

НИЖНЕТАЛНАХСКИЙ ТИП ИНТРУЗИВОВ В НОРИЛЬСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ¹

© 2023 г. С. Ф. Служеникин^а*, К. Н. Малич^б, М. А. Юдовская^{а, с}, **Д. М. Туровцев^а**,
Т. Н. Анциферова^а, С. К. Михалев^д, И. Ю. Баданина^б, Н. Г. Солошенко^б

^а Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^б Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

^с CIMERA, School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Republic of South Africa

^д ООО “Норильскгеология”, Норильск, Красноярский край, Россия

*e-mail: sluzhenikinsf@yandex.ru

Поступила в редакцию 26.10.2022 г.

После доработки 03.02.2023 г.

Принята к публикации 15.02.2023 г.

Троктолиты, оливиновые и богатые оливином пикритовые габбродолериты слагают до 75% разрезов интрузивов нижнеталнахского типа в местах их повышенной мощности, тогда как маломощные разрезы сложены безоливиновыми и оливинсодержащими габбродолеритами. В толще высокомагнезильных кумулатов нет четкой дифференциации, хотя содержание TiO_2 и щелочей увеличивается к верхним эндоконтактам. Переходы между разными типами пород постепенные, и поля составов низко-Ni оливина в них (Fe_{70-83} , 0.01–0.2 мас. % NiO) существенно перекрываются. Содержания и диапазоны вариаций Cr_2O_3 (0.01–0.5 мас. %) и TiO_2 (0.05–1.0 мас. %) в клинопироксене (Fs_{7-13} , Mg# 68–89) являются наименьшими среди всех типов интрузивов норильского комплекса, что согласуется с обедненностью хромом (0.002–0.051 мас. % Cr_2O_3) валового состава пород. Более поздний ортопироксен (Fs_{15-30}) образуется при реакции остаточного расплава с ранним оливином. Плаггиоклаз, наряду с лейстами в офитовом каркасе, образует порфировидные вкрапленники и их срастания, а также доминирует в шлирах и фрагментах лейкократовых пород в такситовидных и пикритовых габбродолеритах со слабо сортированной расслоенной текстурой. В богатых оливином породах сульфиды представлены ассоциацией троилит ± пирротин гексагональный + железистый богатый Со пентландит + железистый халькопирит (± путоранит, талнахит) ± кубанит. В верхних и нижних частях интрузивов развите ассоциация пирротин гексагональный + халькопирит + пентландит, тогда как в эндо- и экзоконтакте кристаллизуются пирротин моноклинный + халькопирит + пентландит обогащенный Ni. Концентрация цветных (0.077–0.21 мас. % Ni, 0.05–0.38 мас. % Cu) и платиновых металлов (0.03–0.26 до 0.40 г/т суммы ЭПГ) в минерализованных породах очень низка. При условии небольшого количества сульфидов и крайне низкого тенора цветных и платиновых металлов в них гетерогенный изотопный состав серы нижнеталнахских сульфидов ($\delta^{34}S$ в пределах 3.8–8.6‰, но до 11.8‰), скорее всего, отражает достижение повторного сульфидного насыщения при ассимиляции сульфатной серы магмой, ранее испытавшей потери халькофильных металлов в сосуществующую сульфидную жидкость на глубине. Sr-Nd изотопные составы (первичное Sr, отношение на возраст 250 млн лет от 0.7073 до 0.7087 и $\epsilon_{Nd}(T)$ от –1.8 до –5.9) нижнеталнахских интрузивов отражают преобладающую контаминацию протерозойским материалом в отличие от рудоносных интрузивов, чьи Sr-Nd изотопные составы свидетельствуют в пользу контаминации верхнекоровым осадочным веществом палеозойского возраста.

Ключевые слова: магматические сульфиды, базит-ультрабазитовые интрузивы, нижнеталнахский тип, Норильский район, Nd-Sr изотопная систематика, S-Cu изотопная систематика, контаминация, трапповый магматизм

DOI: 10.31857/S0869590323050060, **EDN:** AIMPKL

ВВЕДЕНИЕ

Интрузивы нижнеталнахского типа входят в состав норильского комплекса Норильского района, наряду с интрузивами круглогорского, зу-

бовского и норильского типов (Люлько и др., 1975; Радько, 2016). Последний тип включает промышленно-рудноносные массивы Талнахский, Хараелахский, Норильск-1, Норильск-2, Черногорский и потенциально рудоносные Имандинский, Мантуровский, Микчангдинский и Тальминский (рис. 1). Кондиционное вкрапленное оруденение также установлено в интрузивах зубовского типа (Пяси-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590323050060 для авторизованных пользователей.

но-Вологодчанский) и отдельных участках силлов круглогорского типа (Служеникин и др., 2018, 2020). По сравнению с интрузивами других типов норильского комплекса нижнеталнахский тип, хоть и сульфидоносный, отличается крайне низкими содержаниями Ni и Cr и относится к группе меланократовых интрузивов, обладающих высокой пропорцией пород, обогащенных оливином (Дюжиков и др., 1988; Туровцев, 2002). Интрузивы нижнеталнахского типа совместно с рудоносными хонолитами являются составляющими многоуровневых интрузивных построек, сложность и многоэтапность которых свидетельствует о благоприятных обстановках внедрения. На известных рудных полях ареал распространения нижнеталнахских интрузивов заметно шире ареала сопряженных рудоносных хонолитов, что позволяет использовать их как поисковый признак на обнаружение рудоносных хонолитов на перспективных площадях. В этой связи особенности их локализации во вмещающем разрезе, взаимоотношения с другими интрузивами, закономерности их внутреннего строения как отражение источника и последующей магматической дифференциации являются важными не только для понимания истории магматизма региона, но и для разработки стратегии поисков.

Геологическое строение, петрографический состав, изотопно-геохимические особенности нижнеталнахских интрузивов были охарактеризованы с разной степенью детальности в ряде работ (Додин, Садиков, 1967; Наторхин и др., 1977; Земскова, 1981; Дюжиков и др., 1988; Naldrett et al., 1992, 1995; Zen'ko, Czamanske, 1994; Czamanske et al., 1992; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Ryabov et al., 2014; Кривоуцкая, 2014). В более ранних работах эти интрузивы были отнесены к моронговскому комплексу (Додин, Садиков, 1967; Комарова, Люлько, 1967). В работе Г.В. Земсковой (1981) к нижнеталнахскому типу, помимо Нижнеталнахского, Нижненорильского интрузивов и Клюквенного в Тальминском узле, были выделены также Зуб-Маркшейдерский и Вологодчанский, позднее приуроченные к зубовскому типу интрузивов (Туровцев, 2002; Служеникин и др., 2020; Служеникин,

Кривоуцкая, 2015), а также Мантуровский интрузив в Имагдинском узле. В.А. Люлько и др. (1975) рассматривали нижнеталнахские интрузивы в составе норильского комплекса на основе их тесной пространственной ассоциации с рудоносными интрузивами, а в дальнейшем было предложено рассматривать нижнеталнахские интрузивы как самостоятельный комплекс (Федоренко, 2010; Падерин и др., 2016), учитывая их отличительные вещественные и изотопные характеристики.

