разрез массивов горы Нюд и предгорья Вурзчуайвенч: 1 — диориты архейского комплекса; 2 — базальные конгломераты; 3 — metabазальты кукушинской свиты; 4 — туфогенно-осадочные породы; 5 — метаандезитобазальты сейдореченской свиты; 6 — меланориты; 7 — нориты с прослоями габбро-норитов; 8 — нориты с прослоями анортозитов; 9 — платиноносный горизонт; 10 — дайки меланократовых микрогаббро; 11 — кора выветривания; 12 — зона метагабброидов

3) зона бронзититов, оливиновых пироксенитов с рудным горизонтом Сопчи и прослоями меланократовых норитов. Мощность 600—700 м;

4) зона норитов с образованиями так называемого Критического горизонта и отдельными слоями габбро-норитов, анортозитов. Мощность ~1200 м. Зону норитов можно подразделить на ряд подзон.

Сравнение вертикальных разрезов Мончегорского массива и расслоенного интрузива Кивакка. Расслоенный перидотит-габбро-норитовый плутон Кивакка (возраст 2444 ± 1 млн лет; U-Pb — циркон), мощность которого оценивается в 2000 м, представлен полным вертикальным разрезом: в соответствии с парагенезисами кумулятивных минералов выделены нижняя и верхняя краевые зоны, зоны оливинитов с гарцбургитами, бронзититов с подзоной ритмичного переслаивания бронзититов и норитов, зоной норитов, габбро-норитов и габбро-норитов с пижонитом (рис. 2, в). Последовательность зон в вертикальном разрезе массива Кивакка отражает смена кумулятивных минералов: $Ol \rightarrow Ol + Orx \rightarrow (-Ol) + Orx \rightarrow Orx + Pl \rightarrow Orx + Pl + Crx$.

Таким образом, порядок смены кумулятивных минеральных ассоциаций в вертикальных разрезах сравниваемых интрузивов за малым отличием (присутствие хромшпинели в кумулатах Мончегорского интрузива) имеет очевидное сходство. Сходство интрузивов подтверждается, кроме того, простым сопоставлением химического состава пород расслоенных серий, что предполагает и

сходство магм, сформировавших массивы (рис. 4). При этом известен состав магмы интрузии Кивакка, что дает основание для качественной оценки состава магмы Мончегорского интрузива. Для идентификации и сравнительной характеристики пород Мончегорского интрузива и интрузии Кивакка использовали кластерный анализ. Один из его вариантов [Ward, 1963] не только апробирован для классификации магматических пород, но и дополнен нормативным пересчетом химического состава пород, результаты которого приводятся в объемных процентах. Сущность этого метода сводится к следующему. Образованный кластер можно охарактеризовать его внутригрупповой суммой квадратов (ВСК) отклонений, которая равна сумме квадратов расстояний от точек кластера до их средней (для измерения расстояний используется евклидова метрика). П. Уорд, рассматривая ВСК в качестве целевой функции, на каждом шаге объединяет такие два кластера, которые приводят к минимальному увеличению целевой функции, таким образом, по методу П. Уорда объединяются два близко расположенных кластера.

Нами обработана выборка из 232 силикатных химических анализов, характеризующих все пространственные породы массивов. Эти же анализы использованы при построении сводных разрезов интрузивов и имеют привязку к их вертикальной координате. При этом сводный вертикальный разрез Мончегорского интрузива охарактеризован 70-ю химическими анализами (табл. 1, скв. 791, 1204, 1297) в предположении, что вскрытая

Таблица 2

Общие группы пород

| Минер. | Габбро-нориты | | | | Нориты | | | | Пироксениты | | | Гарцбургиты | | | Оливиниты |
|--------|---------------|------|------|------|--------|------|------|------|-------------|------|------|-------------|------|------|-----------|
| | 2+1* | 1+1 | 1+7 | 1+3 | 2+1 | 2+4 | 16+4 | 1+4 | 6+2 | 6+2 | 1+11 | 1+2 | 2+2 | 3+2 | 2+3 |
| Pl | 58,1 | 62 | 58,4 | 64,4 | 59,1 | 56,1 | 64 | 55,1 | 20,4 | 24,6 | 17,6 | 20,1 | 14,7 | 10,6 | 8,8 |
| Crx | 15,6 | 13,8 | 19,2 | 12,9 | 5,3 | 6,5 | 5,6 | 3,6 | 9,9 | 8 | 7 | 8,6 | 3,5 | 3,8 | 2,7 |
| Orx | 21,9 | 23,4 | 21,9 | 19,9 | 34,2 | 35,6 | 30 | 35,2 | 63,3 | 63,3 | 69,7 | 53,4 | 15,7 | 36,7 | 0 |
| Ol | 4,1 | 0,5 | 0,1 | 2,5 | 1,2 | 1,6 | 0,2 | 6 | 3,9 | 3,9 | 5,5 | 17,6 | 65,7 | 48,6 | 88,3 |
| F | 0,23 | 0,33 | 0,28 | 0,23 | 0,2 | 0,21 | 0,2 | 0,19 | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,18 | 0,16 | 0,15 | 0,16 |

Примечания. * Первая цифра — число анализов пород Мончегорского интрузива в группе, вторая цифра — число анализов пород интрузива Кивакка.

