

УДК 553.212, 552.111

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ МОНЧЕГОРСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО УЗЛА

© 2022 г. В. С. Семенов^а, *, О. В. Казанов^б, **, С. И. Корнеев^с, ***,
Е. Б. Сальникова^а, С. В. Семенов^а

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия, Санкт-Петербург, Россия

^бИнститут минерального сырья им. Н.М. Федоровского, Москва, Россия

^сСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: svsl949@yandex.ru

**e-mail: okazanov@gmail.com

***e-mail: s.korneev@spbu.ru

Поступила в редакцию 28.10.2021 г.

После доработки 16.11.2021 г.

Принята к публикации 28.12.2021 г.

Рассматриваются результаты проведенных геохронологических исследований и петрологического моделирования условий формирования Мончегорского и Мончетундровского расслоенных массивов. Изотопное U-Pb ID-TIMS датирование циркона из норитов краевой зоны горы Ниттис дало результат 2506 ± 7 млн лет, совпадающий с данными предшествующих исследований аналогичных пород на других участках. На основе сравнения разрезов Мончегорского массива и массива Кивакка сделана оценка доэрозийной мощности первого, составляющая 3700 м. Расчеты с использованием пород краевой зоны интрузива Мончегорск при 6.5–5.5 кбар показали, что расплав, равновесный с *Ol*, содержал (мас. %): $\text{SiO}_2 \leq 55$, $\text{TiO}_2 \leq 0.50$, $\text{MgO} \leq 14$. Температура исходной магмы при этом могла быть равна 1390 °C. При давлении ниже 6.5 кбар в полученном расплаве отмечается увеличение содержания кремнезема. Состав интрателлурического оливина мог варьировать в пределах 88–92 мол. % *Fo*. Количество интрателлурического оливина в расплаве в зависимости от давления могло составлять от 11 до 24 об. %. Магмы, сформировавшие интрузию Мончегорск, и магмы, сформировавшие расслоенную серию интрузива Мончетундра (скв. 742), имеют разные источники.

Ключевые слова: Мончегорский и Мончетундровский расслоенные массивы, кумулаты, изотопный возраст, микрозернистые породы, расплав, магма

DOI: 10.31857/S0869590322030074

ВВЕДЕНИЕ

Продолжающееся изучение строения, состава и хронологии формирования Мончегорского магматического узла ставит перед исследователями новые задачи, связанные с определением источников их вещества, активностью и условиями кристаллизации магм.

Составляющие узел Мончегорский и Мончетундровский расслоенные массивы сформировались в результате активной интрузивной деятельности за короткий промежуток времени. С массивами связаны месторождения элементов платиновой группы. Обращают на себя внимание особенности строения и формирования Мончегорского массива. Интрузив состоит из двух ветвей: субмеридиональной, включающей горы Ниттис, Кумужья и Травяная, и субширотной, включающей горы Сопчауйвенч, Нюдауйвенч и Поазуайвенч, а также предгорье горы Вурэчуайвенч. Породы расслоен-

ной серии, слагающие субмеридиональную ветвь, отличаются от пород субширотной ветви более высокой железистостью. Ранее К. Козлов (Козлов, 1973) пришел к выводу, что “массивы Н-К-Т и Сопча, будучи в общих чертах очень схожими по строению, отличаются в деталях, что связано с условиями кристаллизации исходного расплава. В субмеридиональной ветви плутона (массивы Н-К-Т) магматическая полость была заполнена до начала кристаллизации, а в субширотной ветви (массивы Сопча и Нюд–Поаз) – во время кристаллизации, т.е. заполнение субмеридиональной полости произошло несколько раньше, чем субширотной”.

В статье представлены новые результаты геохронологических исследований и петрологического моделирования, рассмотренные в контексте черт сходства и различия Мончегорского и Мончетундровского расслоенных массивов.

МОНЧЕГОРСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ УЗЕЛ

Мончегорский расслоенный интрузив (рис. 1). Детальное описание строения интрузива можно найти во многих работах (Козлов, 1973; Шарков, 1980; Магматические ..., 1985; Горбунов и др., 1985; Расслоенные интрузии ..., 2004; Шарков, Чистяков, 2014 и др.). Мончегорский расслоенный массив занимает площадь около 65 км². Строение интрузива осложнено серией сбросов/сдвигов, разбивших его на крупные тектонические блоки, смещенные относительно друг друга. Мончегорский интрузив, состоит из двух ветвей. Субмеридиональная ветвь длиной 7 км включает горы Ниттис, Кумужья и Травяная (далее НКТ). Субширотная ветвь длиной 9 км, включает горы Сопча-Нюд-Поаз) и предгорье горы Вурэчуайвенч. Каждая из ветвей 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 падении расслоенности (10°–15°). В современном геологическом срезе мощность интрузива не превышает 2.8 км. В сводном разрезе Мончегорского интрузива последовательность зон в расслоенной серии отражается в смене кумулятивных минералов: $Ol + Crt \rightarrow Ol + Opx + (-Crt) \rightarrow (-Ol) + Opx \rightarrow Ol + Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Cpx$ (знак минус означает, что минерал исчезает из кумулятивной ассоциации).

Субширотная ветвь Мончегорского интрузива использовалась авторами для реконструкции его вертикального строения, так как здесь представлен наиболее полный разрез пород расслоенной серии (рис. 2, табл. 1) Данные базируются на петрохимии, предоставленной Центральной Кольской экспедицией (скв. 791 – гора Сопча, скв. 1204 – гора Нюд, скв. 1297 – гора Вурэчуайвенч). Петрохимические типы пород в колонке вдоль вертикального разреза Мончегорского интрузива интерпретированы как кумулаты (рис. 2а).

Ранее в работе (Семенов и др., 1995) при сопоставлении петрохимических и структурно-петрографических видов пород было показано, что, если нормативное содержание пироксена (*Opx* или *Cpx*) в породе с кумулятивной структурой превышает 10 об. %, а плагиоклаза 20 об. %, то эти минералы имеют, как правило, кумулятивную природу, если меньше, то интеркумулятивную. Для того чтобы отчетливее проявить закономерности распределения кумулятивных минералов была проведена серия сглаживаний первичных распределений методом скользящего окна. Оптимальными оказались результаты десятикратного трехточечного сглаживания (рис. 2б). В разрезе интрузива выделяются:

1 – нижняя приконтактная зона (краевая зона), представленная габбро-норитами, норитами, перидотитами. Мощность ~50 м;

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

3 – зона бронзититов с рудным горизонтом (гора Сопча) и прослоями перидотитов и меланократовых норитов. Мощность ~700 м;

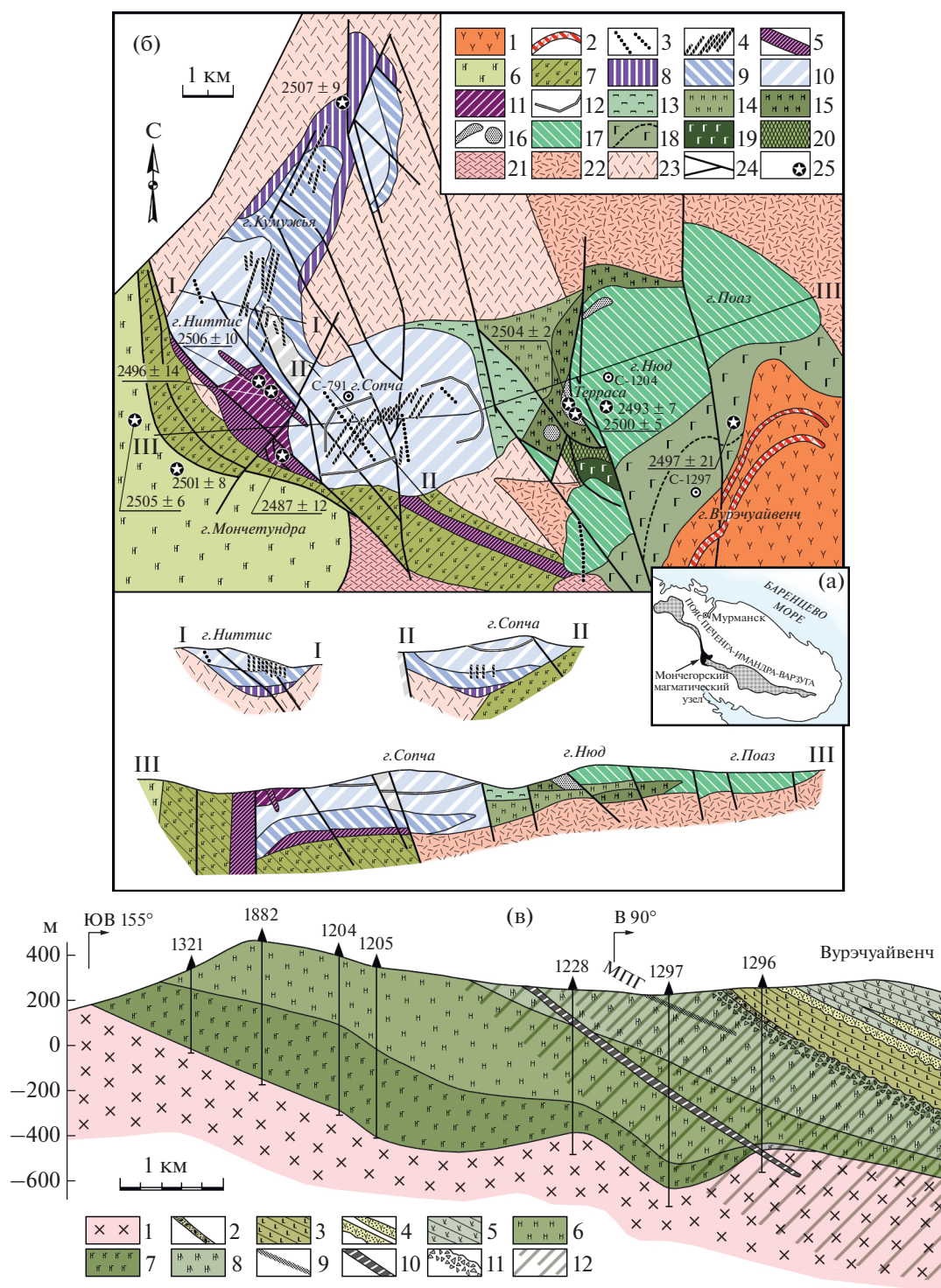
4 – зона норитов с образованиями “критического горизонта” и отдельными слоями габбро-норитов, анортозитов. Мощность >1400 м. Зона норитов может быть подразделена на ряд подзон.

В разрезе горы Сопча, сложенной пироксенитами, картируется месторождение Пласт “330” (далее горизонт “330”), представляющее собой рудный горизонт. Причем, на западном склоне горы для горизонта “330” установлено выдержанное залегание, а на восточном и юго-восточном склонах он представлен в форме удлиненных линз (Расслоенные интрузии ..., 2004). В пределах изученного вертикального разреза через горизонт “330”, который представлен слоями оливиновых и оливинсодержащих пород (рис. 3), выделяются:

1 – интервал однородных дунитов мощностью 40 см;

Рис. 1. Схема геологического строения Мончегорского интрузива и зоны его сочленения с массивом Мончетундра, по (Смолякин и др., 2004).

(а) Положение интрузивов в Печенга-Имандра-Варзугском поясе. (б) Строение Мончегорского интрузива и схематический геологический разрез через гору Вурэчуайвенч: 1, 2 – метавулканы (1), кварциты и сланцы (2) кукшинской и сейдореченской свит Имандра-Варзугской зоны; 3 – дайки метадолеритов, лампрофиров; 4 – сульфидные жилы НКТ и массив Сопча; 5 – дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов; 6 – габбро-нориты, анортозиты Мончетундровского плутона; 7 – blastokataklazиты 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 – горизонт “330” горы Сопча; 13 – плагиопироксениты; 14 – меланонориты; 15 – оливиновые нориты, гарцбургиты; 16 – породы “критического горизонта” горы Нюд; 17 – нориты; 18 – метагаббро-нориты, габбро и анортозиты предгорья горы Вурэчуайвенч; 19 – амфиболизированное габбро; 20 – диориты 10-й аномалии; 21–23 – вулканы кислого состава горы Арваренч; 24 – разрывные нарушения; 25 – места отбора проб на изотопные исследования. 791, 1204, 1297 – скважины; I, II, III – геологические разрезы. (в) Схематический геологический разрез через массивы Нюд и Вурэчуайвенч: 1 – диориты архейского комплекса, 2 – базальные конгломераты и 3 – метабазальты кукшинской свиты, 4 – туфогенно-осадочные породы и 5 – метаандезитобазальты сейдореченской свиты, 6 – меланориты, 7 – нориты с прослоями габбро-норитов, 8 – габбро-нориты с прослоями анортозитов, 9 – платиноносный горизонт с линзами и шширами анортозитов, 10 – дайка меланократового микрогаббро, 11 – кора выветривания по габброидам, 12 – зона метаморфических преобразований габброидов.