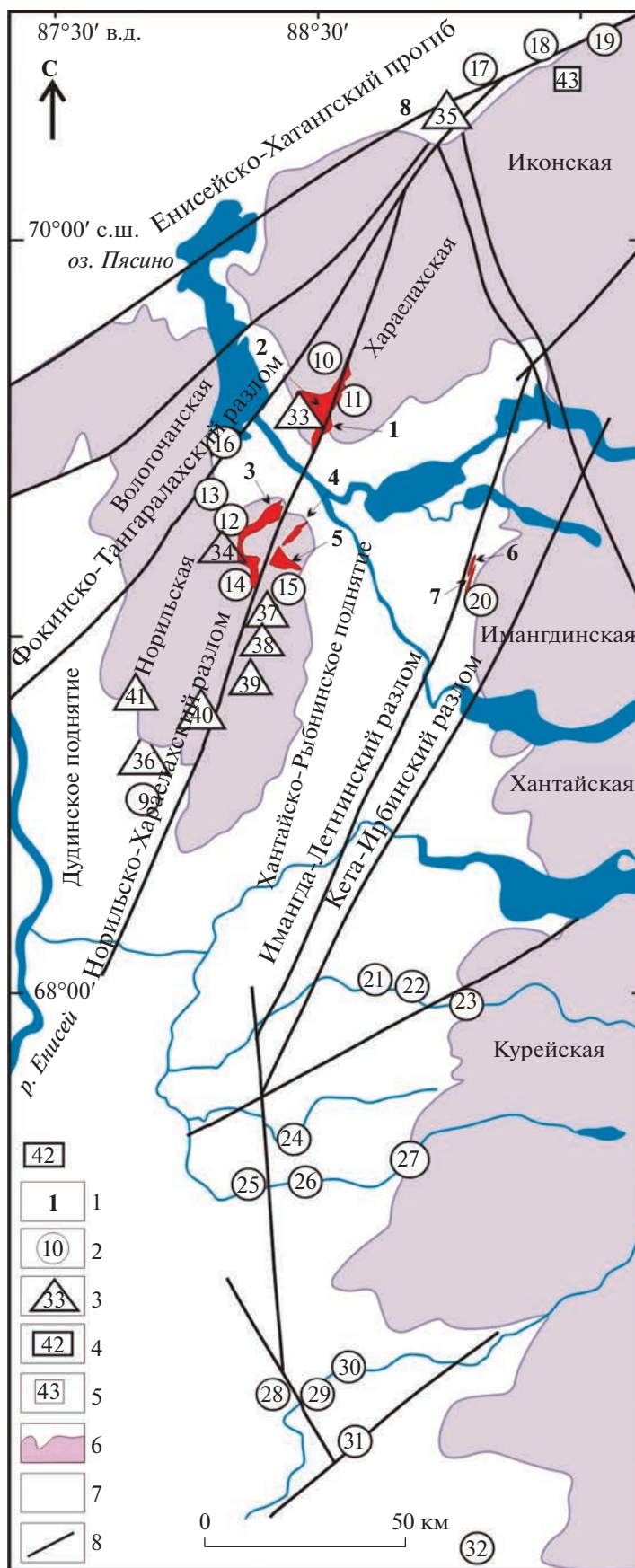
Нижнеталнахский интрузив является петролитом и изучен наиболее детально, что позволило определить специфические изотопно-геохимические характеристики нижнеталнахского типа (Zen'ko, Czamanske, 1994; Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018). Данные по Нижненорильскому, Зеленогривскому и Клюквенному интрузивам более скудны и представлены в основном в производственных отчетах, еще меньше внимания в литературе было уделено особенностям их сульфидной минерализации (Августинчик, 1981).

В настоящей работе дана систематическая характеристика геологического строения, петрографического и минерального состава пород, а также сульфидной минерализации трех интрузивов нижнеталнахского типа – Нижнеталнахского, Нижненорильского и Зеленогривского. Изотопные данные по составу Sr и Nd, а также S и Cu в породах и минералах этих интрузивов обосновывают преобладающий глубинный характер контаминации нижнеталнахских магм с крайне подчиненной ролью тренда местной контаминации, выявленного ранее для рудоносных интрузивов (Arndt et al., 1995).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВОВ НИЖНЕТАЛНАХСКОГО ТИПА

Нижнеталнахский интрузив распространен на площади Талнахского рудного узла, а также за его пределы (рис. 2). Основными структурами, контролирующими его распространение, являются Норильско-Хараелахский и Фокинско-Тангаралахский разломы (рис. 1).

Рис. 1. Схема размещения дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов в Норильском районе. 1–3 – типы дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов: 1 – *мезократовый тип* (интрузивы: 1 – Талнахский, 2 – Хараелахский, 3 – Норильск-1, 4 – Норильск-2, 5 – Черногорский), 6 – Имагдинский, 7 – Мантуровский, 8 – Тальминский; 2 – *лейкократовый тип* (интрузивы: 9 – Бурканский, 10 – Тангаралахский, 11 – Габбровский, 12 – Зубовский, 13 – Верхнеамбарнинский, 14 – Верхнебыстринский, 15 – Круглогорский, 16 – Пясино-Вологодчанский, 17 – Иконский, 18 – Ыттахский, 19 – Арылахско-Мастахсалинский, 20 – Накохозский, 21 – Верхнеильгьткский, 22 – Силурийский, 23 – Кулюмбинский, 24 – Брусский, 25 – Нижнегорбиячинский, 26 – Джалтульский, 27 – Верхнегорбиячинский, 28 – Нижний, 29 – Светлогорский, 30 – Второго Порога р. Курейки, 31 – Окуневоозерский, 32 – Коллойский); 3 – *меланократовый тип* (интрузивы: 33 – Нижнеталнахский, 34 – Нижненорильский, 35 – Клюквенный, 36 – Зеленогривский, 37 – рч. Пикритового, 38 – Моронговский, 39 – рч. Магнитного, 40 – горы Пикритовой, 41 – Нижнефокинский); 4 – месторождения медистых песчаников (42 – Сухарихинское); 5 – проявления самородной меди (43 – Арылахское); 6 – вулканогенные формации пермо-триасового возраста нерасчлененные; 7 – терригенно-осадочные формации нерасчлененные; 8 – разломы.