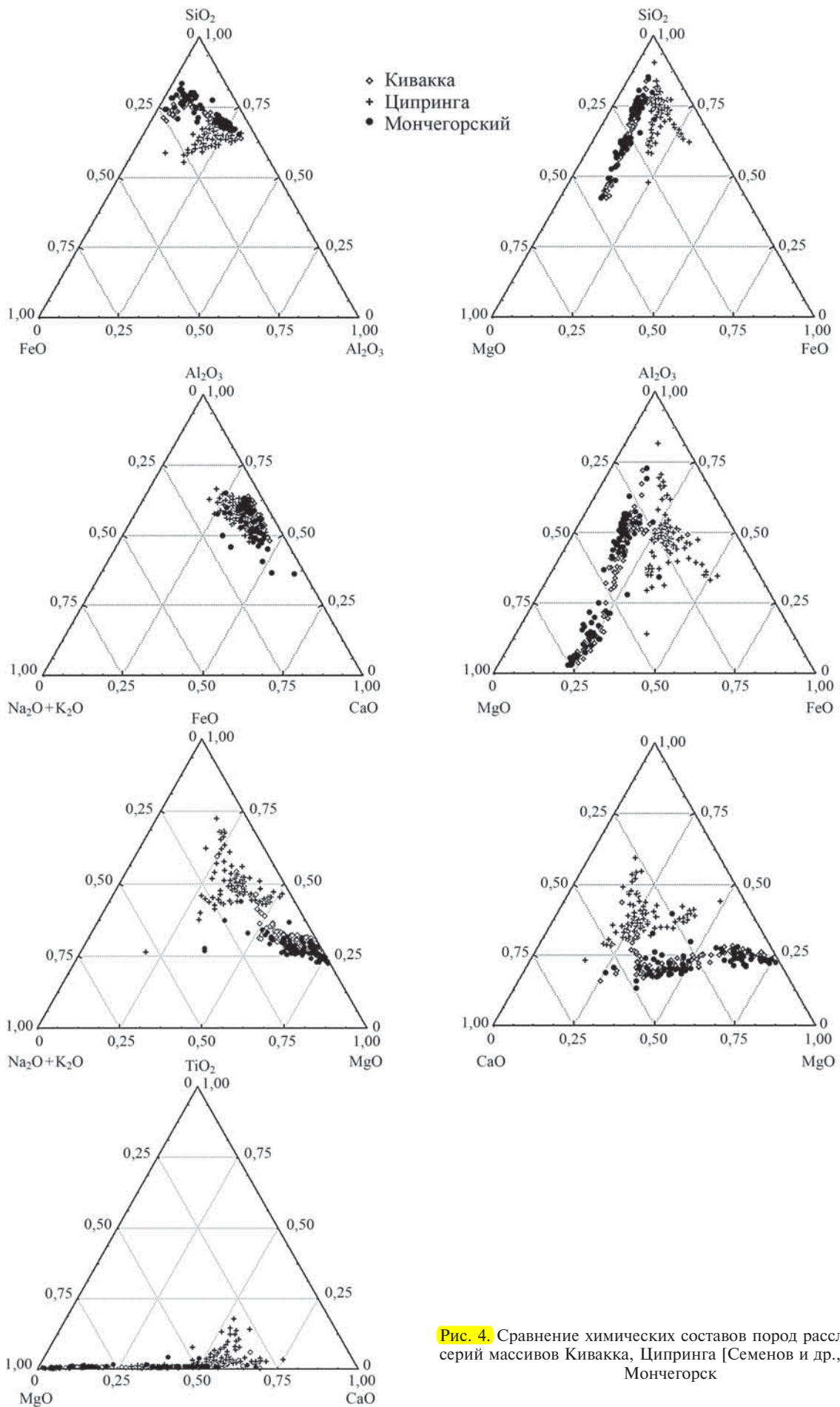


Рис. 4. Сравнение химических составов пород расслоенных серий массивов Кивакка, Ципринга [Семенов и др., 1995] и Мончегорск