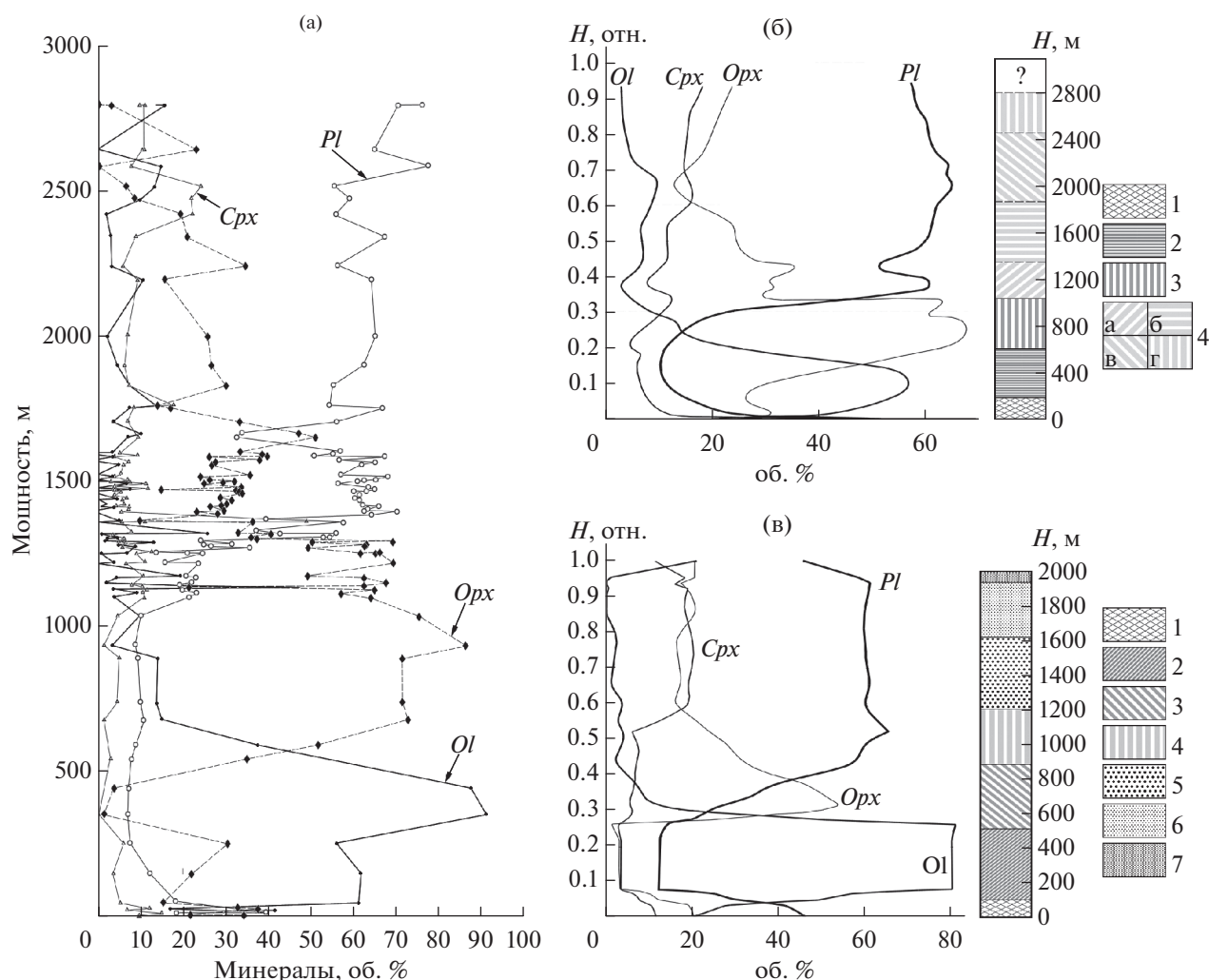


Рис. 2. Строение вертикального разреза и кумулятивная стратиграфия интрузий Мончегорск и Кивакка (использованы данные нормативного состава пород вдоль вертикальных разрезов интрузий): (а) — без сглаживания, (б) — сглаженный; (в) — нормативный состав пород вдоль вертикального разреза интрузива Кивакка, сглаженный. Использованы данные химических анализов пород расслоенных серий интрузивов (содержание минералов — в об. %). (б) Обобщенная схема вертикального строения Мончегорского интрузива: 1 — нижняя краевая зона, 2 — дуниты и гарцбургиты, 3 — бронзититы, 4 — мезо-меланократовые нориты (а — мезомеланократовые нориты, б — мезолейкократовые нориты, в — переслаивание габбро-норитов и лейкократовых норитов, г — переслаивание анортозитов и лейкократовых норитов). (в) Обобщенная схема вертикального строения расслоенного массива Кивакка, по (Коптев-Дворников и др., 2001): 1 — нижняя приконтактная зона, 2 — зона дунитов, 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 габбро-норитов с пижонитом, 7 — верхняя краевая зона.

2 — интервал тонкорасслоенных полосчатых перидотитов мощностью 1.7 м;

3 — интервал оливинсодержащих ортопироксенитов мощностью 1.7 м.

Нижняя граница горизонта “330” с вмещающими породами резкая, неровная, дуниты внизу границы выполняют заливообразные неровности и карманы в подстилающих оливинсодержащих бронзититах. Элементы залегания полосчатости пород совпадают с генеральной ориентировкой его подошвы. В породах, ниже горизонта “330”, наблюдаются шлировидные обособления и угло-

ватые обломки пироксенитов. Состав оливина в породах горизонта “330” варьирует в пределах 83–86 мол. % *For*. Для пород горизонта “330”, кроме хромшпинели и магнетита, характерна халькопирит-пентландитовая ассоциация сульфидов с минералами платиновой группы: мончеитом, никелистым котульскитом, гесситом, палластым мелонитом, плюмбопалладинитом (Расслоенные интрузии ..., 2004). К зоне перехода от оливинных пород к безоливиновым приурочен так называемый “критический горизонт” массива Нюд (рис. 4, Южная терраса). Здесь тела (линзы) мик-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) пород интрузива Мончегорск (субширотная ветвь)

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Fe ₂ O ₃
791-1147.	54.22	0.56	16.06	0.01	0.11	7.11	7.26	3.5	1.06	0.18	1.63	7.67
791-1135.	50.80	0.40	10.25	0.01	0.18	16.44	8.33	1.3	0.20	0.04	0.67	11.51
791-1126.	45.95	0.34	4.61	0.01	0.18	30.04	3.60	0.44	0.17	0.04	1.17	11.44
791-1123.	50.16	0.40	8.39	0.01	0.16	20.91	6.35	1.1	0.22	0.04	1.12	11.30
791-1100.	42.70	0.32	4.96	0.01	0.16	32.68	3.63	0.16	0.16	0.05	1.08	14.21
791-1000.	44.10	0.25	3.09	0.01	0.17	35.73	2.21	0.28	0.10	0.04	1.36	13.20
791-895.0	45.62	0.20	1.56	0.01	0.16	36.13	1.87	0.3	0.12	0.04	0.84	12.61
791-795.2	40.21	0.24	1.64	0.01	0.18	42.58	0.63	0.2	0.06	0.02	0.01	13.81
791-705.0	41.08	0.12	1.65	0.01	0.16	41.72	1.02	0.2	0.10	0.10	0.02	14.30
791-600.0	46.52	0.13	1.90	0.01	0.17	37.05	1.47	0.18	0.10	0.04	0.23	12.51
791-550.0	49.62	0.18	2.26	0.01	0.17	34.61	1.60	0.17	0.10	0.02	0.10	11.91
791-465.0	52.74	0.18	2.72	0.01	0.16	30.76	1.53	0.24	0.10	0.05	0.79	11.00
791-403.0	53.00	0.19	2.57	0.01	0.16	30.45	2.21	0.19	0.14	0.04	0.44	10.61
791-250.0	53.24	0.18	2.38	0.01	0.18	30.45	2.21	0.19	0.14	0.03	0.45	11.20
791-206.4	55.20	0.22	2.22	0.01	0.18	30.40	1.30	0.19	0.08	0.02	0.01	9.77
791-105.0	53.92	0.21	2.55	0.01	0.18	29.90	2.23	0.2	0.10	0.03	0.26	10.83
1204-528.2	53.30	0.26	4.85	0.01	0.23	23.20	4.31	0.86	0.20	0.04	1.88	10.54
1204-513.1	52.20	0.18	5.50	0.01	0.18	23.70	4.73	0.83	0.15	0.03	2.26	10.33
1204-501.7	53.60	0.23	4.65	0.01	0.17	23.48	4.50	0.68	0.24	0.03	2.43	11.38
1204-493.3	46.30	0.15	3.90	0.01	0.15	29.05	3.10	1.48	0.08	0.01	4.93	11.80
1204-487.5	52.70	0.15	4.85	0.01	0.12	25.00	4.00	0.62	0.05	0.01	1.36	12.37
1204-479.5	53.30	0.15	5.20	0.01	0.16	23.80	4.03	0.75	0.20	0.04	2.50	9.24
1204-452.7	53.00	0.26	5.40	0.01	0.20	23.40	4.45	0.79	0.29	0.06	2.62	9.54
1204-447.0	49.90	0.18	4.85	0.01	0.23	25.85	4.45	0.62	0.20	0.03	2.38	10.74
1204-413.1	53.10	0.25	6.40	0.01	0.17	22.66	4.60	0.44	0.10	0.03	2.37	10.43
1204-409.0	52.00	0.38	3.75	0.01	0.17	24.30	4.03	0.41	0.20	0.05	2.75	10.84
1204-378.0	51.90	0.15	6.60	0.01	0.19	22.40	5.28	0.38	0.20	0.06	4.23	8.95
1204-376.0	51.10	0.18	4.95	0.01	0.22	23.10	4.73	0.62	0.20	0.03	4.56	9.65
1204-375.0	52.20	0.33	2.75	0.01	0.19	25.50	4.03	0.45	0.31	0.03	3.45	10.52
1204-356.0	51.60	0.22	9.65	0.01	0.14	21.35	5.89	0.84	0.22	0.01	3.31	8.96
1204-350.5	51.80	0.18	6.45	0.01	0.25	23.90	3.89	0.78	0.20	0.03	4.23	8.15
1204-348.5	54.20	0.26	5.90	0.01	0.21	24.84	4.03	0.56	0.75	0.06	0.90	8.55
1204-341.0	51.40	0.18	8.75	0.01	0.13	24.09	5.48	0.6	0.16	0.01	1.34	8.73
1204-337.0	53.90	0.17	6.45	0.01	0.20	24.64	4.12	0.54	0.14	0.06	1.30	8.75
1204-326.7	50.70	0.13	15.50	0.01	0.16	14.50	8.76	1.28	0.20	0.02	1.91	6.16
1204-324.1	51.20	0.20	15.50	0.01	0.12	15.89	8.86	1.12	0.20	0.03	1.01	6.82
1204-312.0	51.00	0.13	17.00	0.01	0.10	14.37	9.14	0.88	0.22	0.02	1.28	6.57
1207-306.8	49.20	0.16	8.05	0.01	0.17	23.66	5.06	1.33	0.20	0.06	2.23	9.76
1204-270.1	51.50	0.16	16.60	0.01	0.12	13.16	9.04	1.37	0.31	0.03	1.74	6.16
1204-266.9	51.20	0.18	10.50	0.01	0.12	13.65	17.59	0.76	0.18	0.01	1.25	5.13
1204-240.0	51.10	0.15	18.40	0.01	0.13	10.90	10.43	1.76	0.20	0.03	1.17	4.87
1204-235.2	51.00	0.14	21.20	0.01	0.09	8.84	11.41	1.63	0.22	0.03	0.91	4.17
1204-229.5	51.10	0.13	18.40	0.01	0.16	11.16	10.40	1.54	0.16	0.03	0.99	5.14
1204-219.3	49.60	0.18	18.55	0.01	0.08	11.50	10.65	1.42	0.18	0.11	2.14	5.59

Таблица 1. Окончание

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Fe ₂ O ₃
1204-215.0	50.50	0.09	19.70	0.01	0.09	11.10	10.47	1.5	0.15	0.02	1.22	5.07
1204-208.0	50.70	0.16	18.30	0.01	0.08	11.86	10.15	1.44	0.20	0.03	1.10	6.17
1204-194.9	51.10	0.19	17.65	0.01	0.11	11.40	9.68	1.58	0.22	0.09	1.85	5.57
1204-187.0	50.50	0.22	17.80	0.01	0.10	12.86	10.07	1.42	0.16	0.01	1.38	6.37
1204-176.4	51.80	0.20	18.30	0.01	0.09	12.65	9.71	1.42	0.20	0.01	1.11	6.17
1204-171.8	51.90	0.15	17.60	0.01	0.13	12.34	9.54	1.52	0.16	0.05	0.93	5.37
1204-167.7	51.80	0.15	17.65	0.01	0.13	12.30	9.46	1.44	0.15	0.04	1.26	5.36
1204-163.2	51.30	0.12	18.30	0.01	0.14	12.00	9.46	1.64	0.20	0.02	1.25	5.37
1204-156.5	47.70	0.20	18.75	0.01	0.10	10.63	11.86	1.5	0.18	0.01	2.35	5.37
1204-151.5	51.50	0.12	19.00	0.01	0.06	12.10	9.60	1.43	0.20	0.02	1.26	5.27
1204-136.0	49.80	0.15	15.80	0.01	0.17	13.10	10.01	1.54	0.20	0.04	1.93	7.16
1204-132.0	51.50	0.15	17.70	0.01	0.12	10.92	10.24	1.5	0.14	0.04	2.14	5.57
1204-128.1	51.20	0.20	18.70	0.01	0.10	12.56	9.67	1.4	0.24	0.10	0.76	5.94
1204-125.7	51.50	0.15	19.05	0.01	0.10	10.20	10.57	1.8	0.16	0.02	1.35	4.88
1204-114.7	50.40	0.15	19.95	0.01	0.13	11.00	10.15	1.84	0.20	0.03	1.04	4.91
1204-107.5	51.60	0.15	16.50	0.01	0.14	12.84	9.12	1.31	0.19	0.04	2.06	5.96
1204-72.4	50.84	0.21	18.10	0.01	0.08	12.70	9.99	1.54	0.30	0.13	0.78	5.80
1204-62.6	50.60	0.15	19.20	0.01	0.24	10.20	10.85	1.56	0.20	0.03	1.34	5.46
1204-51.0	51.00	0.15	16.40	0.01	0.13	13.80	9.07	1.25	0.15	0.04	1.22	5.66
1204-45.0	50.20	0.13	20.20	0.01	0.08	11.37	10.28	1.52	0.24	0.01	1.20	5.33
1204-41.2	52.50	0.11	14.25	0.01	0.12	14.90	8.90	1.3	0.20	0.02	0.89	6.55
1204-34.7	52.40	0.15	15.90	0.01	0.11	13.60	8.62	1.37	0.20	0.02	0.79	6.76
1204-28.0	51.40	0.14	16.50	0.01	0.08	14.17	9.22	1.4	0.26	0.01	1.34	6.19
1297-600.	51.72	0.2	17.75	0.01	0.12	11.98	9.44	1.97	0.26	0.01	0.52	6.62
1297-599.	51.4	0.2	18.07	0.01	0.11	10.2	9.58	2.16	0.33	0.01	1.86	6.29
1297-405.	50.68	0.18	17.32	0.01	0.11	10.9	9.5	2.56	0.23	0.02	1.36	7.52

розернистых пород, залегающие в основании депрессии, перекрыты породами расслоенной серии, представленной пятнистыми анортозитами, оливинсодержащими породами (нориты, троктолиты, гарцбургиты), пойкилитовыми и лейкократовыми норитами и пироксенитами, сегрегациями кварцсодержащих габбро-пегматитов. Сами мелко-микрозернистые линзовидные тела имеют видимую мощность до 5 м и протяженность до 20 м (рис. 5в), сложены преимущественно мелко-микрозернистыми меланократовыми норитами с мелко-микрозернистыми ортопироксенитами, формирующими слоистость толщиной от размера зерна (*Орх*) до первых миллиметров с отчетливо проявленной трахитоидностью. Плагноклаз формирует расщепленные лейсты, образует сферолитовые структуры: один торец зерна узкий, а другой широкий, удлинённые лейсты зерен плагноклаза расходятся веером от центра сферолитов. Отмечаются отдельные и еще более мелкие зерна мо-

ноклинового пироксена. В породе встречаются обособления, сложенные в основном ромбическим пироксеном с рассеянной вкрапленностью сульфидов. Химический состав пород характеризуется высокими содержаниями SiO₂ (до 53 мас. %) и MgO (до 21 мас. %). В породах “критического горизонта” в связи с рассеянной Fe–Ni–Cu-сульфидной вкрапленностью фиксируются минералы платиноидов.