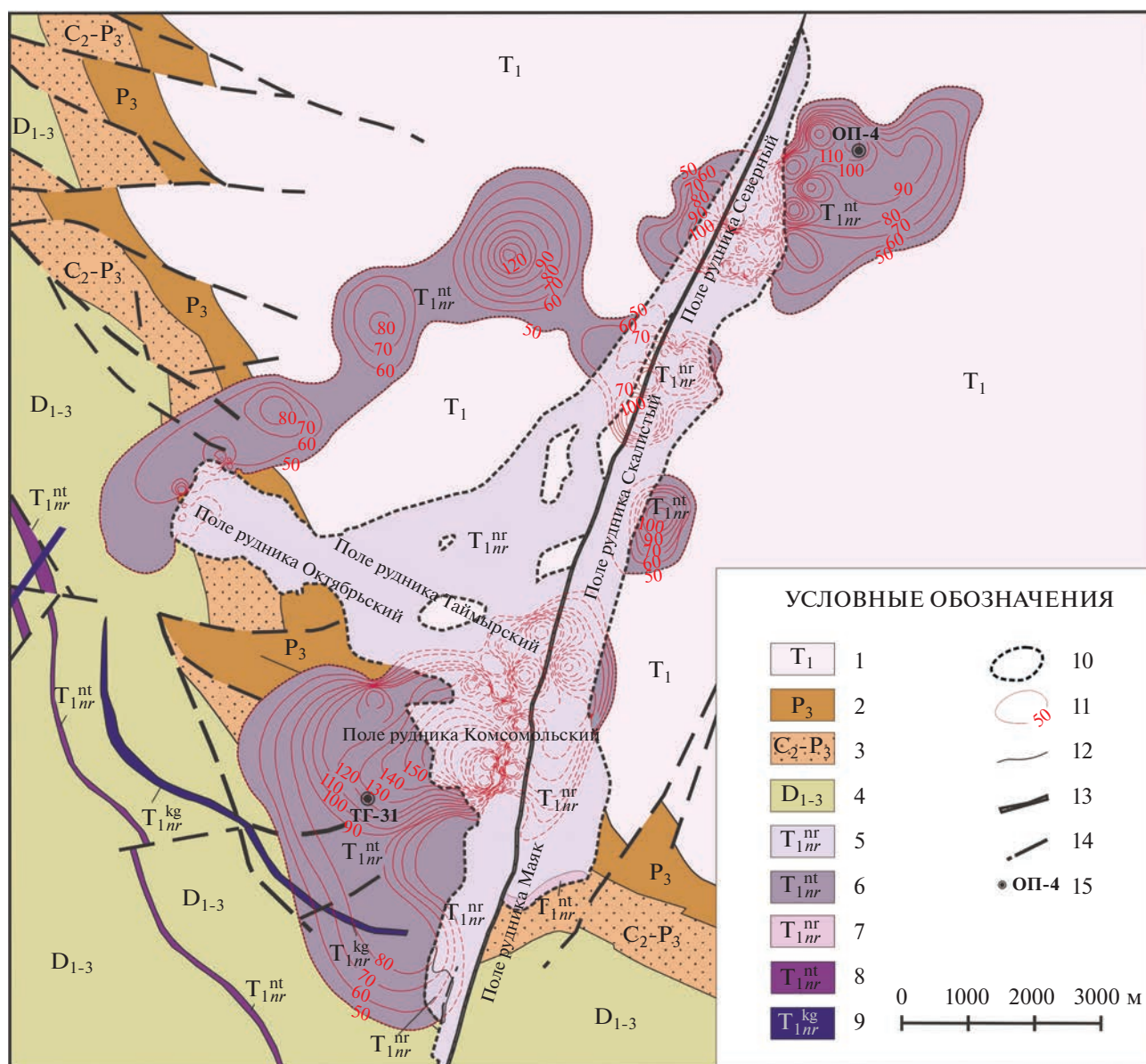


Рис. 2. Геологическая карта Талнахского рудного узла (составлена геологами ОАО «Норильскгеология», упрощенная и частично измененная). 1, 2 – вулканогенные образования: 1 – нижний триас: хараелахская, мокулаевская, моронговская, надеждинская, хаканчанская, гудчихинская, сыверминская свиты, 2 – верхняя пермь: ивакинская свита; 3 – средний карбон–верхняя пермь: тунгусская серия; 4 – нижний–верхний девон: ямпахтинская, хребтовская, зубовская, курейская, разведочнинская, мантуровская, юктинская, нахохозская, каларгонская, фокинская свиты; 5, 6 – нижнетриасовые интрузивы: 5 – норильский тип, хонолитообразные дифференцированные тела, 6 – нижнеталнахский тип, хонолитообразные дифференцированные тела; 7–9 – выходы интрузивов на поверхность под четвертичные отложения: 7 – норильского, 8 – нижнеталнахского, 9 – круглогорского типов; 10 – контуры рудоносных интрузивов норильского типа; 11 – изопахиты нижнеталнахского интрузива при его мощности свыше 50 м; 12 – геологические границы; 13 – Норильско-Хараелахский разлом; 14 – разрывные нарушения; 15 – скважины и их номера.

Контуры развития Нижнеталнахского интрузива не везде установлены и осложнены многочисленными апофизами по всей периферии. На юго-западе граница интрузива обусловлена его выходами под четвертичные отложения в борту

Хараелахской мульды (рис. 2). В плане можно выделить Западную, Центральную и Восточную части (ветви) Нижнеталнахского интрузива (рис. 2). На запад от Норильско-Хараелахского разлома интрузив в основном залегает среди отложений