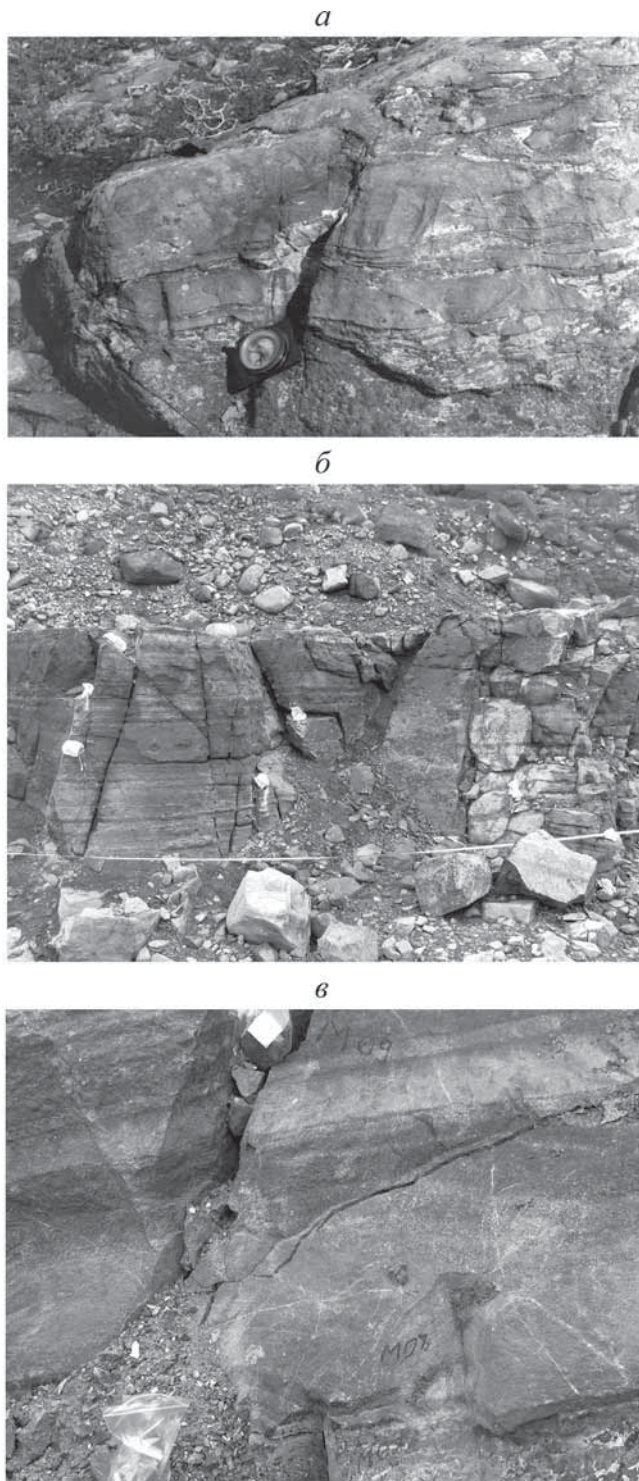


Рис. 5. Хромититы Мончегорского расслоенного массива (а), фрагмент обнажения пласта 330 (б), микрозернистые нориты критического горизонта (в)

скважинами толща представляет сводный геологический разрез сохранившейся части интрузива. Его мощность ~2800 м (рис. 2, а). Сводный вертикальный разрез интрузива Кивакка (рис. 2, в) охарактеризован 162-мя химическими анализами [Коптев-Дворников и др., 2001]. Кластерный анализ показал, что данные петрохимии, представленные в выборке, можно четко разделить на кластеры (петрохимические виды), отвечающие эмпирическим критериям, т.е. эти кластеры можно интерпретировать как соответствующие кумулаты. В результате выделен ряд групп пород (кластеров), в которые объединены оливиниты, гарцбургиты, пироксениты (бронзититы), нориты и габбро-нориты (табл. 2).

Полученные данные позволяют считать, что интрузии относятся к одному типу, назовем его киваккским, так как расслоенный массив Кивакка — классический расслоенный интрузив может быть отнесен к эталонным: он представлен полным геологическим разрезом, а последовательность формирования кумулятивных фаз минералов [Лавров, 1979; Коптев-Дворников и др., 2001; Бычкова, Коптев-Дворников, 2007] в процессе кристаллизации интрузива отвечает классическим представлениям и не нарушена дополнительными фазами внедрения, как, например, в массиве Луккулайсваара [Семенов и др., 2008].

Распределение петрогенных элементов и нормативных минералов в Мончегорском интрузиве наглядно иллюстрирует, что разрез интрузива, во всяком случае ряд его зон от нижней приконтактной до норитовой, опробован практически полностью. На основе данных табл. 1 рассчитан средневзвешенный состав этой части интрузива. Данные нормативного пересчета химических составов пород Мончегорского расслоенного массива интерпретированы как кумулаты (рис. 2, а).

Средневзвешенный химический состав интрузива Кивакка (табл. 3) интерпретируется как состав первичной магмы [Коптев-Дворников и др., 2001]. Уже отмечено, что схема последовательности кумулатов в вертикальном разрезе интрузива Кивакка (за некоторым исключением) однотипна с таковой мончегорской последовательности формирования кумулятивных ассоциаций минералов. Отметим некоторые отличия: а) в Мончегорском интрузиве ультраосновная зона представлена дунитами (рис. 2, б; кумулаты в разрезе г. Сопчи), ее можно

Таблица 3

Состав магмы интрузии КИВАККА и средневзвешенные составы НПЗ-НЗ интрузивов

| Интрузия | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
|--|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| Интрузия Кивакка, состав магмы по [Коптев-Дворников и др., 2012] | 49,82 | 0,23 | 12,53 | 8,83 | 0,16 | 18,24 | 8,41 | 1,52 | 0,23 | 0,02 |
| Интрузия Кивакка, состав НПЗ-НЗ, мощность 850 м | 47,99 | 0,15 | 8,28 | 9,98 | 0,16 | 27,50 | 5,19 | 0,58 | 0,14 | 0,02 |
| Мончегорский интрузив, НПЗ-НЗ, мощность 1900 м | 50,58 | 0,21 | 7,44 | 9,25 | 0,16 | 26,53 | 4,84 | 0,79 | 0,17 | 0,04 |

разделить на ряд подзон, в одной из которых обнаружены хромититы (рис. 5, а); б) зона бронзититов содержит линзы и пласты сульфидоносных и ЭПГ-содержащих оливинитов-гарцбургитов и пироксенитов (г. Сопча, рудный горизонт 330) мощностью 1—5 м (рис. 5, б), а на г. Нюд в зоне норитов закартированы породы так называемого Критического горизонта, представленного телами микрозернистых (рис. 5, в) пород (норитами и бронзититами), пироксенитами и норитами расслоенной серии. Микрозернистые тела, как правило, слагают донную часть депрессионных структур.

Формирование этих пород в Мончегорском интрузиве связывают с внедрением незначительных по объему новых порций магм. Это подтверждается и вариациями изотопных данных: рудный пласт 330, а также ряд пород критического горизонта характеризуются более высокими (до положительных) значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$, чем породы расслоенной серии (рудный пласт Сопчи — $\epsilon\text{Nd}(2500) = 0,30$; породы критического горизонта — $\epsilon\text{Nd}(2500) = 0,1 \div 0,6$). Однако, несмотря на эти различия, очевидно, что по составу исходные магмы интрузивов относятся к одному типу. Они характеризуются в первую очередь повышенным содержанием кремния и магния и пониженным — титана по сравнению с толеитовыми магмами. Эти наблюдения позволяют дать оценку доэрозийной мощности Мончегорского массива.