Формирование пород горизонта “330” и “критического горизонта” связывается с дополнительными фазами внедрения порций магм (Шарков, 1980; Магматические ..., 1985). Изотопно-геохимические данные (Sm–Nd изотопная систематика; данные авторов) свидетельствуют о том, что магма, сформировавшая микрозернистые породы имеет иной изотопный состав, чем магма, сформировавшая породы расслоенной серии (микрозернистый норит – $\epsilon_{Nd}(T)_{WR} \sim +0.6...+0.2$; габбро-норит расслоенной серии горы Нюд – $\epsilon_{Nd}(2504)_{WR} = -1.4 \pm$

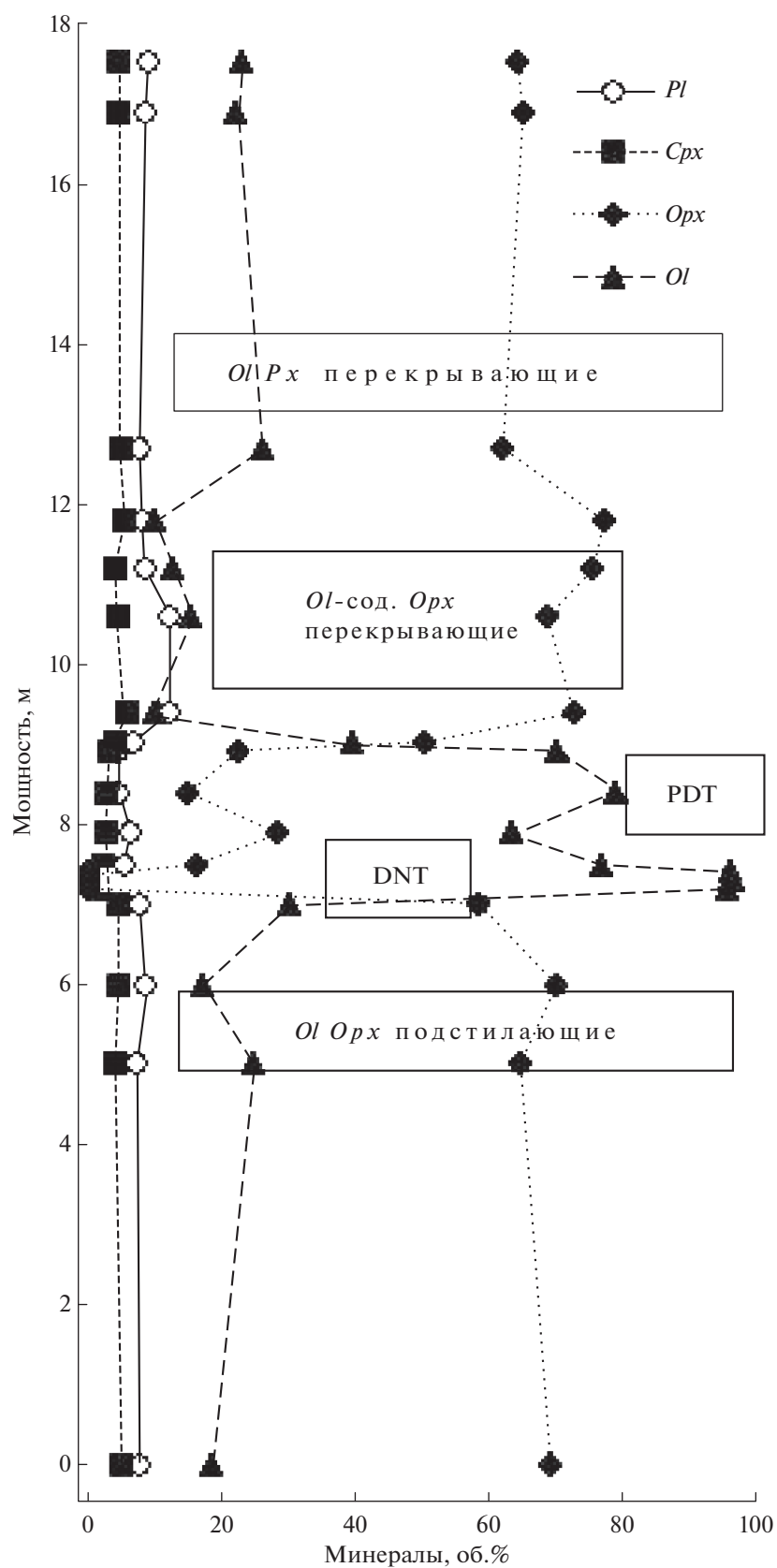


Рис. 3. Строение вертикального разреза через горизонт "330" (гора Сопча, северо-западный склон). PDT — перидотиты, DNT — дуниты, Ol Opx — оливиновые ортопироксениты, Ol -сод. Opx — оливинсодержащие ортопироксениты, Ol Px — оливиновые пироксениты.

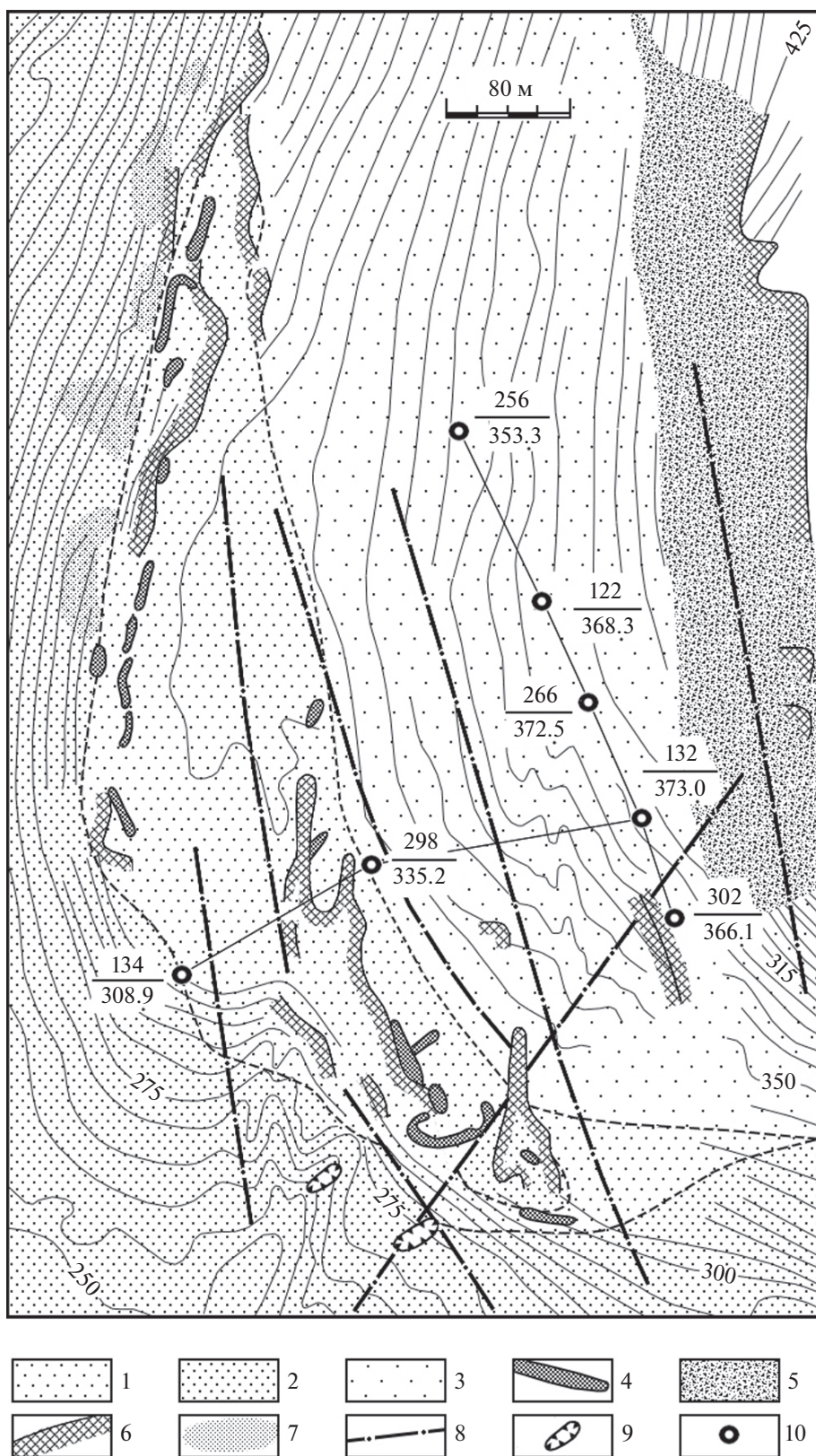


Рис. 4. Строение “критического горизонта” Южной террасы, по (Козлов, 1973).

1 — бронзититы и меланократовые нориты, 2 — оливиновые нориты, 3 — нориты верхней части массива, 4 — линзовидные тела мелко-микрозернистых пород, 5 — крутой склон под вершиной горы Нюд, 6 — борта оврагов, 7 — осыпь, 8 — сбросы, 9 — горные выработки, 10 — скважины (в числителе номер скважин, в знаменателе глубина заложения).

± 0.6). То же отмечается и для горизонта “330”. Для него получены значения $\varepsilon_{Nd}(2504)_{WR} = +0.3$ (рудный перидотит), -2.0 (надрудная пачка пироксенитов), $-2.4 \dots -1.5$ (подрудная пачка оливинсодержащих пироксенитов, пироксенитов).

В зоне сочленения субмеридиональной и субширотной ветвей плутона находится дунитовый блок, содержащий залежь хромитовых руд (рис. 5а). Мощность блока превышает 700 м. Дунитовый блок и хромитовая рудная залежь разбиты серией тектонических нарушений преимущественно северо-западного простирания и пересекаются крупными дайками меланократовых норитов и габбро-норитов (Расслоенные интрузии ..., 2004).

Субмеридиональная ветвь (НКТ) менее представительна и сложена преимущественно высокомагнезиальными породами расслоенной серии, расположенными в следующем порядке:

- в краевой зоне массива с вмещающими породами развита пачка мощностью до 40 м, сложенная плагиопироксенитами, их оливиновыми разностями, кварцсодержащими норитами и габбро-норитами;

- пироксениты (бронзититы) с хорошо выраженной трахитоидностью, реже линейностью; мощность от 300 до 700 м;

- переслаивающиеся пироксениты, оливиновые пироксениты и перидотиты мощностью до 400 м;

Характерно широкое развитие сульфидных жил с платинометальной минерализацией, выполняющих трещины контракции (рис. 6) в породах зоны бронзититов (Казанов и др., 2016, 2017).

Расслоенный интрузив Мончетундра формирует восточный отрог крупнейшего габбро-анортозитового массива Главного хребта (Нерович и др., 2009). Интрузия Главного хребта протягивается в субмеридиональном направлении в центральной части Кольского полуострова (Чуна, Монча и Волчья тундры) на 80 км при ширине от 1–2 до 15–20 км и занимает общую площадь около 440 км² (Юдин, 1980; Магматические ..., 1985). Она приурочена к глубинному разлому, разделяющему Беломорский и Центрально-Кольский блоки. Только в отдельных частях интрузии сохранились первичные контакты с вмещающими гиперстенowymi диоритами.

Субмеридиональный разлом делит интрузию на два тектонических блока – более протяженный Чуна-Волчьетундровский и менее крупный Мончетундровский. Предполагается, что интрузия первоначально представляла собою тело чашеобразное на юге и дайкообразное на севере, внутреннее строение которого в дальнейшем было нарушено поперечными разломами преимущественно сбросо/сдвигового характера и пологими надвигами с падением в южных румбах (Чашин и

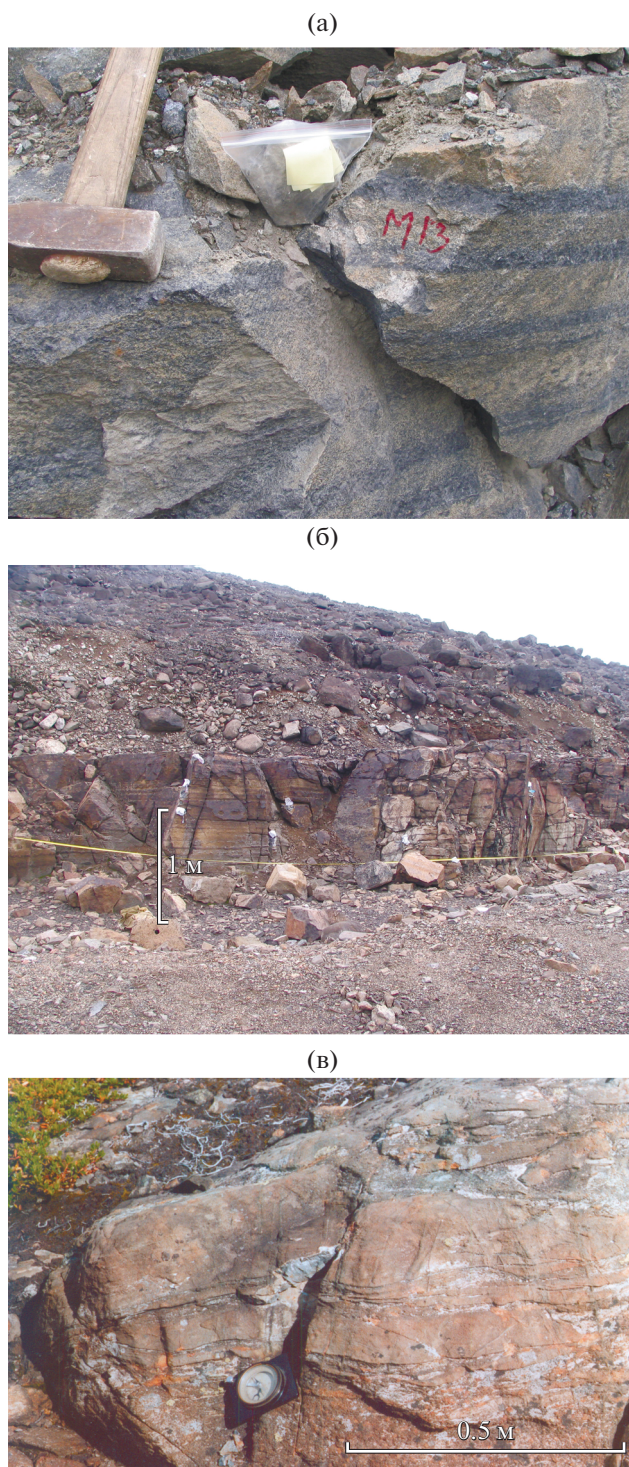


Рис. 5. Фрагменты обнажений Мончегорского расслоенного массива.