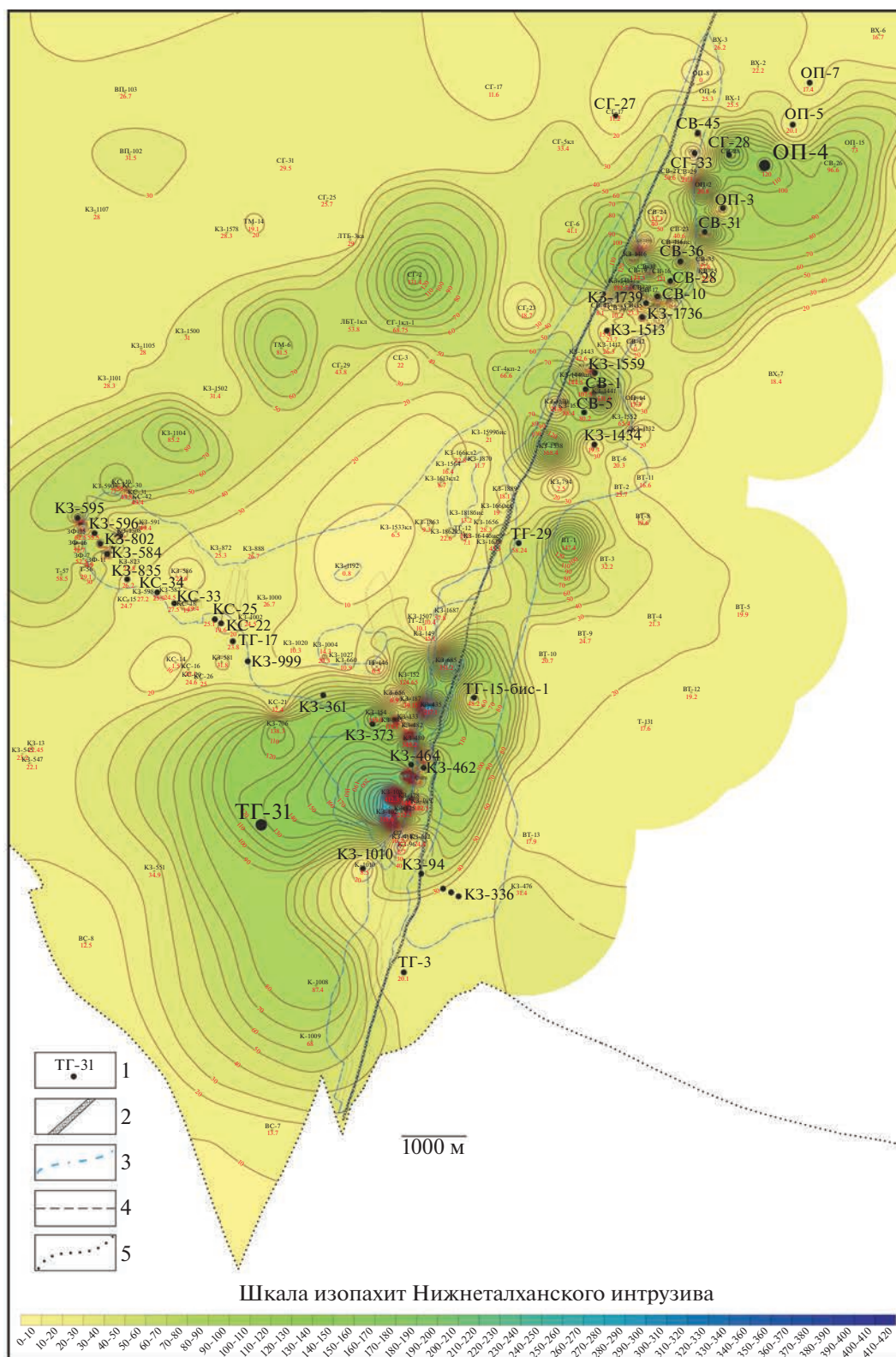


Рис. 3. План изопхит Нижнеталнахского интрузива. 1 – номера скважин, по которым построены геологические разрезы; 2 – Норильско-Хараелахский разлом; 3 – прочие нарушения; 4 – изопхиты; 5 – контуры Нижнеталнахского интрузива.

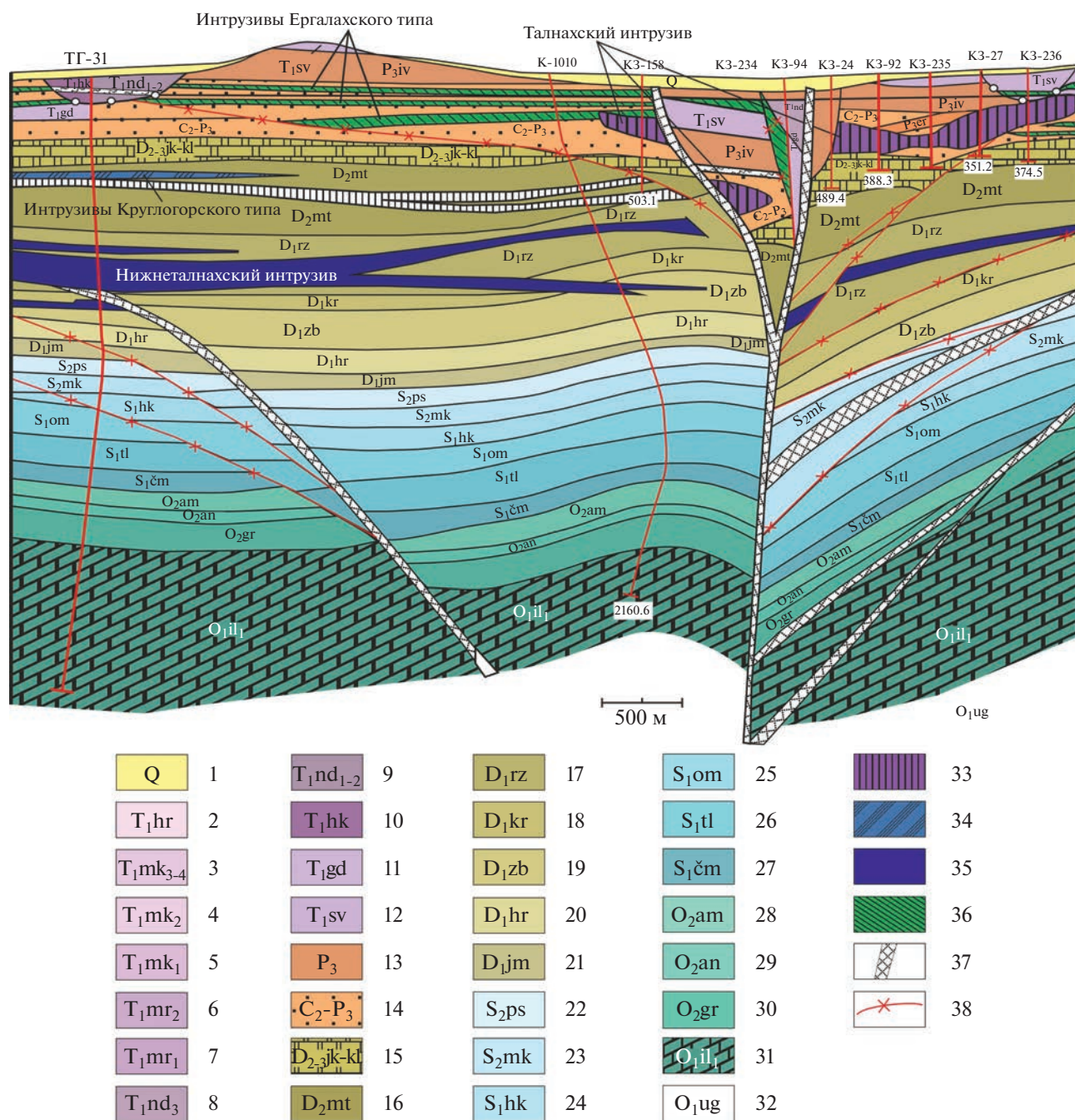


Рис. 4. Геологический разрез южного участка Талнахского рудного поля. 1 – четвертичные отложения; 2 – хараелахская свита; 3 – мокулаевская свита. Верхняя пачка; 4 – мокулаевская свита. Средняя пачка; 5 – мокулаевская свита. Нижняя пачка; 6 – моронговская свита. Верхняя пачка; 7 – моронговская свита. Нижняя пачка; 8 – надеждинская свита. Верхняя пачка; 9 – надеждинская свита. Средняя и нижняя пачки; 10 – хаканчанская свита; 11 – гудчихинская свита; 12 – сыверминская свита; 13 – ивакинская свита; 14 – тунгусская серия; 15 – нерасчлененные юктинская, на-кохозская, каларгонская свиты; 16 – мантуровская свита; 17 – разведочинская свита; 18 – курейская свита; 19 – зубовская свита; 20 – хребтовская свита; 21 – ямпахтинская свита; 22 – постническая свита; 23 – макусская свита; 24 – хюктинская свита; 25 – омнутахская свита; 26 – таликитская свита; 27 – чамбинская свита; 28 – амораканская свита; 29 – ангриская свита; 30 – гурагирская свита; 31 – ильтыская свита; 32 – уйгурская свита; 33–36 – интрузивные образования: 33 – норильский тип, 34 – круглогорский тип, 35 – нижнеталнахский тип, 36 – ергалахский интрузивный комплекс; 37 – Норильско-Хараелахский разлом; 38 – прочие разломы.