Для этого сравним средневзвешенные химические составы пород нижней приконтактной зоны (НПЗ) — зоны норитов (НЗ), представленных в Мончегорском интрузиве (рис. 1, 2, скв. № 791), и одноименных зон в интрузиве Кивакка с полными вертикальными разрезами. Полученные средневзвешенные составы различаются только по содержанию SiO_2 (табл. 3). На основе этих данных и с использованием сходства вертикальных разрезов интрузивов можно подойти к оценке мощности вертикального разреза Мончегорского интрузива в соответствии с предположением, что отношения мощности одноименных зон, выделенных по преобладающим кумулятивным ассоциациям минералов, имеют близкие значения. Так, наиболее полно представленные зоны в расслоенном массиве Мончегорск (М) и в интрузиве Кивакка (К) представлены пироксенитами (бронзититами) с подзоной переслаивания бронзититов и норитов в интрузиве Кивакка и имеют мощность ~700 и 400 м соответственно, а также зонами норитов с мощностью ~1200 и 650 м соответственно. Отношение значений мощности зон варьирует в пределах 0,57—0,54. Исходя из этих данных и зная мощность интрузии Кивакка (~2000 м), можно оценить мощность Мончегорского интрузива до эрозии, которая могла быть около 3700 м.

Состав расплава (модельные построения). *Геохимическая термометрия.* Другой путь определения состава первичной магмы, сформировавшей интрузив,

рассмотрен и опробован в работе [Николаев, Арискин, 2005]. Для оценки состава магмы Мончегорского расслоенного массива использовался предложенный этими авторами метод — проводились расчеты эволюции расплава при равновесной кристаллизации для ряда образцов из нижней краевой группы (важнейшее условие). Это возможно [Николаев, Арискин, 2005] в случае внедрения магмы в субликвидусном состоянии, где интрателлурический оливин находится в квазиравновесном состоянии с магматической жидкостью (исходным расплавом при тех же температуре и давлении). Таким образом, зная состав оливина и давление, можно оценить температуру магмы и подойти к оценке состава расплава, равновесного с оливином.

Для оценки давления, существовавшего в магматической камере, применялся метод геохимической термометрии [Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000]. Геохимическая термометрия базируется на предположении о равновесном распределении компонентов между кумулятивными кристаллами и интеркумулятивной жидкостью в кумулусе. Образцы для вычислений выбираются по принципу приуроченности к одним и тем же горизонтам или близости расположения в вертикальных разрезах, что дает основание предполагать для них общие температуру и состав интеркумулятивного расплава. При термодинамических расчетах по методу геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров, приближающихся к условиям существования расплавно-кристаллической смеси в магматической камере. Главные характеристики включают давление, окислительно-восстановительные условия и содержание воды в системе. Сравнительный анализ пары составов модельных расплавов при одних и тех же значениях температуры позволяет найти области сгущения и пересечения эволюционных линий. При этом среднее значение для температурного интервала пересечений линий эволюции состава жидкости рассматривается как наиболее вероятная температура исходной расплавно-кристаллической смеси, а равновесный состав минералов принимается в качестве первичного (исходного).

Реализацию геохимической термометрии проводят с помощью ЭВМ-модели COMAGMAT-3. Известно, что успешное применение геохимической термометрии связано с котектической природой исходных магм, особенно в тех случаях, когда магмы представляли собой смеси нескольких кристаллов и жидкости. Наиболее благоприятный результат получается, когда расчетные траектории эволюции остаточных расплавов образуют четкое пересечение, что дает возможность для надежной аппроксимации содержания главных компонентов в исходном расплаве с погрешностью 0,5—1,0 масс.%. Неопределенность оценки температуры магмы составляет при этом 5—10 °С.

Образцы для вычислений выбирали по принципу близости расположения в вертикальных разрезах. Таких образцов пород (табл. 1) оказалось две пары из скв. 1204 (г. Нюд). С их помощью было оценено давление, при котором формировались породы в этой части вертикального разреза интрузива. Испытывались разные условия давления, начиная от повышенного (10 кбар). Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, принимали за удовлетворительные, результаты представлены на рис. 6 (пары проб обр. 1204-326-337 и 1204-28-34). Последняя пара проб находится выше норитовой зоны на 300 м. Наиболее удовлетворительные результаты получены при $P=6,5-5,5$ кбар. Однако гидравлическое давление в нижней краевой группе должно быть несколько выше, чем оцененное. Но, как отмечено в работе [Николаев, Арискин, 2005], эта погрешность не сказывается на результатах моделирования (геохимической термометрии). Отметим, что для пироксенитов г. Ниттис определено давление в 7 кбар [Чашин, 1999].

Состав интрателлурического оливина. Для оценки исходного состава расплава, кроме значения давления, надо выяснить состав интрателлурического оливина, что необходимо для оценки температуры и состава исходного расплава, равновесного с этим оливином. Состав оливина из пород ультраосновной зоны по оценкам ряда авторов варьирует в пределах 94–84 мол.% Fo [Шарков, 1980; Дистлер и др., 1988; Докучаева, 1990; Смолькин и др., 2004], причем в дунитах Сопчи в пределах 90–94 мол.% Fo, в перидотитах 88–92 мол.% Fo (форстерита).

Мы предполагаем, что фазовый состав внедрившейся магмы состоял из родоначального расплава и интрателлурических кристаллов Ol. Опыт изучения интрузива Кивакка и расслоенного Бураковско-Аганозерского массива [Николаев, Арискин, 2005] показал, что часть зон ультраосновных пород (оливинитов, дунитов) сформирована за счет интрателлурического оливина. В Мончегорском интрузиве кристаллизация ромбического пироксена (формируется после оливина) по данным расчетов фиксируется при составах оливина, содержащего ~90 мол.% Fo. Поэтому, как отмечают

[Николаев, Арискин, 2005], температура расплава, отвечающая началу формирования, в нашем случае Орх, отвечает началу кристаллизации магмы в магматической камере.