(а) – тонкоритмичное строение хромитового горизонта в дунитовом блоке зоны сочленения субмеридиональной и субширотной ветвей плутона; (б) – горизонт “330” (гора Сопча), строение горизонта см. рис. 3; (в) – тело микрозернистых норитов с прослоями бронзититов (гора Нюд, “критический горизонт”).

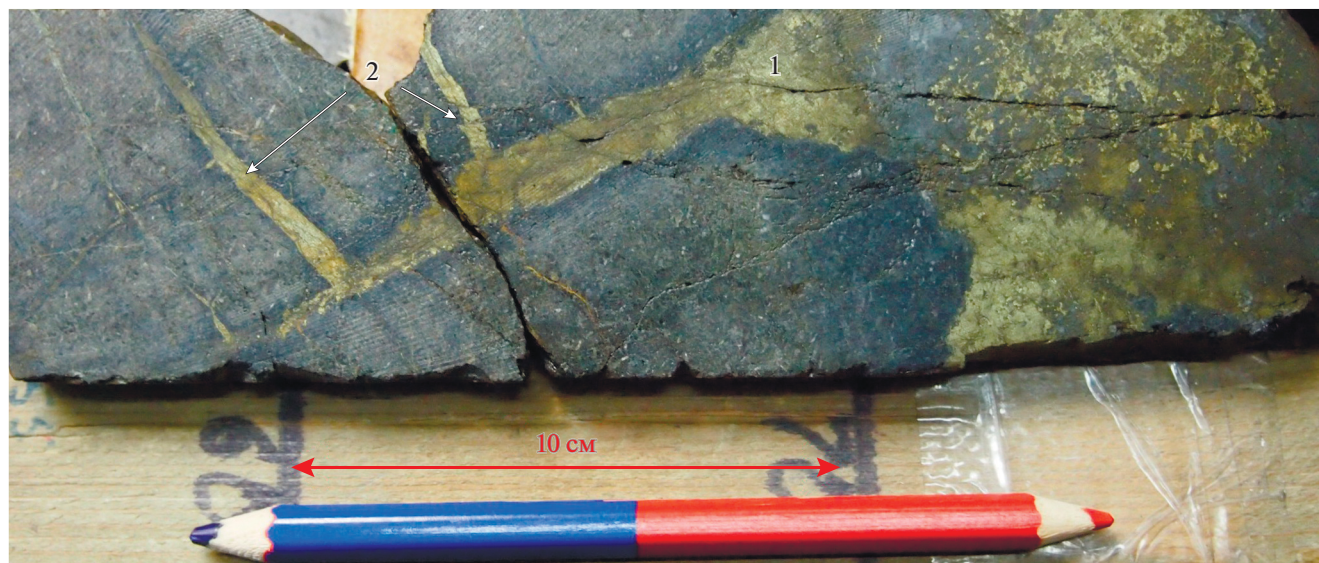


Рис. 6. Фотография керн сульфидных жил (интервал 49.3–49.55 м, скв. МТ-86, субмеридиональная ветвь Мончегоского интрузива на участке Западный Ниттис). Максимальная толщина прожилка достигает 3 см. 1 — сопровождаются вторичными изменениями в экзоконтактовых зонах жил; 2 — без вторичных изменений в экзоконтактах прожилков.

др., 2020). В эндоконтактовых зонах преобладают крутые падения, в центральных частях разломов — более пологие до субгоризонтального.

Мончетундровский массив отделен от Мончегорского разломами с мощными зонами бластокатаклизитов и бластомилонитов с гранатамфиболовым парагенезисом (Пентландитовое ущелье), с запада ограничен Витегубско-Сейдозерским разломом (Расслоенные интрузии ..., 2004; Нерович и др., 2009). Мощность вертикального разреза Мончетундровского массива оценивается в 2 км. В нем выделяют ряд зон, представленных кумулатами: ультрамафитовую (пироксенитовую), норитовую, габбро-норитовую и габбровую. Две нижние зоны отчетливо расслоенные. В них обнаружена малосульфидная платинометаллическая минерализация. На рис. 7а, 7б представлены вертикальные разрезы через Мончетундровский массив по скважинам 753 и 742, а на рис. 7в приведено сравнение химизма их пород.

Разрез скв. 753 (район Пентландитового ущелья) представлен норитами (меланократовые и лейкократовые породы, количество ортопироксена составляет 60 об. %, плагиоклаза — 60 об. %). В основании толщи норитов залегают габбро-нориты. По норитам скважина достигла глубины ~400 м. В породах толщи присутствует оливин. Выше толщи норитов залегает слой ортопироксенитов (по ортопироксенитам скважина достигла глубины ~160 м, количество ортопироксена — 80 об. %), который перекрыт контрастно переслаивающимися оливинитами, ортопироксенитами с редкими прослоями габбро-норитов (по толще пересла-

ивания скважина достигла глубины ~150 м, количество ортопироксена — 80 об. %, оливина — 90 об. %). Выше толщи контрастного переслаивания залегают оливиниты (по этим породам скважина достигла глубины ~160 м, количество оливина — 90 об. %). Завершает вертикальный разрез скважины пачка переслаивания норитов, ортопироксенитов и оливинитов (по этим породам скважина достигла глубины ~120 м, количество ортопироксена — 70 об. %, оливина — 90 об. %, в норитах количество плагиоклаза — 60 об. %). Поскольку в этой части интрузива наблюдается крутое залегание слоев (угол падения составляет ~70°) при субвертикальном прохождении (заложении) скважины, очевидно, что истинная мощность пройденного разреза значительно меньше 1200 м.

Разрез скв. 742 (участок Лойпишнюн) представлен оливинитами с троктолитами в основании. Эта толща перекрыта контрастно переслаивающимися ортопироксенитами (количество ортопироксена в породе — 80 об. %) с прослоями норитов и оливиновых норитов. В основании толщи переслаивания залегают оливиниты. Мощность толщи переслаивания ~150 м. Выше этой толщи залегают лейкократовые габбро с прослоями габбро-норитов (количество ортопироксена в отдельных слоях — 30 об. %, клинопироксена ~20 об. %, количество плагиоклаза ~60 об. %); мощность слоя ~500 м. Слой габбро перекрыт анортозитами (количество плагиоклаза в породе >70 об. %); мощность слоя 700 м. Завершается разрез габбро-норитами.

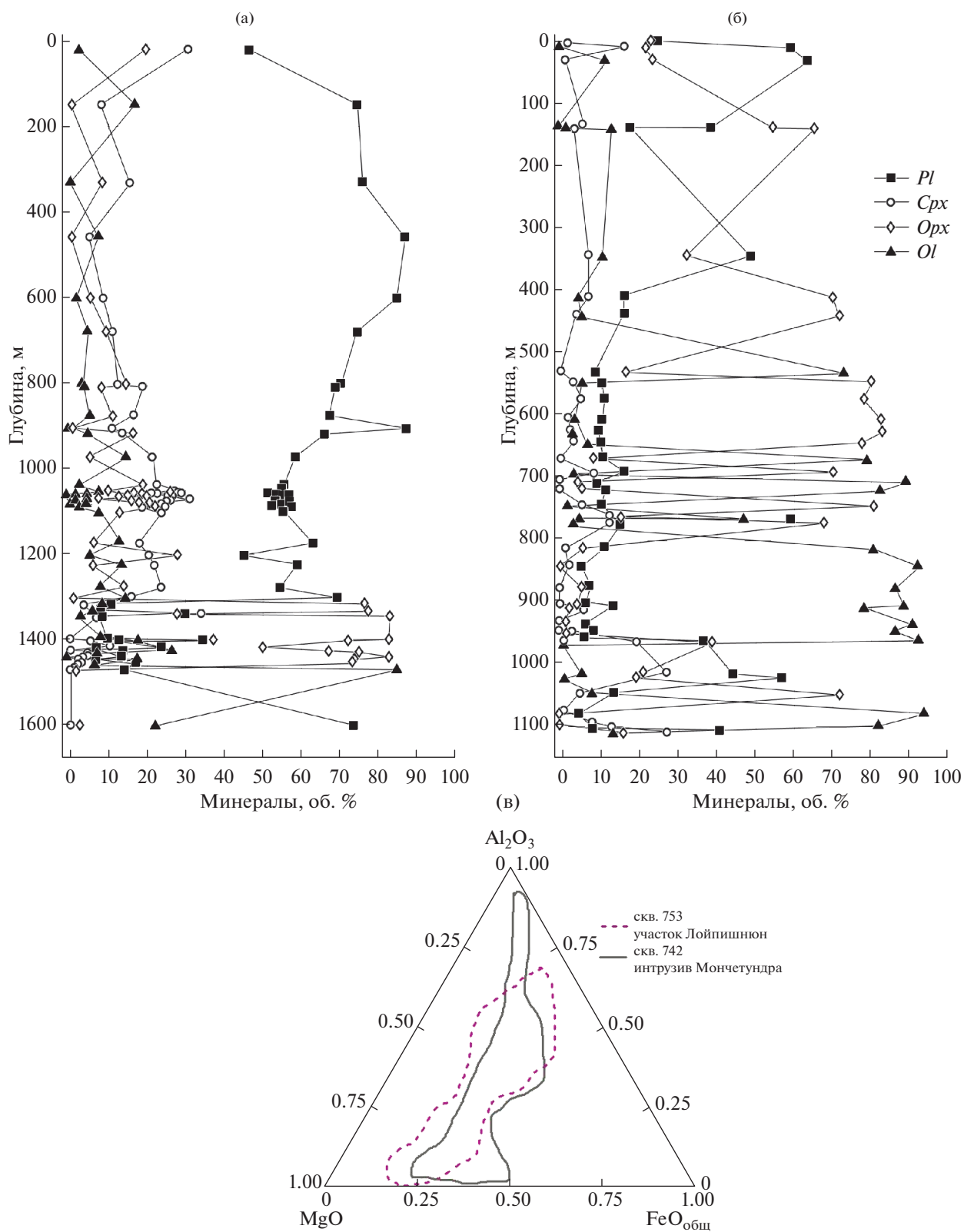


Рис. 7. Строение вертикальных разрезов скв. 753 (а) и скв. 742 (б); (в) — сравнение химических составов пород.

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона из пробы 105.8/MT-76 (Мончегорский интрузив, участок Западный Ниттис)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	<60, 5 зерен	1.65	608	0.1607 ± 3	0.3419 ± 1	9.7337 ± 292	0.4393 ± 13	0.76	2410 ± 7	2347 ± 5	2463 ± 3
2	<50, 8 зерен	1.72	597	0.1614 ± 2	0.3475 ± 1	9.7845 ± 196	0.4398 ± 9	0.84	2415 ± 5	2350 ± 5	2470 ± 2
3	<60, 3 зерна	1.64	2366	0.1635 ± 3	0.3643 ± 1	10.3802 ± 311	0.4605 ± 9	0.83	2469 ± 7	2442 ± 5	2492 ± 3
4	<50, 4 зерна	1.10	100	0.1638 ± 3	0.4005 ± 1	10.5267 ± 610	0.4660 ± 21	0.91	2482 ± 14	2466 ± 12	2496 ± 4

Примечание. ^aИзотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; U/Pb* – навеска циркона не определялась. Величина ошибки (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

Породы разреза (скв. 753) имеют сходство с породами разреза краевой зоны Мончегорского расслоенного комплекса. В основании разрез начинается с норитов, выше которых залегают ультраосновные породы расслоенной серии.

ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

В.В. Чашин обобщил изотопно-геохронологические данные для пород расслоенной интрузии Мончетундра (Чашин и др., 2020), которая формировалась, как минимум, в течение трех эпизодов магматической активности: ~2500 млн лет – ортопироксениты и нориты нижней зоны, ~2470 млн лет – лейкогаббро-нориты и ~2450 млн лет – лейкогаббро верхней зоны.

В книге (Расслоенные интрузии ..., 2004) приведены данные, полученные по цирконам из габбро-норитов восточного склона Мончетундровского массива, которые показали возраст в 2505 ± 6 и 2501 ± 8 млн лет. Для пород Пентландитового ущелья U-Pb методом получен возраст, равный 2501 ± 5.6 млн лет, который интерпретируется как время формирования плагиоипироксенитов. Этот возраст совпадает с возрастом норитов Мончетундровского массива, который всегда считался временем формирования нижней части массива и равен 2505 ± 3 млн лет (Баянова и др., 2010). В Пентландитовом ущелье возраст для этих же пироксенитов получен по Sm-Nd изохроне, построенной по точкам ортопироксена, смеси клино- и ортопироксена, смеси сульфидов, плагиоклазу и пирротину, – 2489 ± 49 млн лет, который в пределах погрешности совпадает с U-Pb возрастом. В.Ф. Смолькин относит зону Пентландитового

ущелья к Мончегорскому интрузиву (Расслоенные интрузии ..., 2004).