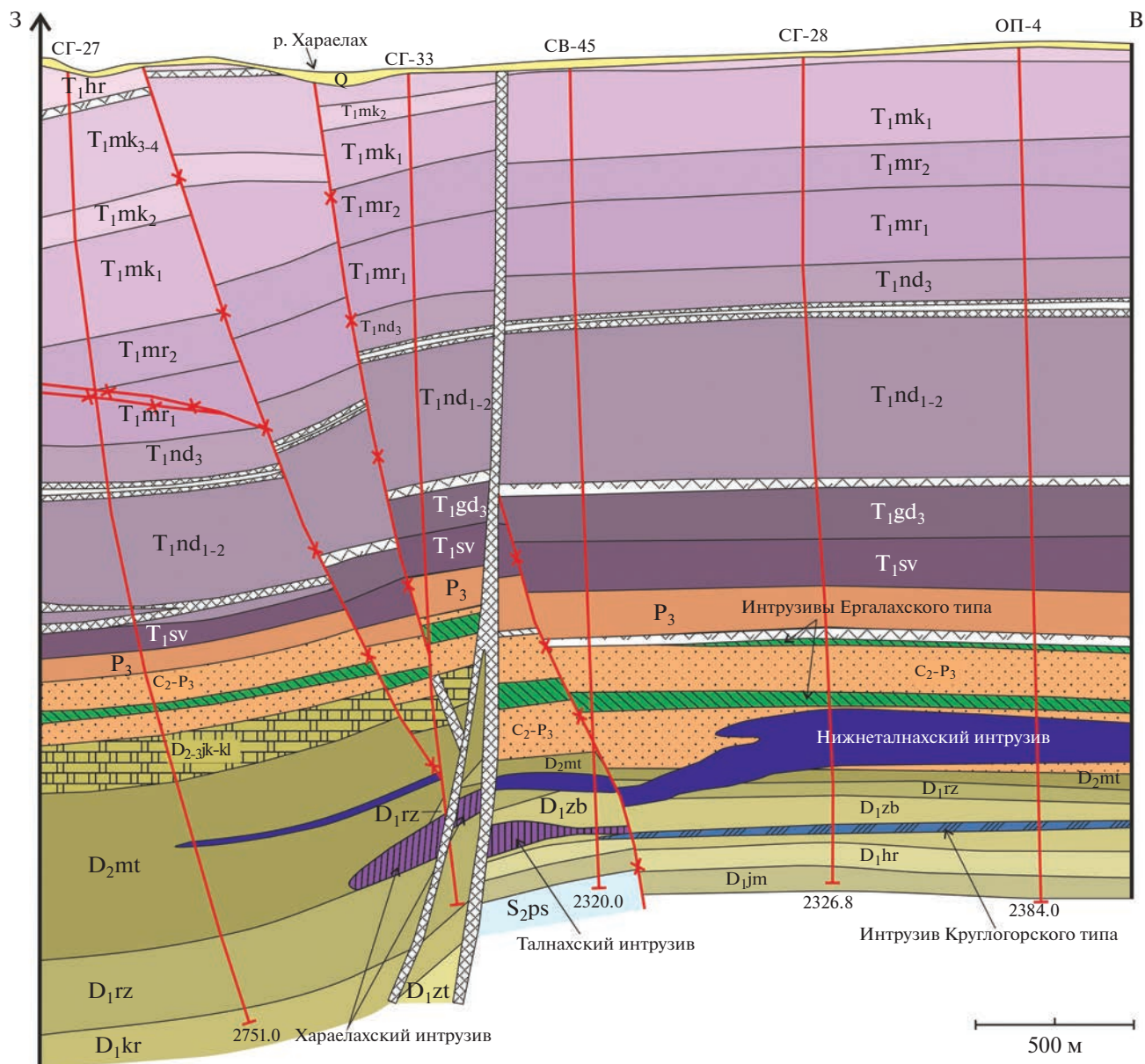


Рис. 5. Геологический разрез северного (Олорского) участка Талнахского рудного поля. Условные обозначения см. на рис. 4.

разведочнической, курейской и зубовской свит нижнего девона (рис. 2, 3) в виде изогнутой ленты в плане. В зоне Осевого (Далдыканского) разлома западная ветвь Нижнеталнахского интрузива залегает стратиграфически ниже рудоносного Хараелахского интрузива и ассоциирующего интрузива круглогорского типа. В зоне разлома мощность его резко возрастает от 35 до 130 м. Эта зона повышенных мощностей оконтуривает с запада рудоносный Хараелахский интрузив.

Центральная ветвь интрузива локализуется в зоне Норильско-Хараелахского разлома и контролируется структурой, осложняющей западное крыло этого разлома. Мощность пересечений Нижнеталнахского интрузива здесь достигает 412 м (скв. КЗ-108). В пределах полосы высоких мощностей отмечается большая амплитуда колебаний мощности от 40 до 400 м. Интрузив осложнен раздувами, флексурами, пережимами и расщеплениями и несколько поднимается в стратиграфическом раз-

резе до границы курейской и разведочнинской свит (рис. 4; Supplementary², ESM_3.pdf).

Восточная ветвь локализуется в восточном крыле Норильско-Хараелахского разлома и в значительной области перекрывается в плане с рудоносным Талнахским интрузивом. На юге горизонтами локализации этого интрузива являются курейская и зубовская свиты нижнего девона. К северу корытообразная подошва интрузива погружается, но при этом происходит сближение Нижнеталнахского и Талнахского интрузивов и даже их пересечение на северных участках, где Нижнеталнахский интрузив локализован в отложениях тунгусской серии C_2 – P_3 над рудоносным Талнахским интрузивом (рис. 5; ESM_4.pdf (Suppl.)).

Нижненорильский интрузив залегает к западу от интрузива Норильск-1 в зоне Далдыканского (Фокинско-Тангарахлахского) разлома (рис. 6). Массив расщеплен зоной Далдыканского разлома на Западную и Восточную ветви. Осевые линии вет-

вей субпараллельны и изменяют ориентировку согласно структурам Ергалахско-Быстринской и Далдыканской зон разломов (рис. 6). Западная ветвь локализована в пределах структуры Далдыканского разлома среди отложений разведочнинской и курейской свит нижнего девона, а восточная ветвь – в восточном крыле этого разлома. Мощность Нижненорильского интрузива в среднем составляет 35–50 м. В общем он представляет пологосекущий силл, согласный с общим падением осадочных пород. В области раздувов интрузив приобретает трубообразную форму при увеличении мощности до 150–230 м (рис. 6). Подошва интрузива при этом опускается до зубовской свиты нижнего девона.

Зеленогровский интрузив приурочен к южному и юго-западному обрамлению Норильской мульды (рис. 1, 7а, 7б). Положение интрузива контролируется зонами Норильско-Хараелахского разлома и оперяющего Руднинского разлома, а также поперечным Краевым разломом. Основными пликативными структурами являются Убойнинское поднятие и Зеленогровская впадина, имеющие северо-западную ориентировку, которая совпадает с направлением Руднинского разлома. Интрузив локализован в отложениях тунгусской серии C_2 – P_3 и имеет форму пластины с раздувами и пережимами мощностью от 24 до 200 м.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Состав пород и рудная минерализация изучены петрографическими и минералогическими методами. Химический состав минералов исследовался на электронном рентгеноспектральном микроанализаторе JXA-8200 JEOL Центра коллективного пользования (ЦКП) “ИГЕМ-Аналитика” (Москва). Определение редкоземельных элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в ИГЕМ РАН (XSeries 2 Thermo Scientific).