Мы оценили состав оливина, равновесного с «первичным» расплавом, используя данные химического состава пород нижней краевой зоны (скв. 791, г. Сопча, табл. 4), в предположении, что оливин этого состава имел интрателлурическое происхождение. Оценка состава оливина проводилась графическим методом. Этот метод предложен в работе [Николаев, Арискин, 2005] и позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии, соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Один из компонентов — исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другой — оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99 мол.% сложен MgO, FeO и SiO₂, поэтому на графиках содержания этих компонентов составы оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магнезиального члена (Fo) к железистому фаялиту (Fa). Очевидно, что тренд смешения и линия оливина должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу Ol — одному из краевых компонентов. Пересечение, полученное с использованием 6 образцов (рис. 7), указывает на то, что вероятный состав оливина содержит около 85 мол.% Fo.

Из приведенных литературных данных следует, что интрателлурической оливин мог иметь более магнезиальный состав (не менее 90 мол.% Fo). Однако формирование оливина с высоким содержанием форстеритовой молекулы (≥ 90 мол.% Fo) может быть связано с обменной реакцией типа $MgCr_2O_4 + Fe_2SiO_4 \rightarrow FeCr_2O_4 + Mg_2SiO_4$ между сосуществующими оливином и хромитом [Irvine, 1965]. Оливин в дуните, содержащем небольшое количество хромита, может испытывать незначительные изменения, а хромит может обогащаться Fe. В Мончегорском интрузиве формирование высокомагнезиального оливина (до 94–95 мол.% форстерита) может быть связано [Смолькин, 2004] с массовой кристаллизацией хромита, которая привела к формированию высокомагнезиального

Таблица 4

Химический состав пород интрузива из зоны контакта с вмещающими породами-НПЗ (скв. 791)

| № обр. | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | Fe ₂ O ₃ | Сумма |
|--------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------------------------------|--------|
| 1147 | 54,22 | 0,56 | 16,06 | 6,46 | 0,11 | 7,11 | 7,26 | 3,50 | 1,04 | 0,18 | 1,63 | 7,66 | 99,96 |
| 1135 | 50,8 | 0,4 | 10,25 | 9,34 | 0,18 | 16,44 | 8,33 | 1,30 | 0,2 | 0,04 | 0,67 | 11,51 | 100,21 |
| 1126 | 45,95 | 0,34 | 4,61 | 9,45 | 0,18 | 30,04 | 3,60 | 0,44 | 0,17 | 0,04 | 1,17 | 13,46 | 100,55 |
| 1123 | 50,16 | 0,4 | 8,39 | 9,70 | 0,16 | 20,91 | 6,35 | 1,10 | 0,22 | 0,04 | 1,12 | 11,30 | 100,31 |
| 1100 | 42,7 | 0,32 | 4,96 | 11,49 | 0,16 | 32,68 | 3,63 | 0,16 | 0,16 | 0,05 | 1,08 | 14,20 | 100,48 |
| 895 | 45,62 | 0,20 | 1,56 | 10,29 | 0,16 | 36,13 | 1,87 | 0,3 | 0,12 | 0,04 | 0,84 | 12,60 | 99,4 |

Примечания. Выделен шрифтом химический анализ породы, где выявленная последовательность кристаллизации Ol → Орх → Срх → Pl может служить одним из свидетельств, что эта порода могла отвечать первичной расплавно-кристаллической смеси.