В Мончегорском интрузиве изучался циркон из пробы 105.8/MT-76 (норит из краевой зоны, гора Ниттис). Было выделено тридцать зерен светло-розового, бесцветного прозрачного, редко полупрозрачного субидиоморфного, реже идиоморфного, циркона коротко призматического, субизометричного, а также призматического облика. Размер кристаллов составляет 30–80 мкм, а коэффициент удлинения – от 1.0 до 2.0. Циркон характеризуется однородным внутренним строением. Для U-Pb изотопных исследований были использованы четыре микронавески (4–8 зерен циркона). Как видно из табл. 2 и рис. 8а, 8б, изученный циркон в целом характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (4.8–1.1%). Точки его изотопного состава аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2506 ± 7 млн лет, нижнее пересечение – 928 ± 150 млн лет, СКВО = 1.1.

Полученный возраст в пределах погрешности совпадает с результатами датирования Мончегорского интрузива – 2493 ± 7 – 2507 ± 9 млн лет и Мончетундровского интрузива – 2494.6 ± 7.3 млн лет (центральная часть интрузива) и 2501 ± 5.6 – 2505 ± 6 млн лет (восточный борт интрузива, включая Пентландитовое ущелье). Это может, по высказанному ранее в (Родионов и др., 2013) мнению, означать что: или (1) расслоенные массивы Мончегорский и Мончетундровский составляют единый интрузив, или (2) существовал временной интервал между формированием Мончегорского интрузива (на рубеже ~2500 млн лет) и Мончетундровского интрузива, ознаменовавшийся внедрением региональной дайки оливиновых габбро-нори-

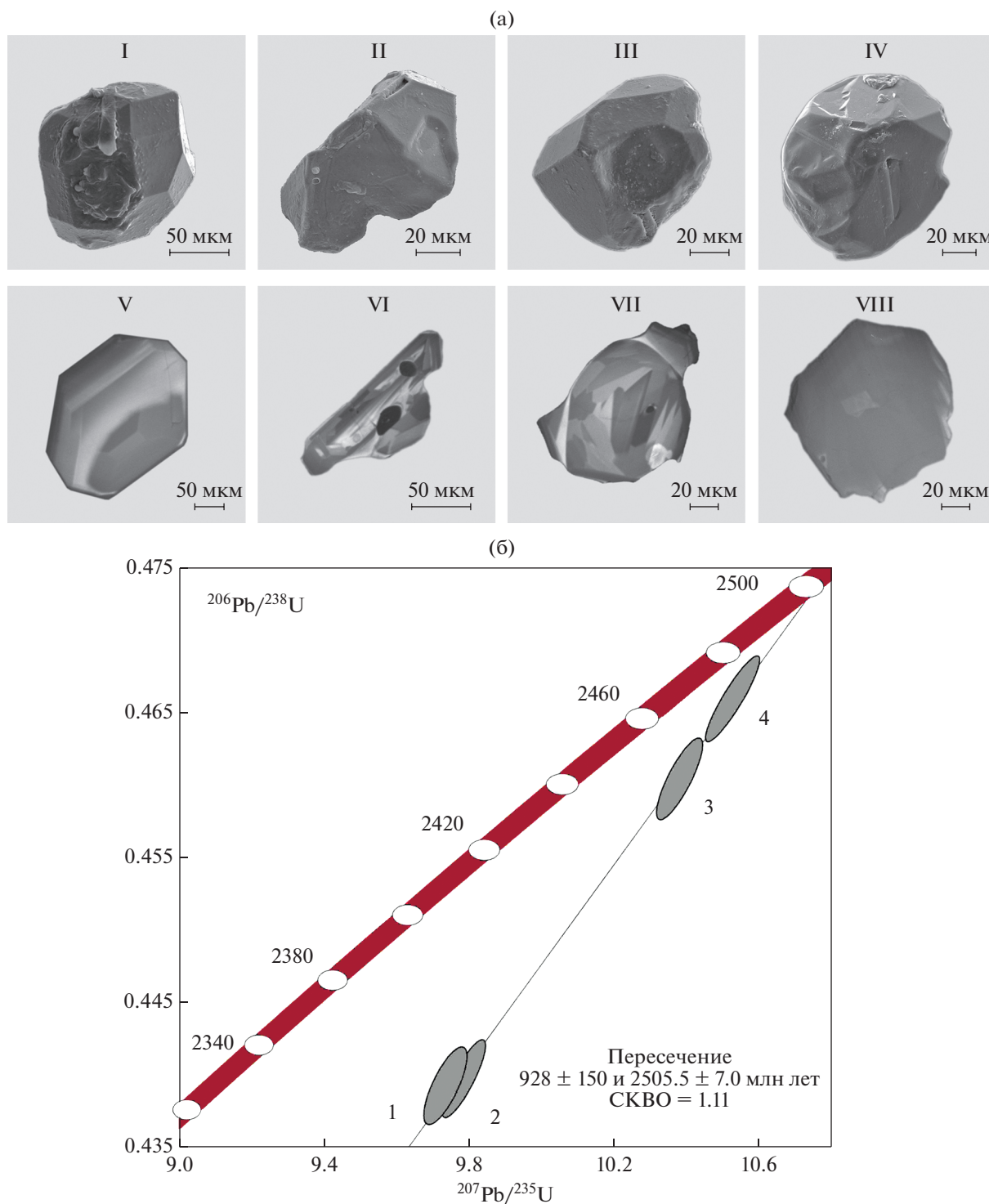


Рис. 8. (а) Микрофотографии циркона, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа VEGA3 TESCAN: I–IV – в режиме вторичных электронов; V–VIII – в режиме катодолуминесценции. (б) Диаграмма с конкордией для циркона из Мончегорского интрузива (проба 105.8/MT-76). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

тов 2490 млн лет назад. В этом случае Мончегорский магматический узел, согласно (Родионов и др., 2013), сформирован в процессе эволюции долгоживущего магматического центра в течение

~10 млн лет на рубеже порядка 2.5 млрд. лет назад, но не в течение 50 млн лет, как предполагают (Sharkov, Chistyakov et al., 2012; Bayanova et al., 2010; Amelin et al., 1995).

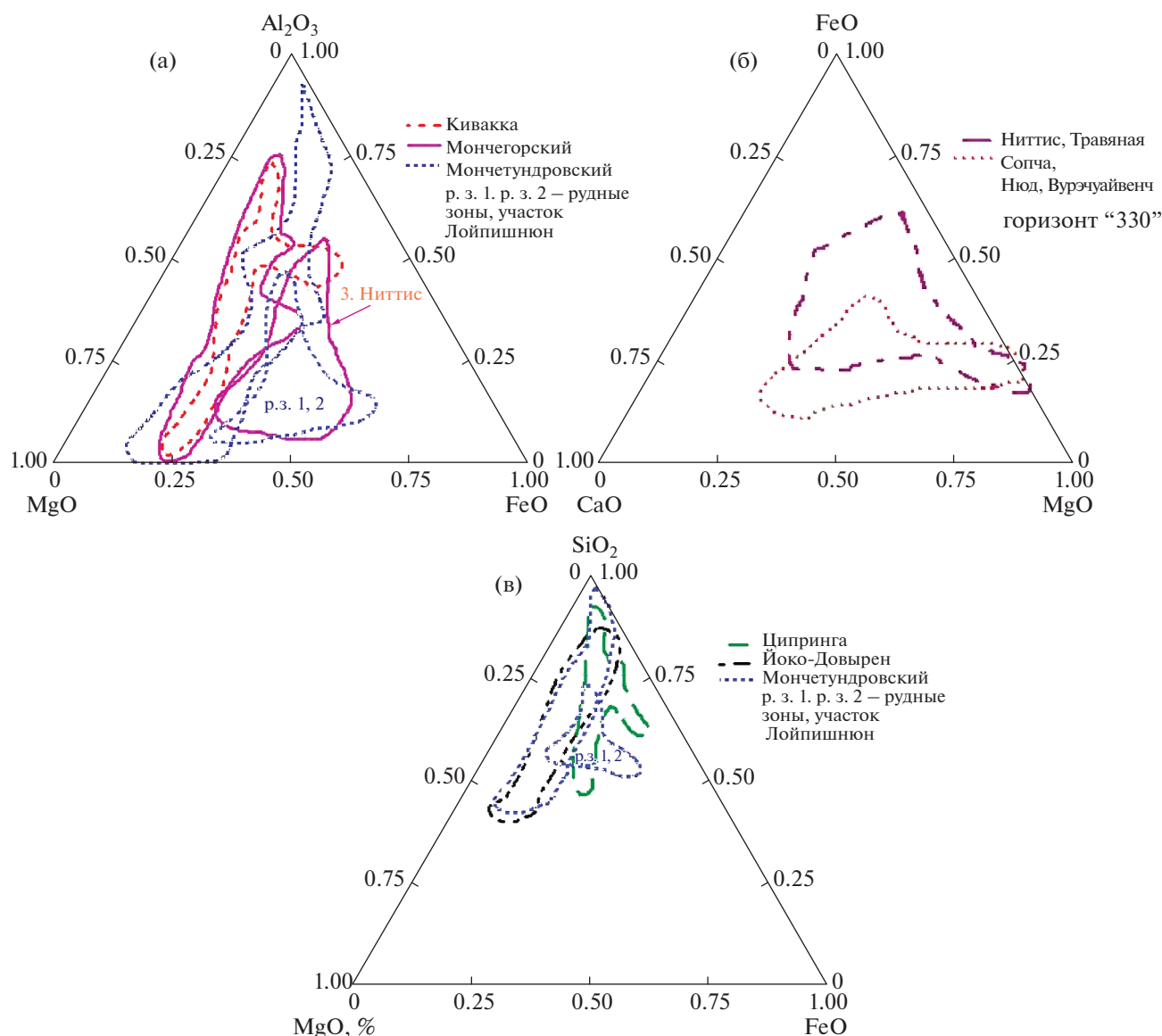


Рис. 9. (а) Области химических составов пород расслоенных массивов Кивакка, Мончегорск, Мончетундра. Представленный разрез построен с использованием петрохимических данных, полученных через субширотную ветвь Сопча—Нюд—Поаз и предгорье горы Вурэчуайвенч. (б) Области химических составов пород, субширотной и субмеридиональной ветвей Мончегорского интрузива. Представлено обобщенное поле составов пород с учетом данных для субмеридиональной и субширотной ветвей. (в) Области химических составов пород расслоенных массивов Ципринга, Йоко-Довыренского и Мончетундра на тройных (петрохимических) диаграммах. Для сравнения приведены данные химизма пород для расслоенного троктолит-габбро-норитового интрузива Ципринга (Семенов и др., 1995; Ярошевский и др., 2006).

Из приведенных данных следует, что Мончегорский магматический узел был сформирован в ходе комплекса отличающихся по времени магматических событий, с которыми связано образование расслоенных интрузий. Возрасты, полученные для интрузивов Мончетундра (горы Мончетундра, Хипикнунчорр) и Мончегорск различаются. Для интрузива Мончегорск — 2491–2507 млн лет, для интрузива Мончетундра — 2450–2500 млн лет в центральной и западной его части и 2490–2505 млн лет в восточной зоне (Пентландитовое ущелье).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ

Мончегорский интрузив

Состав магмы, условия ее кристаллизации, реконструкция доэрозийного строения Мончегорского расслоенного интрузива определены путем его сравнения (использовались данные для разреза через субширотную ветвь Сопча—Нюд—Поаз и предгорье горы Вурэчуайвенч с похожей интрузией Кивакка (рис. 9а) и с помощью модельных по-

Таблица 3. Состав магмы (мас. %) интрузий Ципринга, Мончетундра (скв. 742), средневзвешенные составы пород нижней приконтактной зоны и зоны норитов (НПЗ–НЗ) и толщи, пройденной скв. 753

Расслоенные массивы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Интрузия Ципринга (состав магмы, по (Семенов и др., 1995))	49.75	0.57	17.88	10.44	0.16	8.24	9.73	2.73	0.45	0.08
Интрузия Мончетундра, скв. 742	50.75	0.31	17.52	8.61	0.19	9.59	10.35	2.38	0.29	0.01
Интрузия Кивакка (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
Интрузия Мончетундра, скв. 753	49.32	0.30	6.76	10.9	0.18	27.38	4.46	0.50	0.17	0.03

Таблица 4. Химический состав (мас. %) пород Мончегорского интрузива из нижней приконтактной зоны с вмещающими породами

Номер образца	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
791-1147	54.22	0.56	16.06	6.46	0.11	7.11	7.26	3.5	1.04	0.18	1.63	7.666	99.96
791-1135	50.8	0.4	10.25	9.34	0.18	16.44	8.33	1.3	0.2	0.04	0.67	11.514	100.21
791-1126	45.95	0.34	4.61	9.45	0.18	30.04	3.6	0.44	0.17	0.04	1.17	13.465	100.55
791-1123	50.16	0.4	8.39	9.7	0.16	20.91	6.35	1.1	0.22	0.04	1.12	11.30	100.31
791-1100	42.7	0.32	4.96	11.49	0.16	32.68	3.63	0.16	0.16	0.05	1.08	14.209	100.48
791-895	45.62	0.2	1.56	10.29	0.16	36.13	1.87	0.3	0.12	0.04	0.84	12.609	99.4

* Все железо пересчитано на Fe₂O₃.

строений (пакет программ COMAGMAT; Арискин, Бармина, 2000; Николаев, Арискин, 2005).

Оценка мощности интрузива до эрозии

Тот факт, что расслоенный массив Кивакка, в отличие от Мончегорского массива, представлен полным геологическим разрезом (Лавров, 1979; Коптев-Дворников и др., 2001), позволяет провести оценку мощности вторым методом сравнения. Для сравнительной характеристики пород Мончегорского интрузива (субширотная ветвь) и пород интрузии Кивакка использовался статистический метод – кластерный анализ. Один из вариантов кластерного анализа (Ward, 1963) апробирован для классификации магматических пород и дополнен нормативным пересчетом химического состава пород, результаты которого приводятся в объемных процентах (Френкель, 1995).

Был выделен ряд общих кластеров: оливиниты, гарцбургиты, пироксениты (бронзититы), нориты и габбро-нориты (Семенов и др., 2021). Последовательность кумулятов в вертикальном разрезе интрузива Кивакка (оливиниты–гарцбургиты–бронзититы–нориты–габбро-нориты) однотипна с Мончегорской схемой последовательности формирования кумулятивных ассоциаций мине-

ралов. Можно предположить, что составы магм относятся к одному типу – марианит-бонинитам, которые характеризуются повышенной кремнеземистостью и магнезиальностью. Это предположение позволяет подойти к оценке доэрозийной мощности Мончегорского массива.