Изотопный состав и концентрации Rb, Sr, Sm и Nd в породах получены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (Finnigan MAT TRITON TI). Изотопный анализ серы был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ (масс-спектрометр DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III) и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (FlashEA HT 1112). Изотопный анализ меди проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (Neptune Thermo Finnigan) и ИГГ УрО РАН, Екатеринбург (Neptune Plus – Thermo Fisher).

Описание методик всех исследований приведены в ESM_1.pdf (Suppl.).

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены Supplementary:

ESM_1.pdf – Методика исследований;

ESM_2.pdf – Вариации составов минералов по вертикальному разрезу;

ESM_3.pdf – Положение Нижнеталнахского интрузива в разрезе Талнахского рудного поля с северо-запада на юго-восток;

ESM_4.pdf – Положение Нижнеталнахского интрузива в ССВ–ЮЮЗ субмеридиальном разрезе Талнахского интрузива;

ESM_5.pdf – Текстуры пород Нижнеталнахского интрузива в керне скважины 3Ф-211;

ESM_6.pdf – Состав минералов из пород нижнеталнахских интрузивов;

ESM_7.pdf – Состав пород нижнеталнахских интрузивов в сравнении с составами пород других магматических комплексов Норильского района;

ESM_8.pdf – Изотопный состав Hf для цирконов из интрузивов Норильского района;

ESM_9.pdf – Состав породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31);

ESM_10.pdf – Состав породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ОП-4);

ESM_11.pdf – Состав породообразующих минералов Нижненорильского интрузива (скв. НП-37);

ESM_12.pdf – Состав породообразующих минералов Зеленогровского интрузива (скв. Ф-233);

ESM_13.pdf – Химический состав пород интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_14.pdf – Распределение РЗЭ в породах Нижнеталнахского и Зеленогровского интрузивов;

ESM_15.pdf – Rb-Sr изотопные данные для пород Нижнеталнахского, Зеленогровского и Нижненорильского интрузивов;

ESM_16.pdf – Rb-Sr изотопные данные для породообразующих минералов Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31);

ESM_17.pdf – Содержание серы, цветных и платиновых металлов в породах интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_18.pdf – Состав сульфидов в породах интрузивных массивов Нижнеталнахского типа;

ESM_19.pdf – Изотопный состав S и Cu в сульфидах интрузивов Нижнеталнахского типа.

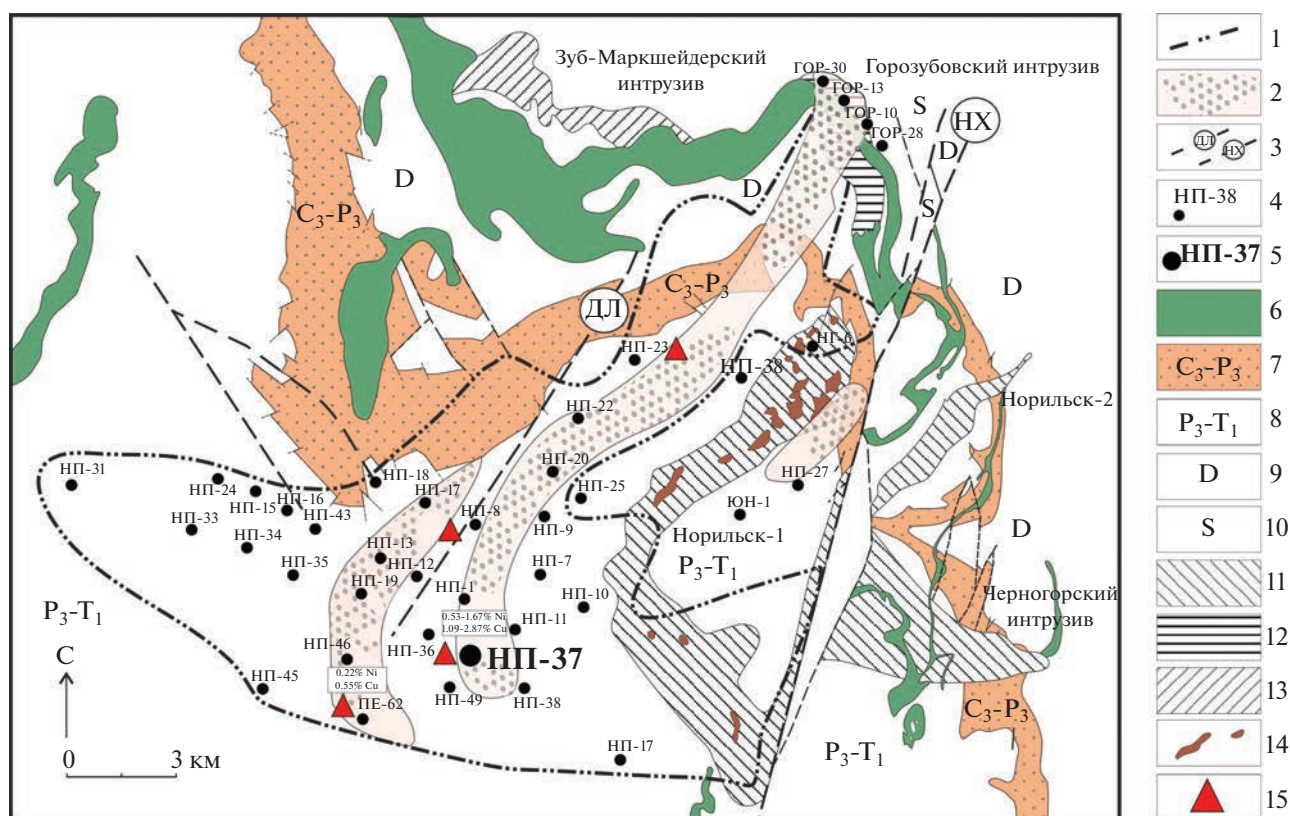


Рис. 6. Геолого-структурная схема Нижненорильского интрузива. 1 – предполагаемая площадь развития Нижненорильского интрузива; 2 – ореол развития пикритовых габбродолеритов; 3 – разломы: ДЛ – Далдыканский, НХ – Норильско-Хараелахский; 4 – номера скважин; 5 – скважина НП-37, керн по Нижненорильскому интрузиву задействован в петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследованиях; 6 – Далдыканский комплекс; 7 – средний карбон–верхняя пермь. Тунгусская серия: угленосные терригенно-осадочные породы; 8 – верхняя пермь–нижний триас. Туфолавовая толща; 9 – девонская система. Терригенно-карбонатные породы; 10 – силур. Карбонатные породы; 11 – рудоносные интрузии (Норильск-1, Норильск-2, Черногорский); 12 – Горозубовский интрузив; 13 – интрузивы зубовского типа; 14 – площади распространения богатых Cu-Ni руд; 15 – скважины с интервалами значимых содержаний сульфидов.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ И ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

Типичное строение разреза

В интрузивах нижнеталнахского типа выделяются следующие горизонты пород (сверху вниз):

1. Верхняя габбровая серия – контактовые габбродолериты, гибридно-метасоматические и контаминированные породы, призматически-зернистые безоливиновые габбродолериты, габбро-диориты, хлоритизированные, карбонатизированные, альбитизированные габбродолериты.