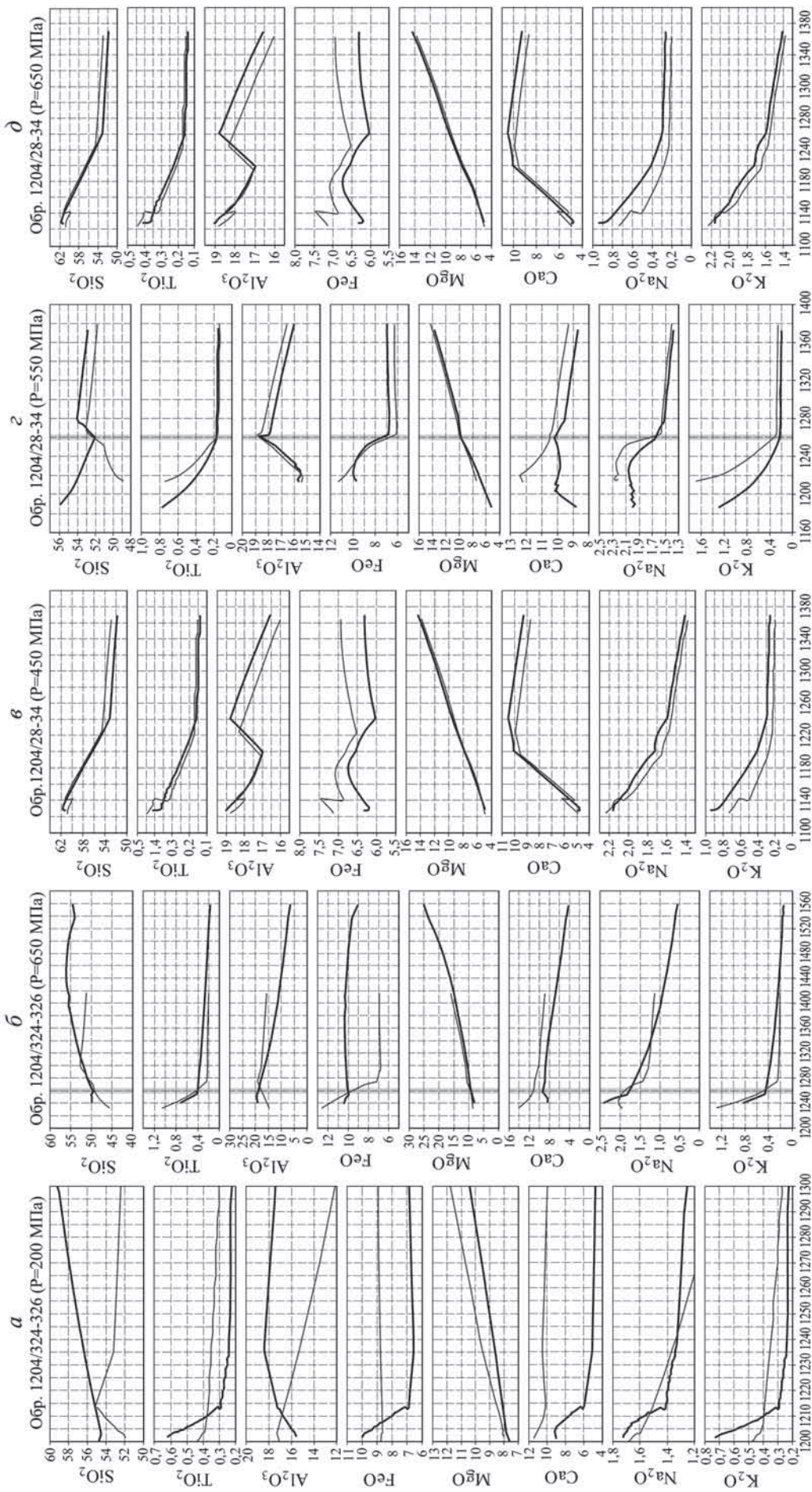


Рис. 6. Данные геохимической термометрии (а — д), моделирование: обр. 1204-326-337, NNO — буфер: а — P=6,5 кбар, T=1260 °C; б — P=2,0 кбар. Моделирование: обр. 1204-28-34, NNO — буфер: в — P=4,5 кбар; г — P=5,5 кбар, T=1260 °C; д — P=6,5 кбар

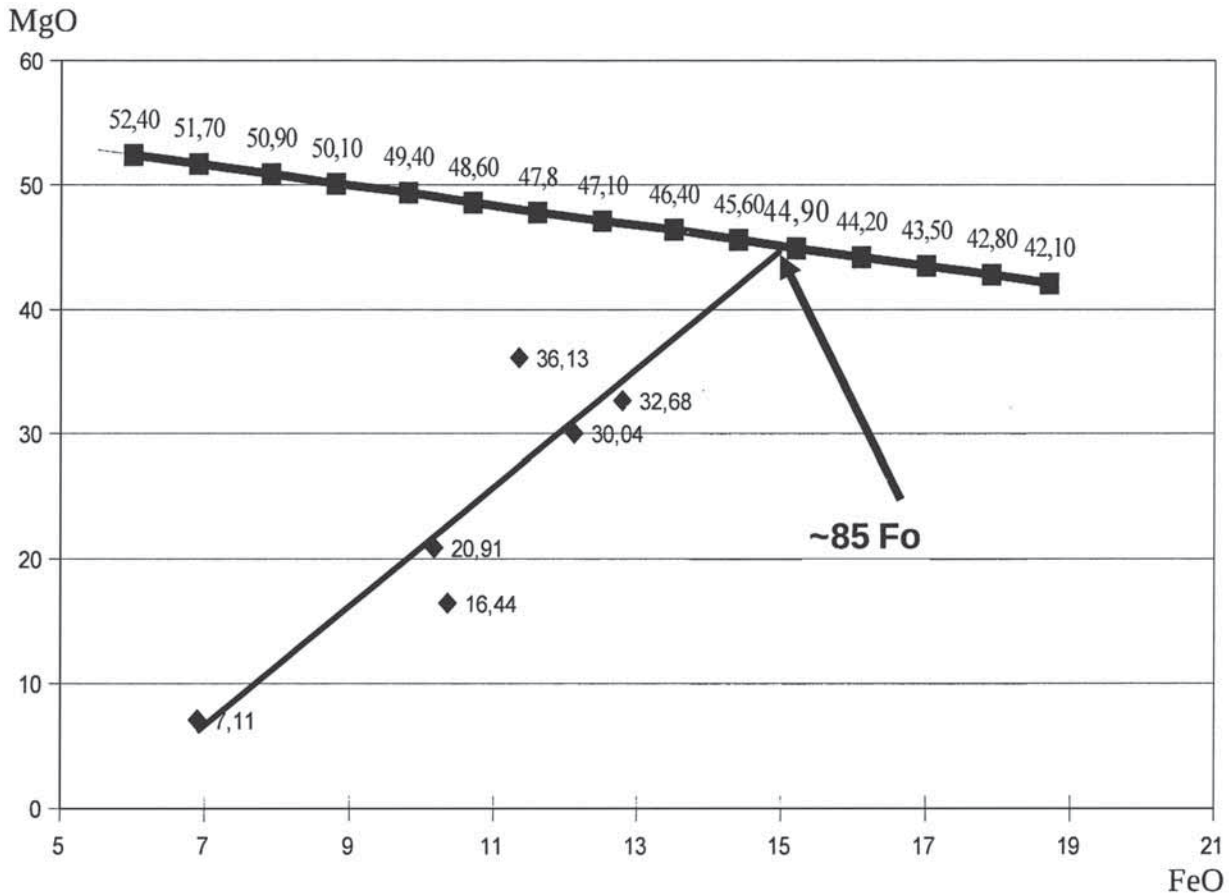


Рис. 7. График в координатах MgO–FeO для определения состава интрателлурического оливина в предположении, что НПЗ (нижняя приконтактная зона) представляет собой смесь в разных пропорциях исходного расплава и оливина. Ромбы — составы пород НПЗ от контакта до подошвы зоны дунитов. Тренд этих смесей пересекает линию эволюции составов оливина

оливина. Это возможно из-за большого сродства железа с хромом согласно приведенной реакции. В свою очередь в работе [Шарков, Чистяков, 2014] отмечено, что в оливиново-хромитовых кумулатах хромит с краев полностью преобразован в хром-магнетит. Отмечено, что содержание форстеритовой молекулы в оливинах из Сопчеозерского месторождения хромитов достигает 95–96%. Из приведенных данных следует, что высокомагнезиальный оливин кристаллизовался совместно с хромитом и не мог отвечать составу интрателлурического оливина.