Сравнение средневзвешенного химического состава пород нижней приконтактной зоны (НПЗ)–зоны норитов (НЗ) в Мончегорском и Кивакском интрузивах (табл. 3) показывает, что они отличаются по содержанию SiO₂. Можно предположить, что состав магмы, сформировавшей Мончегорский интрузив, идентичен составу магмы интрузии Кивакка. Используя сходство геологических разрезов, можно подойти к оценке мощности вертикального разреза Мончегорского интрузива. Так, мощности представительных зон в интрузивах Мончегорск (М) и Кивакка (К) сложены: зонами пироксенитов (бронзититов) с подзоной переслаивания бронзититов и норитов ~700 м (М) и 400 м (К), зонами норитов ~1200 м (М) и 650 м (К). Отношение мощностей 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 – около 3700 м.

Таблица 5. Составы расплавов, равновесные с интрателлурическим оливином

<i>T</i> , °C	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Обр. 791-1135, 5.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 88.35 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 11.8 об. %									
1340.9	52.12	0.46	11.93	10.68	12.32	9.70	1.51	0.23	0.05
Обр. 791-1135, 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 89.04 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 9.0 об. %									
1367.3	52.70	.45	11.59	10.77	13.31	9.42	1.47	.23	.05
Обр. 791-1123, 5.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 88.83 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 24.0 об. %									
1355.6	54.54	0.54	11.44	10.45	12.52	8.65	1.50	0.30	0.05
Обр. 791-1123, 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 89.50 мол. % <i>Fo</i> (буфер NNO); кол-во тв. фазы (оливин) в расплаве – 20.70 об. %									
1389.4	53.22	0.52	10.92	10.67	13.92	8.27	1.43	0.29	0.05
Интрузия Кивакка									
Магма киваккского типа	48.82	0.23	12.53	9.71	18.24	8.41	1.52	0.23	0.02
Возможный состав расплава при 6.5 кбар, равновесный с расплавом оливин 91.92 мол. % <i>Fo</i> ; кол-во тв. фазы (оливин, Ig/O ₂ –8,07) – 5.0 об. % (моделировали состав магмы киваккского типа)									
1435.2	50.28	0.24	13.19	9.04	16.53	8.85	1.60	0.24	0.02
Обр. 791-1135 (краевая зона, скв. 791)									
То же	50.8	0.4	10.25	9.52	16.44	8.33	1.3	0.2	0.04

Оценка состава первичного расплава

Химический состав обр. 791-1135 (табл. 4), отобранного из краевой зоны – пограничного слоя (в первых метрах от зоны закалки) Мончегорского интрузива, может отвечать составу первичного расплава. Существование такого слоя закристаллизованной жидкой фракции магмы (лишенной взвешенных интрателлурических фаз) достоверно установлено для Йоко-Довыренского интрузива, где этот слой прослеживается вдоль нижнего эндоконтакта на протяжении нескольких километров. Вероятной причиной сепарации взвешенных интрателлурических фаз являются гидродинамические эффекты при течении внедряющейся суспензии вдоль контакта. Для проверки этого предположения и подтверждения идентичности магм, сформировавших интрузивы, использовался состав магмы Киваккского массива. В результате проведенных расчетов был получен состав расплава по своему химизму близкий составу обр. 791-1135. Интрателлурический оливин, равновесный с расплавом, при этом содержал порядка 92 мол. % *Fo*, а его концентрация в магме при заданных условиях достигала 5 об. % (табл. 5).

Оценка состава интрателлурического оливина

Еще один подход к оценке состава расплава предложен в работе (Николаев, Арискин, 2005). Он базируется на моделировании процессов равновесной кристаллизации пород. Для оценки температуры магмы и в итоге оценки состава расплава необходимо, кроме значения давления, знать и состав интрателлурического оливина. Известно, что состав оливина из пород ультраосновной зоны по оценкам (Расслоенные интрузии ..., 2004) варьирует в пределах 94–84 мол. % *Fo*.

Мы оценивали состав оливина, равновесного с первичным расплавом, используя данные химических составов пород нижней краевой зоны (скв. 791, краевая зона, гора Сопча, табл. 5), где оливин интрателлурический и был сформирован не в результате фракционной кристаллизации. При этом предполагалось, что интрателлурический оливин находился в квазиравновесном состоянии с магматической жидкостью (исходным расплавом при той же температуре и давлении).

Используемый метод оценки состава оливина, предложенный в работе (Николаев, Арискин, 2005), позволяет рассматривать произвольные продукты смешения двух крайних компонентов вдоль линии,

соединяющей их составы на вариационных диаграммах. Одним из компонентов является исходный расплав (состав которого заранее не известен), а другим — оливин, в отношении состава которого можно сделать реалистичный прогноз. Этот минерал более чем на 99 мол. % состоит из MgO, FeO и SiO₂, поэтому на графических построениях составы оливинов формируют линию, отвечающую переходу от крайнего магнезиального члена (*Fo*) к железистому (*Fa*). Очевидно, что тренд продуктов смешения и линия эволюции составов оливина должны пересекаться в точке, которая отвечает исходному составу оливина, как одного из крайних компонентов. Пересечение, полученное с использованием шести образцов из нижней краевой зоны (рис. 10), указывает на вероятный состав оливина порядка 85–86 мол. % *Fo*.

P-T условия кристаллизации

Для оценки температуры, отвечающей началу кристаллизации ромбического пироксена (формируется после интрателлурического оливина и отвечает началу кристаллизации магмы), мы использовали составы пород (обр. 791-1135, обр. 791-1123) из краевой зоны. Для серии рассмотренных образцов пород установлено, что все исследуемые их составы имеют сходную последовательность кристаллизации: *Ol* → *Orx* → *Pl* → *Srx*. Одновременное появление *Pl* и *Srx* отмечено в обр. 791-1135 (проба отобрана в первых метрах от зоны закалки — в пограничном слое).

Оценка давления проводилась методом геохимической термометрии (Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000). При проведении термодинамических расчетов методом геохимической термометрии необходимо задать значения интенсивных параметров (давление, окислительно-восстановительные условия и содержание воды в системе), приближающихся к условиям существования расплавно-кристаллической смеси в магматической камере. Образцы для вычислений выбирались по принципу близости расположения в вертикальных разрезах, что дает основание предполагать для них общую температуру и состав интеркумулятивной жидкости. 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). Реализация геохимической термометрии проводится с помощью ЭВМ-модели COMAGMAT-3. Наиболее благоприятный результат получается, когда расчетные траектории эволюции остаточных рас-

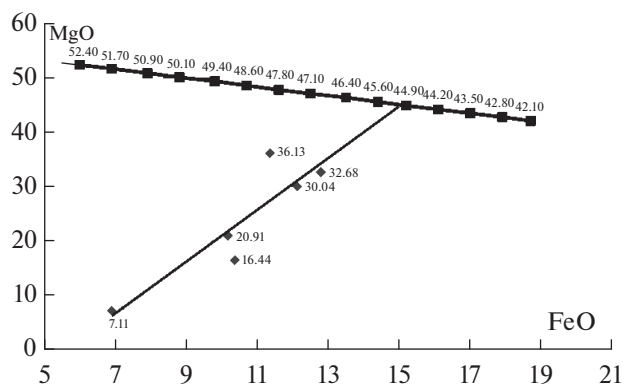


Рис. 10. График в координатах MgO–FeO (мас. %) для определения состава интрателлурического оливина в предположении, что нижняя приконтактная (краевая) зона представляет собой смесь в разных пропорциях исходного расплава и оливина. Ромбы — составы пород краевой зоны от контакта до подошвы зоны дунитов. Тренд этих смесей пересекает линию эволюции составов оливина. Цифры на линии эволюции составов оливинов соответствуют содержанию в минералах MgO (мас. %).

плавов образуют четкое пересечение, что дает возможность для надежной аппроксимации содержаний главных компонентов в исходном расплаве с погрешностью порядка 0.5–1.0 мас. %. Неточность в оценке температуры магмы составляет 5–10°C. Моделирование равновесной кристаллизации для выбранных составов проводилось в безводных условиях при разных буферных равновесиях (табл. 5). Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, представлены на рис. 11а (пары образцов породы 1204-324.326, 1204-28.34 находятся выше по разрезу норитовой зоны на 300 м). Из полученных вычислений удовлетворительные результаты получены при $P = 6.5\text{--}5.5$ кбар и $T = 1260^\circ\text{C}$ (условия разделения кумулятивных фаз).

Исследование обр. 791-1123 с учетом давления 5.5 кбар и (NNO буфер, безводные условия, табл. 5) показало, что формирование *Orx* (кристаллизуется после интрателлурического оливина) начинается при $T \sim 1355.6^\circ\text{C}$ и отвечает, в свою очередь, началу процесса кристаллизации в магматической камере. При этом состав оливина составляет ~88.83 мол. % *Fo*. Состав расплава характеризуется повышенным содержанием SiO₂ (до ~54.54 мас. %), количество интрателлурической фазы — 24.0 мас. %.

При давлении 6.5 кбар появление *Orx* связывается с температурой 1389.4°C . Состав оливина составляет ~89.50 мол. % *Fo*. При этом расплав также характеризуется высоким содержанием SiO₂ до 53.22 мас. %, концентрация интрателлурической фазы — 20.7 мас. %.

Исследование обр. 791-1135 с учетом давления 5.5 кбар и (NNO буфер, безводные условия, табл. 5)

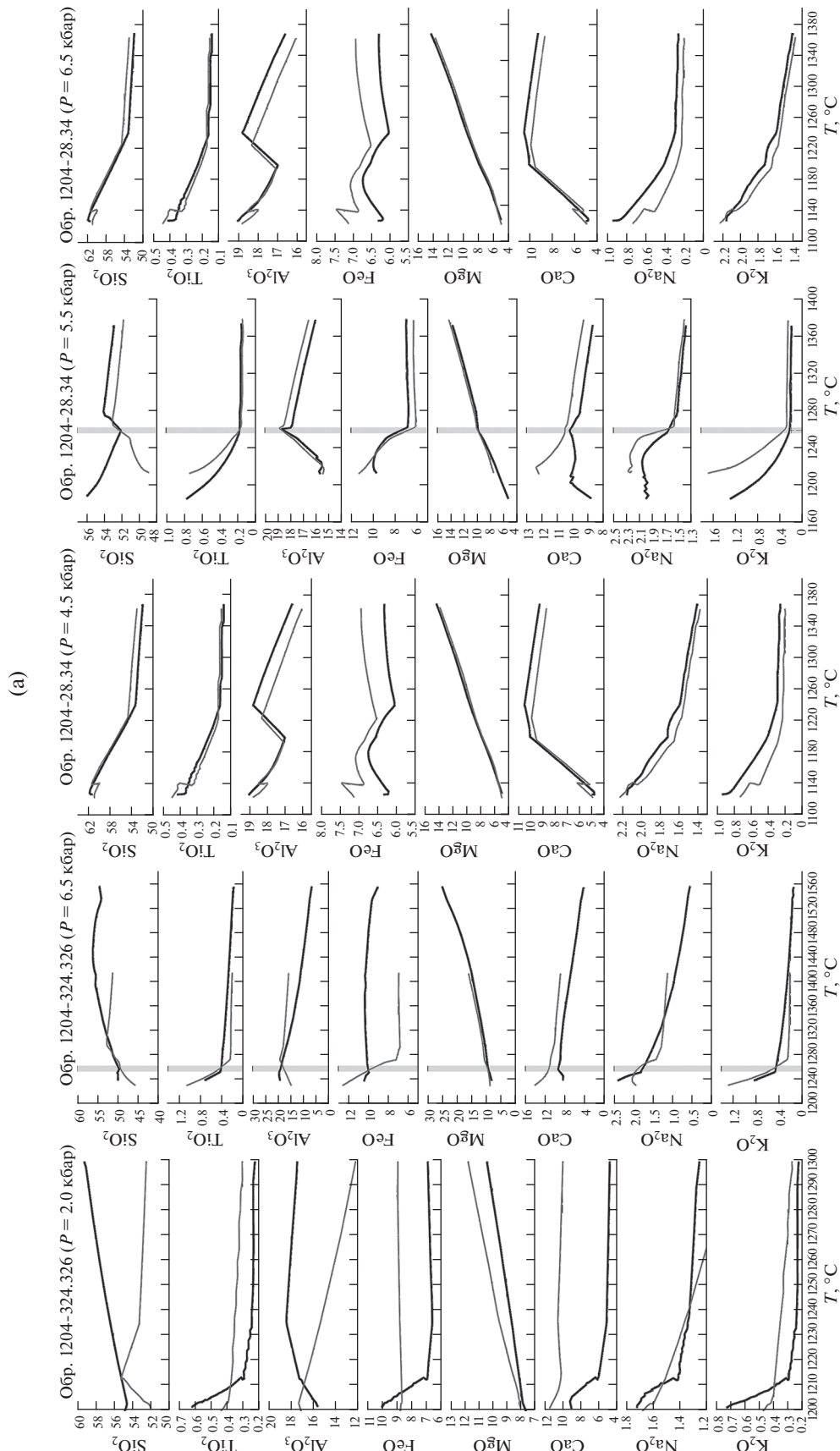


Рис. 11. (а) Данные геохимической термометрии (обр. 1204-324.326): $P = 2.0$ – 6.5 кбар, $T = 1260^\circ\text{C}$. Моделирование (обр. 1204-28.34): $P = 4.5$ – 6.5 кбар, $T = 1260^\circ\text{C}$. (б) Данные геохимической термометрии (обр. 753-375.2–377.5). $P \approx 1.5$ – 3.5 кбар и $T = 1200$ – 1220°C (условия разделения кумулятивных фаз). (в) Данные геохимической термометрии (обр. 742-1127–1129; 742-915–969). Значение $P \approx 3.5$ – 4.5 кбар и $T = 1160$ – 1180°C (условия разделения кумулятивных фаз).