2. Основная дифференцированная серия – безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбродолериты, троктолиты.

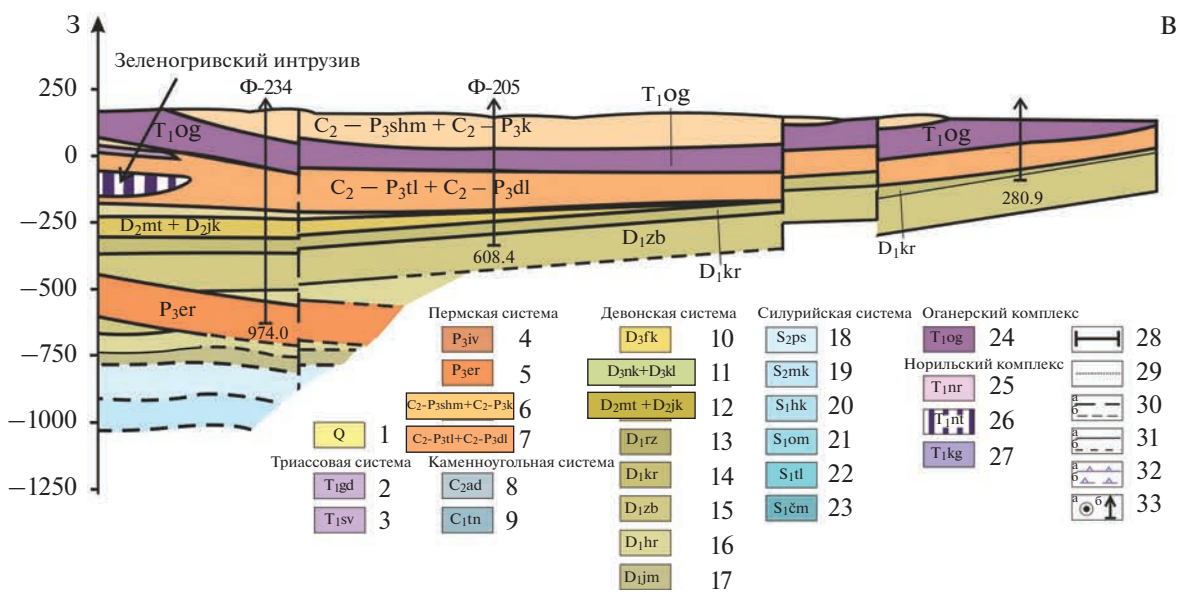
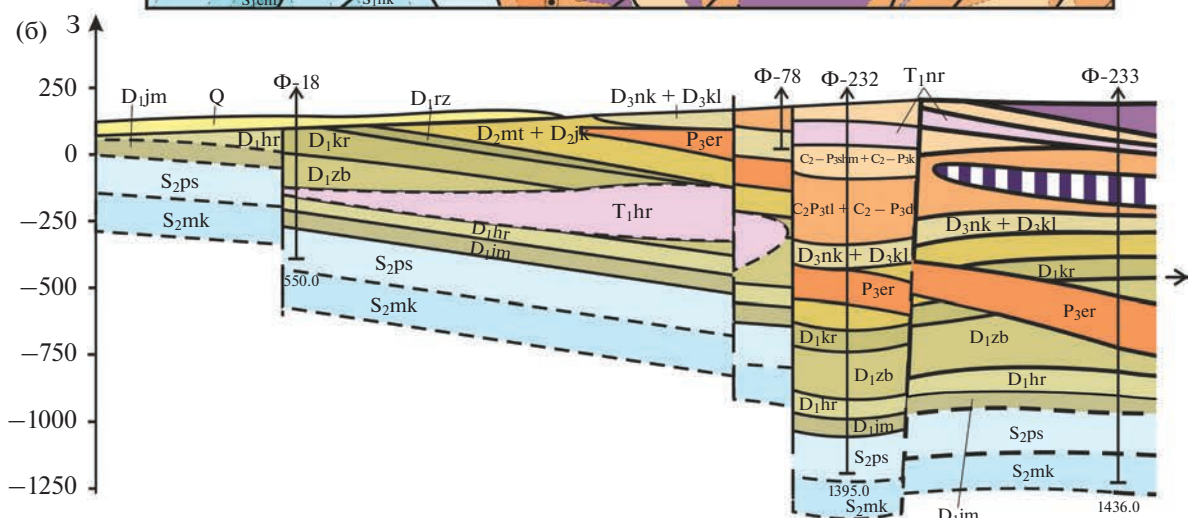
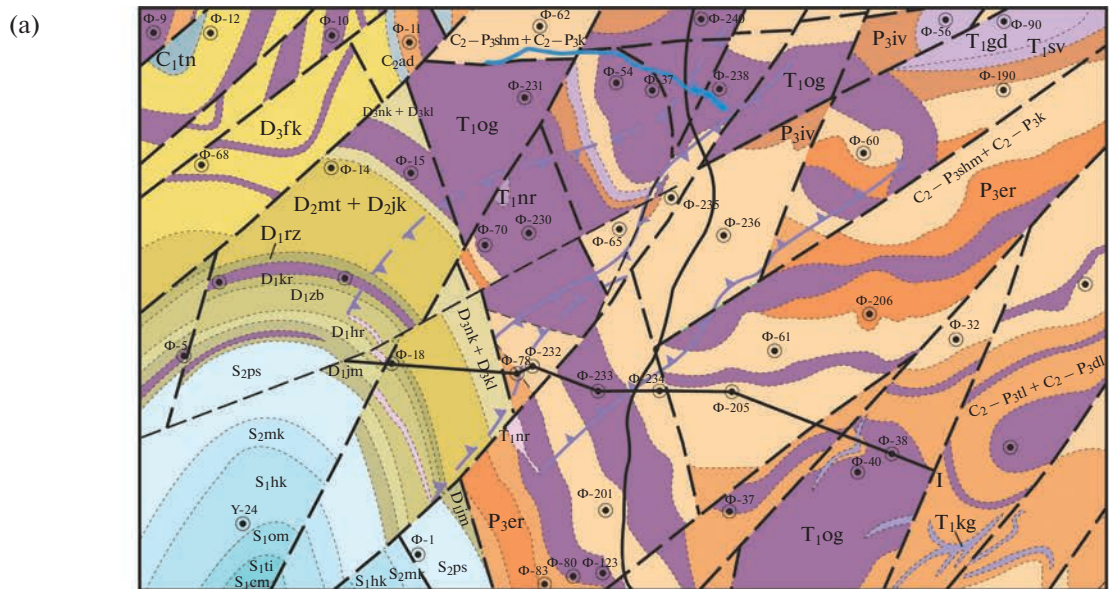
3. Нижняя габбровая серия – такситовидные, такситовые и контактовые габбродолериты.

Габбро-диориты и контаминированные гибридно-метасоматические породы развиты в участках со значительными мощностями. В участках малых

мощностей эти породы присутствуют в виде маломощных линзовидных тел и шпиров.