Состав расплава. Моделирование равновесной кристаллизации для выбранных составов (табл. 4) проводилось в безводных условиях ($P=5,5\div 6,5$ кбар) при разных условиях буферного равновесия по мере последовательного увеличения кристаллизованности расплава с шагом 1 мол.% (табл. 5).

Расчеты прекращались при содержании 85–90% кристаллов (15–10% интеркумулусной жидкости). Для серии рассмотренных образцов пород установлено, что все исследуемые составы имеют сходную последовательность кристаллизации: ОI → Орх → РI → СРх. Одновременное появление РI и СРх отмечено в обр. 791-1135 (проба отобрана в нескольких метрах от зоны закалки, в так называемом

пограничном слое), при этом оливин исчезает и появляется при более низкой температуре.

Образцы 791/1123 и 791/1126 исследованы при давлении 5,5 и 6,5 кбар соответственно. Сразу отметим, что при равновесной кристаллизации породы (обр. 791/1126) первым минералом на ликвидусе появляется Орх при $T\sim 1594\div 1578$ °С, что противоречит выявленной последовательности формирования кумулатов. Исследование обр. 791/1123 с учетом давления, равного 5,5 кбар (табл. 5), показало, что кристаллизация Орх (кристаллизуется вторым после оливина) началась при $T\sim 1355$ °С. Состав оливина отвечал ОI с 88 мол.% Fo. Состав равновесного этому оливиному расплава характеризовался повышенным содержанием SiO₂ (до 55 масс.%). При моделировании с давлением 6,5 кбар появление Орх связывают с температурой 1388 °С. Состав оливина отвечал 89 мол.% Fo. Состав расплава также характеризовался высоким содержанием SiO₂ (до 55 масс.%, табл. 5). Моделирование в условиях буфера NNO показало несущественные вариации полученного состава расплава по сравнению с составами, полученными в других условиях (табл. 5).

Таким образом, температура исходной магмы могла соответствовать 1355–1388 °С, а состав интрателлурического оливина в ней отвечал ОI

Таблица 5

Возможные составы расплавов главного внедрения Мончегорской интрузии

| Температура расплавов, T , °C | Химический состав | | | | | | | | |
|--|-------------------|------------------|--------------------------------|-------|-------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|
| | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ |
| Образец 791/1123, 550 МПа, равновесный с расплавом оливин 88,27Fo ($\lg f_{O_2} = -8,68$) | | | | | | | | | |
| 1354,9 | 55,87 | 0,55 | 11,64 | 9,70 | 12,25 | 8,81 | 1,53 | 0,31 | 0,06 |
| Образец 791/1123, 650 МПа, равновесный с расплавом оливин 89,07Fo ($\lg f_{O_2} = -8,45$) | | | | | | | | | |
| 1388,0 | 54,61 | 0,53 | 11,11 | 9,96 | 13,58 | 8,41 | 1,46 | 0,29 | 0,06 |
| Образец 791/1123, 650 МПа, равновесный с расплавом оливин 90,06 Fo (буфер NNO) | | | | | | | | | |
| 1395,3 | 54,24 | 0,52 | 10,85 | 10,22 | 14,19 | 8,21 | 1,42 | 0,28 | 0,05 |
| Возможный состав расплава, при 650 МПа, равновесного с расплавом ОI 91,92Fo; кол-во тв. фазы (оливин, $\lg f_{O_2} = -8,07$) — 5,0% (Кивакка) | | | | | | | | | |
| 1435,2 | 50,28 | 0,24 | 13,19 | 9,04 | 16,53 | 8,85 | 1,60 | 0,24 | 0,02 |
| Образец 791/1135; краевая группа (пограничный слой), Мончегорск | | | | | | | | | |
| - | 50,8 | 0,4 | 10,25 | 9,52 | 16,44 | 8,33 | 1,30 | 0,20 | 0,04 |

88–90 мол.% Fo, если давление в магматической камере было ~5,5–6,5 кбар на момент внедрения — формирования магматической камеры и начала кристаллизации. При составе оливина ~85 мол.% Fo параметры кристаллизации магмы, получены только для обр. 791-1135 при $P=5,0$ кбар и $T=1320$ °C.

Оценка состава «первичного расплава» также выполнена М. Богиной [Богина и др., 2017]. Для этого использовали состав оливина (#Mg=88) из адкумюлата и коэффициент распределения оливин—расплав. Найдены значения содержания MgO (10,26 масс.%) и FeO (8,44 масс.%). Эти вычисления показали, что первичный расплав изученных пород расслоенной серии соответствовал высокомагнезиальному базальту.

Мы получили составы расплавов, равновесные с интрателлурическим оливином, используя состав породы из краевой группы. При этом содержание форстеритовой молекулы в использованных оливинах (давление 5,5–6,0 кбар) несколько отличалось от оцененного графическим методом состава и могло достигать 90 мол.% Fo. Возможное занижение содержания форстеритовой молекулы при графической оценке состава оливина может быть связано с малым количеством проанализированных образцов из краевой группы пород (т. е. с представительностью выборки).