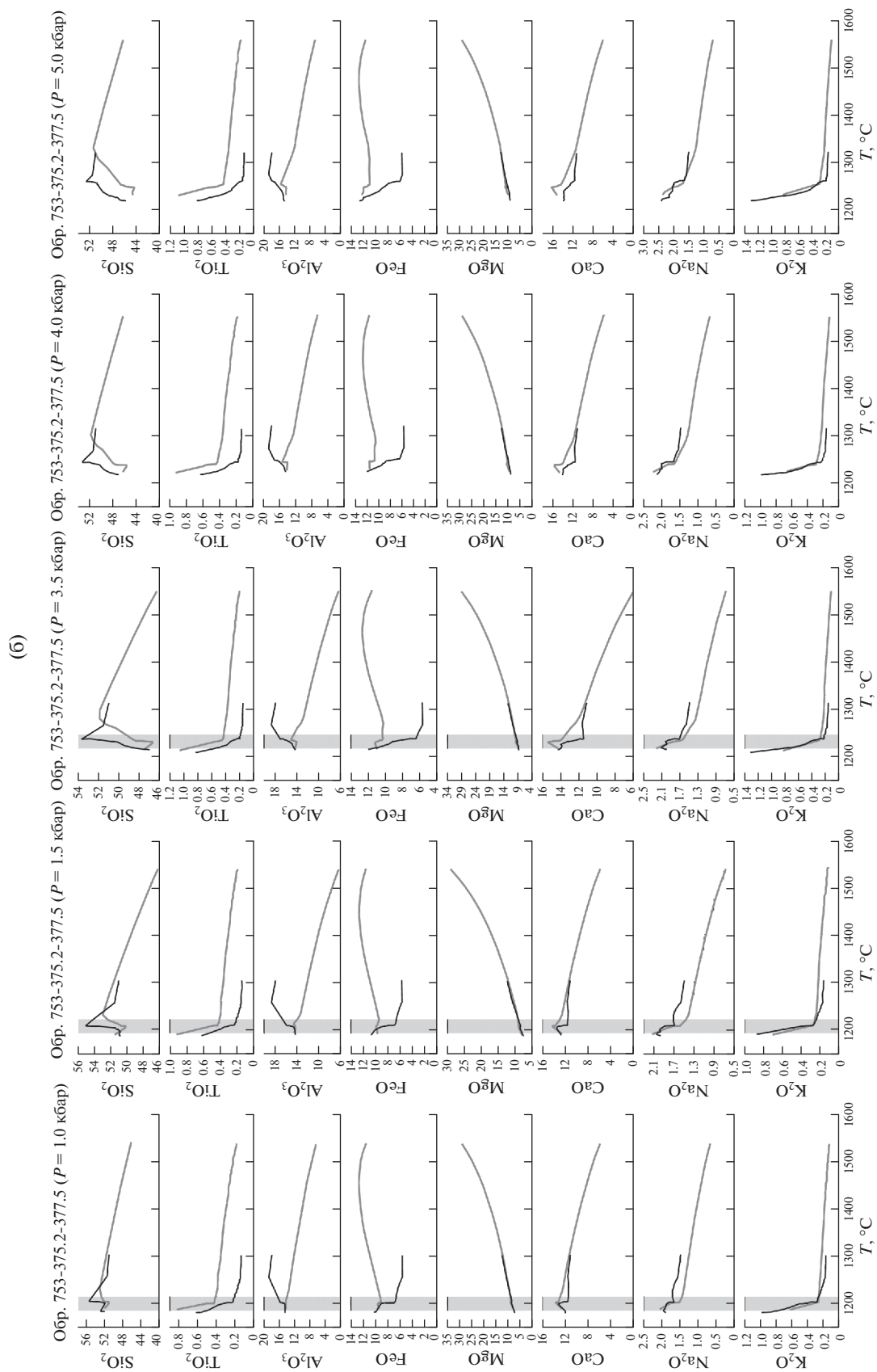


Рис. 11. Продолжение

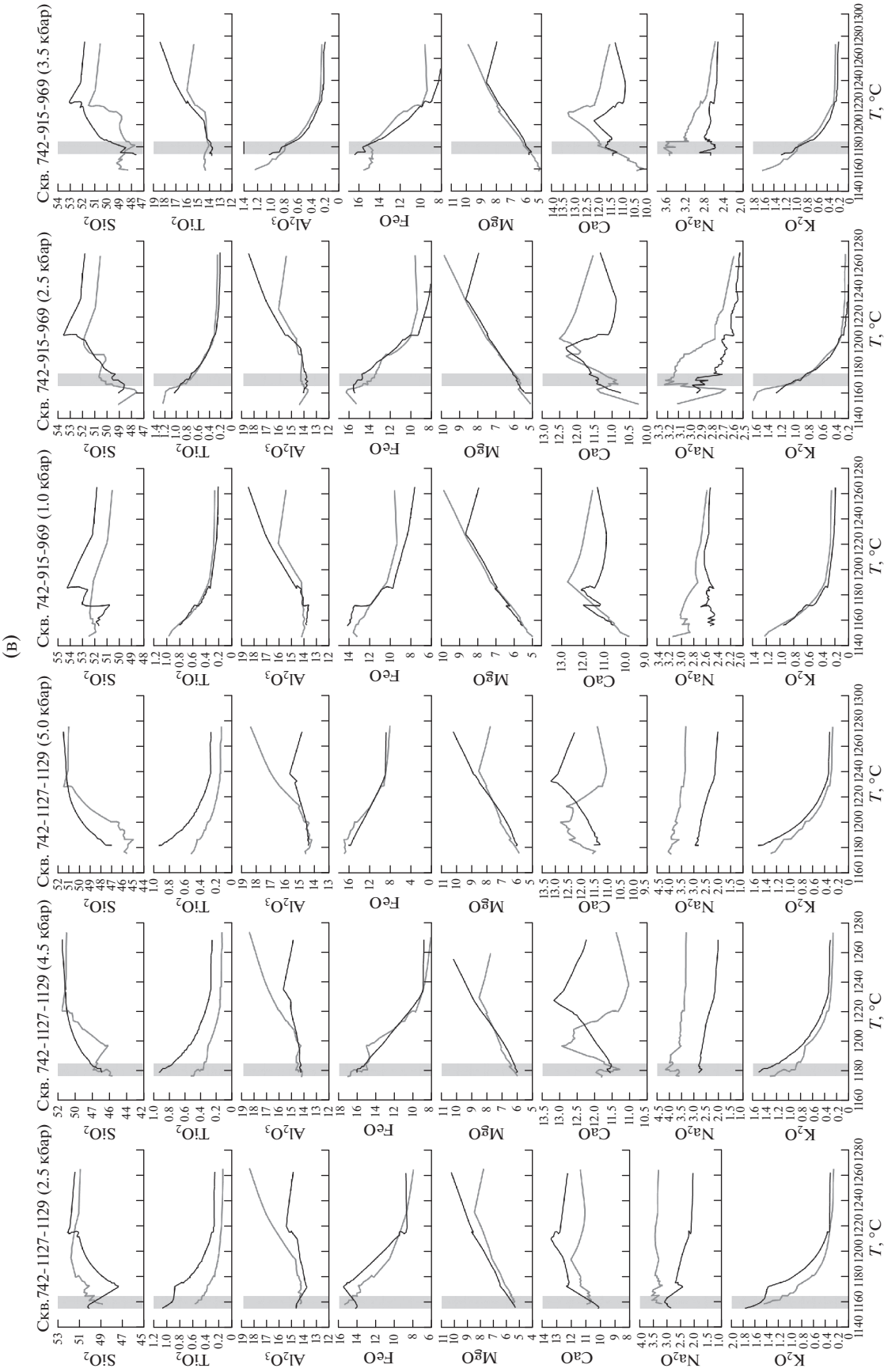


Рис. 11. Окончание

показало, что формирование *Орх* начинается при $T \sim 1340.9^\circ\text{C}$. Состав оливина составляет 88.35 мол. % *Fo*. Состав расплава характеризуется содержанием SiO_2 до ~ 53.12 мас. %, концентрация интрателлурической фазы — 11.8 мас. %.

При давлении 6.5 кбар появление *Орх* связывается с температурой 1367.3°C . Состав оливина составляет ~ 89.04 мол. % *Fo*. При этом расплав также характеризуется высоким содержанием SiO_2 до 52.70 мас. %, количество интрателлурической фазы — 9.0 мас. %.

Анализируя результаты проведенного моделирования, приходим к выводу, что интрателлурический оливин мог содержать 89–90 мол. % *Fo*, а температура исходной магмы могла быть равной $1340\text{--}1390^\circ\text{C}$, если давление в магматической камере было не менее 6.5 кбар на момент внедрения — формирования магматической камеры и начала кристаллизации. Оцененные составы магм для Мончегорского интрузива и массива Кивакка относятся к одной фацальной серии — марианит-бонинитам.

Интрузив Мончетундра

Состав магматического расплава

Сравнивая химические составы пород интрузива Мончетундра с породами расслоенных интрузий Мончегорск, Ципринга и Йоко-Довыренский, можно видеть, что поля распределения пород, представляющие разрезы массивов, большей своей частью перекрываются (рис. 9в). Состав пород интрузива Мончетундра отличается от составов перечисленных интрузий наличием высококальциевых (высокоглиноземистых) пород (анортозитов) и отсутствием пород с повышенной железистостью (исключение представляют породы с рудной минерализацией).

На треугольной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--FeO--MgO}$ (рис. 9а) по положению точек составов, соответствующих дифференциатам пород массива Мончетундра, видно, что часть их (скв. 753), представленная породами краевой зоны, попадает в поле дифференциатов Мончегорск–Кивакка, а другая часть в поле дифференциатов интрузива Ципринга и Йоко-Довырен (диаграмма $\text{SiO}_2\text{--FeO--MgO}$, рис. 9в). Рисунок 9в демонстрирует, что при всей однотипности полей химических анализов пород массива Мончетундра отсутствует ярко выраженная в интрузивах Йоко-Довырен и Ципринга “железистая ветвь”. В массиве Мончетундра большую долю в разрезе занимают лейкократовые породы (лейкократовые габбро и анортозиты). Рисунок 9а демонстрирует, что область пород субмеридиональной ветви Ниттис–Кумужья–Травяная совмещается с областью пород рудных зон, относимых к массиву Мончетундра (Пентландитовое ущелье), и не совпадает с областями пород

интрузии Кивакка и Мончегорского интрузива (вертикальный разрез построен с использованием данных по скв. 1297, 1204, 791 — широтной ветви). На диаграмме FeO--MgO--CaO (рис. 9б) породы рудной зоны формируют отдельное поле.

Двойственность в составах пород, объединенных в интрузию Мончетундра, становится понятной при сравнении средневзвешенных составов толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка, состава пород интрузии Ципринга и средневзвешенного состава пород интрузива Мончетундра (скв. 742 и 753). Наличие значительного количества проанализированных проб с точной привязкой к вертикальной координате разрезов скважин позволило рассчитать средневзвешенный состав изученных толщ. Значительная протяженность слоев расслоенной серии позволяет считать, что полученные средневзвешенные составы отвечают составу интрузива или его части и, возможно, близки составу исходной магмы (скв. 742). Средневзвешенный состав интрузива Ципринга близок к средневзвешенному составу толщ пород Мончетундровской интрузии (участок Лойпишнюн, скв. 742) и отвечает толеитовым базальтам (табл. 3). Составы пород из скв. 753 сравнимы с составами пород нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка.

***P-T* условия кристаллизации**

Как и для Мончегорского интрузива, давление в магматической камере интрузии Мончетундра оценивалось методом геохимической термометрии (Френкель, 1995; Арискин, Бармина, 2000).

Оценка давления проводилась в безводных условиях при разных буферных равновесиях по мере последовательной кристаллизации расплава с шагом в 1 мол. % (табл. 5). Задавались разные значения давления от 1.0 до 5.0 кбар. Расчеты, отвечающие требованиям к результатам модельных построений, которые демонстрировали отчетливые пересечения траекторий эволюции составов расплавов, принимались как удовлетворительные (рис. 11б, обр. 753–375.2–377.5). Образцы отобраны в пределах зоны переслаивания норитов и гарцбургитов. Оцененное давление могло достигать 3.5 кбар в температурном интервале $1200\text{--}1220^\circ\text{C}$ (условия разделения кумулятивных фаз). Оценка условий кристаллизации с использованием пород из скв. 742 (рис. 11в, обр. 742–1127–1129 и 742–915–969)) показала близкие значения давления ($P \leq 3.5$ кбар) и более низкую температуру формирования пород ($T = 1160\text{--}1175^\circ\text{C}$).

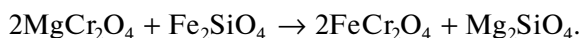
ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопросы о сходстве и различии в строении интрузий, составов их пород и мантийных источни-

ков их сформировавших, остаются в сфере интересов исследователей. В.Ф. Смолькин (Расслоенные интрузии ..., 2004), В.В. Чашин (Чашин и др., 2020) считают, что Мончетундровский массив так же, как и Мончегорский плутон, формировались в результате внедрения и кристаллизации магм, отвечавших двум различным по составу источникам. Исходные для Мончеплутона магмы имели более примитивный состав и являются производными марианит-бонинитовой магмы, а Мончетундровский массив образовался из более эволюционированных мантийных магм толеитового типа.

Мончегорский интрузив. Для оценки состава магмы, сформировавшей интрузив, использовались: давление в магматической камере и состав интрателлурического оливина. Причем, оценка состава оливина вызвала некоторые затруднения.

В Мончегорском интрузиве на образование высокомагнезиального оливина могла оказать массовая кристаллизация хромита (Расслоенные интрузии ..., 2004). Его образование с высоким содержанием форстеритовой молекулы может быть связано с обменной реакцией типа:



Это возможно из-за большого сродства железа с хромом. В работе (Шарков, Чистяков, 2014) отмечено, что в (*Ol* + *Chr*) кумулатах хромит преобразован в краевых частях кристаллов полностью в хроммагнетит и что содержание форстеритовой молекулы в оливинах из Сопчеозерского месторождения хромитов достигает 95–96%. Исходя из этих соображений, высокомагнезиальный оливин вряд ли мог отвечать составу интрателлурического оливина: оливин в дуните или перидотите мог испытывать изменения, а хромит обогащаться железом.

Нами было показано, что состав магмы, сформировавшей Мончегорский интрузив, идентичен составу магмы интрузии Кивакка. В статье (Семенов и др., 2021) приведены данные, касающиеся состава интрателлурического оливина в кивакской магме. Было отмечено, что в сингенетичных расслоенной интрузии и близких ей по составу дайках обнаружен реликтовый интрателлурический оливин (Егорова, 2017). Обычно включения оливина представлены минералом с форстеритовой составляющей порядка 84 мол. % (типичен и для расслоенного интрузива Кивакка), в то время как реликтовые зерна оливина обогащены форстеритовой составляющей 89 мол. %. Снижение содержания форстеритовой молекулы в оливине из пород расслоенной серии может быть объяснено потерей магния в процессе кристаллизации ортопироксена ($(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SO}_4 + \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Mg}, <\text{Fe})_2\text{SiO}_4 + \text{MgSiO}_3$). Исходя из приведенных соображений, оливин состава 89 мол. % *For* также мог быть интрателлурическим и в Мончегорской

магме, что подтверждается результатами моделирования – оценки состава магмы. Интрателлурический оливин был представлен минералом с форстеритовой составляющей ~88–92 мол. %. При этом состав равновесного с ним расплава (мас. %): $\text{SiO}_2 \sim 52.00\text{--}55.00$, $\text{TiO}_2 \sim 0.50$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11.00\text{--}12.00$, $\text{FeO} \sim 10.00\text{--}12.00$, $\text{MgO} \sim 12.00\text{--}14.00$, $\text{CaO} \sim 8.00\text{--}10.00$, $\text{Na}_2\text{O} \sim 1.50$, $\text{K}_2\text{O} \sim 0.20\text{--}0.30$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.04\text{--}0.06$ (количество интрателлурического оливина, равновесного с расплавом, в зависимости от принятых условий варьирует в пределах 9.0–23.0 об. %). Отметим, что магма интрузива Кивакка, по оценке (Коптев-Дворников и др., 2001), содержала до 20 об. % интрателлурического оливина.

При моделировании с использованием магмы кивакского типа был получен расплав (мас. %): $\text{SiO}_2 \sim 50.28$, $\text{TiO}_2 \sim 0.24$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 13.00$, $\text{FeO} \sim 9.00$, $\text{MgO} \sim 16.50$, $\text{CaO} \sim 9.00$, $\text{Na}_2\text{O} \sim 1.60$, $\text{K}_2\text{O} \sim 0.24$, $\text{P}_2\text{O}_5 \sim 0.02$ (количество интрателлурического оливина, равновесного с расплавом, составляет 5 об. %), близкий составу обр. 1135 (краевая зона, пограничный слой).

Оценка состава первичного расплава также была проведена в работе (Богина и др., 2017). Для этого использовался состав оливина ($\text{Mg\#} = 88$) из адкумюлата и коэффициент распределения оливин–расплав. Установлены содержания $\text{MgO} = 10.26$ мас. % и $\text{FeO} = 8.44$ мас. %. Эти вычисления показали, что первичный расплав изученных пород расслоенной серии соответствовал высоко-Mg базальту.

Для магмы кивакского типа *P-T* условия магматогенерации в источнике достигали 17.0 кбар и 1450°C (Семенов и др., 2021). Возможное сходство магм, сформировавших интрузии Мончегорск и Кивакка, позволяет считать, что полученные значения давления могли соответствовать условиям магматогенерации Мончегорской интрузии.

Интрузив Мончетундра. В составах его пород отмечалась двойственность. Эта двойственность становится понятной при сравнении средневзвешенных составов толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск, Кивакка, интрузии Ципринга и средневзвешенного состава пород интрузива Мончетундра (табл. 3).

Состав (средневзвешенный) толщи пород (скв. 742, участок Лойпишнюн) близок толеитовым базальтам (табл. 3), неотипным с магмой, сформировавшей интрузию Ципринга. В то же время состав толщи пород (скв. 753, восточный борт интрузии) близок составу пород толщ нижней приконтактной зоны и зоны норитов интрузий Мончегорск и Кивакка.

Отмеченное сходство с магмой ципрингского типа позволяет предположить, что значение давления в области генерации магмы толеитового состава

не превышало 9.0 кбар. Не исключено, что это значение давления могло соответствовать таковому в промежуточной камере. Значение 9.0 кбар (с учетом погрешностей) близко к значению давления на границе кора—мантия, где, в соответствии с моделью андерплейтинга, могут накапливаться большие количества базитовой магмы (Берковский и др., 1999).

В магматической камере интрузии Мончетундра для обр. 753-375.2-377.5 методом геохимической термометрии были оценены P - T параметры — 1.5–3.5 кбар и 1200–1220°C (условия разделения кумулятивных фаз). Образцы были отобраны в пределах восточного борта интрузии в зоне переслаивания норитов и гарцбургитов. Оценка условий кристаллизации с использованием пород скв. 742 (обр. 742-127-1129, 742-915-969, скважина расположена в осевой части массива) показала близкие значения давления ($P \leq 3.5$ кбар) и более низкую температуру формирования пород ($T = 1160$ – 1175°C).

Породы расслоенной серии, слагающие субмеридиональную ветвь Мончегорского интрузива (НКТ), отличаются от пород субширотной ветви более высокой железистостью. В то же время строение вертикального разреза (скв. 753, район Пентландитового ущелья, интрузив Мончетундра), состав слагающих его пород имеют сходство со строением разреза и составами пород краевой зоны НКТ. Это вызывает ряд вопросов, связанных не только со строением расслоенного интрузива Мончетундра, но и со строением Мончегорского массива (соотношение субширотной и субмеридиональной ветвей интрузии).

Обобщая результаты исследований, обращаем внимание еще на одну деталь, а именно на последовательность магматических событий: на первом этапе формируются интрузии Мончегорского массива, как производные марианит-бонинитовой магмы, а Мончетундровский массив образовался из магм толеитового типа. Отметим, что аналогичная последовательность формирования зафиксирована для интрузий Олангской группы (Северная Карелия). Здесь временной интервал между внедрением магмы и формированием массивов Луккулайсваара (производный марианит-бонинитовой магмы) и Ципринга (производный толеитовой магмы) с вероятностью 0.999 не превышает 4.4 млн лет. За это время интрузив Луккулайсваара был выведен на дневную поверхность, перекрыт толщей эффузивов, по границе которых с архейским фундаментом в свою очередь внедрился интрузив Ципринга (Семенов и др., 1995).

ВЫВОДЫ

1. Мончегорский магматический узел был сформирован за счет комплекса отличающихся

по времени магматических событий. Формирование интрузива Мончегорск связано с возрастными интервалами 2497 ± 21 – 2504 ± 2 (гора Нюд) и 2507 ± 9 млн лет (субмеридиональная ветвь Мончегорского интрузива), 2500 ± 10 – 2487 ± 12 млн лет (дайки габбро, меланоноритов, ортопироксенитов, гора Ниттис). Породы интрузива Мончетундра, в рамках его принятых границ, формировались в три этапа магматической активности: 2500 млн лет — ортопироксениты и нориты нижней зоны, 2470 млн лет — лейкогаббро-нориты и 2450 млн лет — лейкогаббро верхней зоны.

2. Мощность вертикального разреза интрузива Мончегорск достигала 3700 м. Состав магмы, рассчитанный с учетом его оцененной мощности, близок составу магмы массива Кивакка при условии сохранения порядка отношений мощностей зон интрузивов.

3. Строение вертикального геологического разреза (район Пентландитового ущелья) и состав слагающих его пород имеют сходство с разрезом и породами краевой зоны НКТ. В связи с этим расслоенную серию этого участка мы относим к массивам Ниттис, Кумужья и Травяной.

4. Расчеты с использованием пород краевой зоны интрузива Мончегорск (обр. 791-1123, 791-1135) при 6.5–5.5 кбар показали, что расплав, равновесный с Ol , содержал (мас. %): $SiO_2 \leq 55$, $TiO_2 \leq 0.50$, $MgO \leq 14$. Температура исходной магмы при этом могла быть равна 1390°C . При более низком давлении (ниже 6.5 кбар) в полученном расплаве отмечается увеличение содержания кремнезема. В Мончегорском интрузиве состав интрателлурического оливина в этой модели мог варьировать в пределах 88–92 мол. % Fe . Количество интрателлурического оливина в расплаве в зависимости от давления могло варьировать от 11 до 24 об. %.

5. Расслоенная серия (скв. 742) интрузива Мончетундра сформирована в процессе кристаллизации магмы толеитового состава и идентична магме, сформировавшей интрузию Ципринга (Олангская группа интрузий). Поэтому магмы, сформировавшие интрузию Мончегорск, и магмы, сформировавшие расслоенную серию интрузива Мончетундра (скв. 742), имеют разные источники.

Благодарности. Авторы благодарят Г.П. Плещак (ИГГД РАН) за помощь в подготовке статьи к печати, а также выражают благодарность рецензентам Е.В. Коптеву-Дворникову и А.М. Ларину.

Финансовые источники. Работа выполнена по проекту НИР ИГГД РАН, тема № FMUW-2021-0002, регистрационный номер: AAAA-A21-121011190056-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
- Баянова Т.Б., Нерович Л.И., Митрофанов Ф.П. и др. Мончегундровский базитовый массив Кольского региона: новые геологические и изотопно-возрастные данные // Докл. АН. 2010. Т. 431. № 2. С. 216–222.
- Берковский А.Н., Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А. и др. Оценка давления магмы при внедрении на примере интрузивов Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга (Северная Карелия) // Докл. АН СССР. 1999. Т. 366. № 5. С. 660–663.
- Богина М.М., Чистяков А.В., Шарков Е.В. и др. Мончегорский расслоенный мафит-ультрамафитовый плутон: новые минералогические и изотопно-геохимические данные по ультрамафитовой части расслоенной серии // Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал: Материалы V Международной конференции. Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2017. С. 170–173.
- Горбунов Г.И., Загородный В.Г., Робонен В.И. и др. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита // Отв. ред. Г. И. Горбунов, Х. Папунен. Л.: Наука, 1985. 236 с.
- Егорова С.В. Палеопротерозойские габбро-нориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2017. 23 с.
- Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В., Фролова А.А. Особенности распределения минералов благородных металлов в медно-платиновых жилах участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Материалы Всероссийской конференции с международным участием “Проблемы геологии и эксплуатации месторождений платиновых металлов (I научные чтения памяти проф. В.Г. Лазаренкова)”. Санкт-Петербург, 25 мая 2016 г., СПб: Изд-во СПбГУ, 2016. С. 62–63.
- Казанов О.В., Корнеев С.И., Петров С.В. и др. Новые данные о платинотемальной минерализации участка Западный Ниттис Мончегорского расслоенного плутона (Кольский п-ов) // Материалы V Международной конференции “Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал”. Гремячинск, 2–6 сентября 2017 г. Улан-Удэ: Изд-во Бурятского государственного университета, 2017. С. 140–143.
- 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 Кивакского интрузива // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 31–52.
- Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.
- Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы // Отв. ред. О.А. Богатилов, Е.В. Шарков. М.: Наука, 1985. 488 с.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Новые данные по геологии, петрографии, изотопной геохимии и ЭПГ минерализации Мончегундровского массива // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 3. С. 461–477.
- 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.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение // Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2004. Ч. 1. 177 с.
- Родионов Н.В., Антонов А.В., Беляцкий Б.В. и др. Датирование бадделита и циркона из габбро-норитов раннепротерозойского расслоенного базит-ультрабазитового Мончегорского комплекса, Кольский полуостров: свидетельство синхронного магматизма // 2013. <https://alkaline2011.web.ru/2014/Abstracts/Rodionov.htm>
- Семенов В.С., Коптев-Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 645–668.
- Семенов В.С., Семенов С.В., Коптев-Дворников Е.В., Корнеев С.И. Мончегорский интрузив: реконструкция (состав исходной магмы, ее P-T состояние, мощность интрузива) // Вестник МГУ. 2021. № 2. С. 30–39.
- 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 руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 3. С. 171–194.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Савченко Е.Э. и др. Петрогенезис и возраст пород нижней платиноносной зоны Мончегундровского базитового массива, Кольский полуостров // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 150–183.
- Юдин Б.А. Габбро-лабрадоритовая формация Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 169 с.
- Ярошевский А.А., Болиховская С.В., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая структура Йоко-Довыренского расслоенного дунит-троктолит-габбро-норитового интрузива, Северное Прибайкалье // Геохимия. 2006. № 10. С. 1027–1039.
- Смолькин В.Ф., Федотов Ж.А., Нерадовский Ю.Н. и др. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 344 с.
- Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotopic geochemistry of mafic layered intrusions in the eastern Baltic shield: Implication for the evolution of Paleoproterozoic continen-

tal mafic magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. № 3–4. P. 255–272.

Bayanova T.B., Serovich L.I., Mitrofanov F.P. et al. Monchetundrovskiy bazitovyy massiv Kolskogo regiona: Novyie geologicheskie i izotopno-vozzrastnyie dannyye [Monchetundra mafic massif of the Kola region: New geological and isotope-age data] // Dokl. Akademii Nauk. 2010. T. 431. № 2. P. 216–222.

Sharkov E.V., Chistyakov A.V. The early Paleoproterozoic Monchegorsk layered mafite-ultramafite massif in the Kola Peninsula: Geology, petrology, and ore potential // Petrology. 2012. V. 20. № 7. P. 607–639.

Ward J.H.Jr. Hierarchical grouping to optimize an objective function // J. Amer. Statist. Assoc. 1963. V. 58. № 301. P. 236–244.

Conditions for the Formation of Stratified Intrusions of the Monchegorsk Magmatic Node

V. S. Semenov¹, O. V. Kazanov², S. I. Korneev³, E. B. Salnikov¹, and S. V. Semenov¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, St. Petersburg, Russia*

²*N.M. Fedorovsky All-Russian Scientific Research Institute of Mineral Raw Materials, Moscow, Russia*

³*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

As a result of active intrusive activity, the Monchegorsk and Monchetundra stratified arrays were formed over a not significant period. They form the Monchegorsk magmatic node. Significant deposits are associated with them elements of the platinum group. At the same time, questions remain related to the determination of magma sources, the duration of their active activity, the composition of magmas that formed intrusions and the conditions of crystallization. Calculations using rocks of the intrusive boundary group (model 791-1123, 791-1135) at a pressure of 6.5–5.5 kbar showed that the melt, equilibrium with *Ol*. It contained $\text{SiO}_2 \leq 55$ wt %, $\text{TiO}_2 \leq 0.50$ wt %, $\text{MgO} \leq 14$ wt %. The temperature of the initial magma could be equal to 1390°C. At a lower pressure (below 6.5 kbar), an increase in the silica content is observed in the resulting melt. In the Monchegorsk intrusive, the composition of intratelluric olivine in this model could vary within 88–92 mol % *Fo*. The amount of intratelluric olivine in the melt, depending on the pressure, could vary from 11 to 24 vol %.

Keywords: stratification, cumulates, isotopic age, micrograin rocks, melt, magma