Отмечено, что магма, сформировавшая Мончегорский интрузив, близка по составу киваккской магме (рис. 2). Очень важное свидетельство сходства магм, конечно, — последовательность формирования кумулятивных фаз. Кроме того, показано, что химический состав обр. 791/1135, отобранного из краевой группы пород — пограничного слоя Мончегорского интрузива, может отвечать составу первичного расплава. Существование такого слоя закаленной жидкой фракции магмы (лишенной взвешенных интрателлурических фаз) достоверно установлено для Довырнского интрузива,

где этот слой мощностью до 1 м прослеживается вдоль нижнего эндоконтакта на протяжении нескольких километров. Вероятная причина сепарации взвешенных интрателлурических фаз заключается в гидродинамических эффектах при течении внедряющейся суспензии вдоль контакта. Мы, основываясь на этих предположениях, оценили содержание интрателлурического оливина и его состав, равновесный с возможной жидкой фракцией материнской магмы (обр. 791/1135), используя в качестве валового состава этой магмы средневзвешенный состав Киваккского интрузива (табл. 5). В процессе моделирования равновесной кристаллизации исходной магмы Киваккского интрузива при температуре около 1435 °C и давлении 6,5 кбар был получен химический состав расплава, близкий к составу обр. 791/1135. Интрателлурический оливин при этом содержал ~92 мол.% Fo, а его концентрация в магме при заданных условиях достигала 5%.

Выводы. 1. Строение Мончегорского интрузива, мощность которого могла достигать 3700 м, определялось внедрением высококремнистой, высокомагнезиальной и низкотитанистой магмы, близкой по составу магме, сформировавшей Киваккский интрузив, что подтверждается сходством сохранившейся части разреза Мончегорского интрузива с разрезом интрузива Кивакка (имеется в виду последовательность формирования кумулятивных фаз, химический состав пород). Петрохимические особенности, а также кристаллизация ортопироксена вслед за оливином (а не плагиоклаза или авгита) позволяют отнести эту магму к бонинит-марианитовой серии.

2. Состав магмы, рассчитанный с учетом оцененной мощности 3700 м, естественно, близок таковому массива Кивакка при условии сохранения отношения значений мощности сходных зон интрузивов.

3. Состав расплава, полученный в процессе моделирования равновесной кристаллизации с использованием породы из краевой группы (обр. 791/1123) при давлении 6,5 кбар, должен был содержать ~55 масс.% SiO₂, ~0,50 масс.% TiO₂, ~14 масс.% MgO (табл. 5). Температура исходной магмы при этом могла составлять 1390 °С. При давлении ниже 6,5 кбар в процессе моделирования отмечался рост содержания кремнезема в расплаве. При моделировании равновесной кристаллизации с использованием состава магмы интрузива Кивакка и при температуре ~1435 °С и давлении 6,5 кбар получен расплав, близкий составу обр. 791/1135 — породе из пограничного слоя. Интрателлурический

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.

Богина М.М., Чистяков А.В., Шарков Е.В. и др. Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон: новые минералого-геохимические и изотопно-геохимические данные по ультрамафитовой части расслоенной серии // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Мат-лы V Междунар. конф. (Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г.). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского госуниверситета, 2017. С. 170–173.

Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В. Типы родоначальных магм базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов Фенноскандии как классификационный признак // Мат-лы конф. «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии». Петрозаводск, 1999. С. 20–21.

Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Робонен В.Г. и др. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 329 с.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного рудообразования. М.: Наука, 1988.

Докучаева В.С., Полежаева Л.И. Хромшпинелиды расслоенных интрузивов Мончегорского района (Кольский п-ов) // Новое в минералогии Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1990. С. 5–24.

Елисеев Э.Н. Вкрапленное сульфидное оруденение рудного пласта Сопчи // Ультраосновные и ультраосновные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л.: Наука, 1953. С. 112–143.

Козлов Е.К. Естественные ряды никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в разрезе Киваккского интрузива // Петрология. 2001. № 6. С. 31–52.

Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-пироксенит-гббро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л., 1979. 136 с.

Николаев Г.С., Арискин А.А. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив заонежья. II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. 2005. № 7. С. 712–732.

Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологи-

оливин при этом содержит ~92 мол.% Fo, а его концентрация в магме при заданных условиях могла достигать 5%.

5. В Мончегорском интрузиве интрателлурический оливин, равновесный расплаву главного этапа внедрения, отвечал минералу с содержанием молекулы форстерита >85 мол.% и мог варьировать в пределах 88–92 мол.% Fo.

Благодарности. Авторы благодарят Г.П. Плещач (ИГГД РАН) за помощь в подготовке статьи к печати.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-00361).

ческое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3, № 6. С. 645–668.

Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение: В 2 ч. / Под ред. Ф.П. Митрофанова, В.Ф. Смолькина. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. 344 с.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика кристаллизации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 184 с.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Геолого-петрологические аспекты ЭПГ-Cu-Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит-ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56, № 3. С. 171–194.

Чащин В.В. Пироксены Мончетундровского перидотит-пироксенит-лейкогаббрового и Волчтундровского габбро-анортозитового массивов // Зап. ВМО. 1999. № 3. С. 101–111.

Чащин В.В., Митрофанов Ф.П. Палеопротерозойская имандраварзугская рифтогенная структура (Кольский полуостров): интрузивный магматизм и минерогения // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Вып. 5, № 1. С. 231–256.

Чащин В.В., Баянова Т.Б., Серов П.А. Малосульфидные платинометалльные руды палеопротерозойского Мончегорского плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): Геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности и рудно-магматических систем // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58, № 1. С. 41–63.

Amelin Yu.V., Semenov, V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions of the Baltic Shield: constraints on the origin of early Proterozoic and “boninitic” magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 124. P. 255–272.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory // Canad. J. Earth Sci. 1965. Vol. 2, N 6. P. 648–672

Ward J.H.Jr. Hierarchical grouping to optimize an objective function. // J. Amer. Statist. Assoc. 1963. Vol. 58, N 301. P.236–244.

Поступила в редакцию 00.00.2020

Поступила с доработки 00.00.2020

Принята к публикации 00.00.2020