Гибридно-метасоматические породы представляют собой продукты метасоматоза по диоритам, часто с ксенолитами осадочных пород. Структура породы – призматически-зернистая, гранобластовая, гетерогранобластовая. Широко развиты в них калий-натровые полевые шпаты (40–70 об. %), плагиоклаз (20–30 об. %), роговая обманка, биотит, титаномагнетит, титанит и флогопит. Плагиоклаз замещается альбитом, клинопироксен образует призмы и ксеноморфные зерна. Клинопироксен замещается постмагматической бурой и зеленой роговой обманкой. Кварц (до 5 об. %) часто образует гранофиновые сростки с калиевым полевым шпатом.

Габбро-диориты представляют собой крупнозернистую породу с призматически-зернистой, офитовой и пойкилоофитовой структурой, сложенной лейстами и таблицами плагиоклаза (An_{25-53} – центр, An_{3-8} – край, ESM_10.pdf, ESM_12.pdf (Suppl.)) и



идиоморфным до ксеноморфного клинопироксеном (Fs_{9-11} – центр, Fs_{9-19} – край). Плагиоклаз почти полностью альбитизирован, а клинопироксен – амфиболитизирован. В интерстициях развит кварц (до 5 об. %), часто в гранофировых сростках с калиевым полевым шпатом. Биотит составляет 3–5 об. % породы и обычно приурочен к выделениям титаномагнетита (3–5 об. %). Обычен в породе и апатит, который образует игольчатые выделения, секущие породообразующие минералы.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты имеют ограниченное развитие, как правило, в маломощных разрезах интрузива и на участках его выклинивания. В интрузивах с повышенной мощностью они отмечаются в зонах перехода от верхней габбровой к основной серии (рис. 8, 9). Структура пород – призматически-зернистая, офитовая, пойкилоофитовая. Преобладает плагиоклаз (An_{9-36} – центр, An_{5-56} – край, ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)), призматические и таблитчатые зерна которого замещаются альбитом и сосюритом. Клинопироксен (Fs_{8-3} – центр, Fs_{11-13} – край) содержит 0.32–0.5 мас. % TiO_2 и 0.02–0.37 мас. % Cr_2O_3 , он образует призматические и ксеноморфные интерстициальные и ойокристовые зерна, замещающиеся зеленой роговой обманкой и хлоритом. Оливин встречается спорадически (не более 5 об. %). Кварц обнаруживается редко в интерстициях в виде отдельных зерен и в сростках с калиевым полевым шпатом. Флогопит в безоливиновых габбродолеритах имеет магнетиальность $Mg\# = 45-72$, а в оливинсодержащих разностях она достигает $Mg\# = 75$. Рудный минерал – титаномагнетит.

Нижележащий горизонт оливиновых, пикритовых габбродолеритов и троктолитов, особенно в интрузивах повышенной мощности, представляет собой основную часть разреза, составляя до 75% мощности (рис. 8, 9). В участках пониженной мощности (менее 25–40 м) высокомагнезиальные породы отсутствуют и интрузивы сложены безоливиновым и оливинсодержащим габбродолеритом. В толще высокомагнезиальных пород нет четкой дифференциации и между разными

типами пород наблюдаются постепенные переходы без четких границ.

Оливиновые габбродолериты сложены в основном плагиоклазом (35–45 об. %) и клинопироксеном (15–20 об. %). Структура пород пойкилоофитовая, пойкилитовая и офитовая. Плагиоклаз (An_{68-86} – центр, An_{56-70} – край, ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) образует лейсты и широкие таблицы. Клинопироксен (Fs_{7-13} – центр, Fs_{8-13} – край) образует ксеноморфные ойокристы, включающие хадакристы лейст плагиоклаза и оливин. Содержание TiO_2 в клинопироксене составляет 0.34–1.28 мас. %, а содержание Cr_2O_3 достигает 0.19 мас. %. Оливин ($Fo_{71-82.3}$ – центр, Fo_{70-83} – край) содержит 0.01–0.2 мас. % NiO и представлен субидиоморфными и ксеноморфными зернами. В породах в небольших количествах (менее 3–6 об. %) постоянно присутствуют ортопироксен ($Fs_{19-25}Wo_{2-3}En_{72-78}$) и флогопит ($Mg\# = 66-86$). В ортопироксене содержится до 1 мас. % TiO_2 и до 0.03 мас. % Cr_2O_3 , во флогопите концентрация TiO_2 широко варьирует в пределах 1.15–9.74 мас. %. По клинопироксену развивается роговая обманка, зеленый амфибол, а оливин замещается серпентином и боулингитом. Рудные минералы (1–2 об. %) представлены титаномагнетитом и ильменитом.

Богатые оливином высокомагнезиальные породы подразделяются на троктолиты (более 15 об. % оливина) и пикритовые габбродолериты (более 30 об. % оливина), различающиеся по пропорциям клинопироксена, количество которого в троктолите не должно превышать 10 об. % (Le Maitre et al., 2002). Однако в пределах слоя троктолита часто наблюдается локальное увеличение количества клинопироксена выше 10 об. % без резких литологических границ и в этом случае порода также рассматривается как троктолит с повышенным содержанием клинопироксена.

Троктолиты интрузивов Нижнеталнахского типа обычно обогащены клинопироксеном: оливин (15–50 об. %), плагиоклаз (25–50 об. %), клинопироксен (5–10, до 20 об. %), ромбический пироксен (1–5, до 10 об. %), флогопит (1–5, до 10 об. %).

Рис. 7. Геологическая карта участка Средне-Фокинской площади (а), составлена геологами ПО “Норильскгеология” и геологический разрез Средне-Фокинской площади по линии I–I (б). 1 – четвертичные отложения; 2–3 – триасовая система T_1 : 2 – гудчихинская свита, 3 – сыверминская свита; 4–7 – пермская–триасовая системы P_3-T_1 : 4 – ивакинская свита, 5 – ергалахский комплекс; 6–9 – каменноугольная–пермская системы, тунгусская серия C_2-P_3 : 6 – шмидтинская и кайерканская свиты, 7 – талнахская и далдыканская свиты, 8 – адылканская свита, 9 – тундринская свита; 10–17 – девонская система: 10 – фокинская свита, 11 – нахохозская и каларгонская свиты, 12 – мантуровская и юктинская свиты, 13 – разведочинская свита, 14 – курейская свита, 15 – зубовская свита, 16 – хребтовская свита, 17 – ямпахтинская свита; 18–23 – силурийская система: 18 – постничная свита. Доломиты, глинистые доломиты, ангидриты, ангидрит-доломитовые породы, 19 – макусская свита, 20 – хюктинская свита, 21 – омухтакская свита, 22 – таликитская свита, 23 – чамбинская свита; 24 – оганерский комплекс; 25–27 – норильский комплекс: 25 – норильский тип, 26 – нижнеталнахский тип, 27 – круглогорский тип; 28 – линия геологического разреза; 29 – геологические границы; 30 – разрывные нарушения: а – главные, б – второстепенные; 31 – контур распространения интрузий нижнеталнахского типа на глубине: а – предполагаемый, б – установленный; 32 – контур распространения интрузий норильского типа на глубине: а – предполагаемый, б – установленный; 33 – скважины: а – в плане, б – на разрезе.

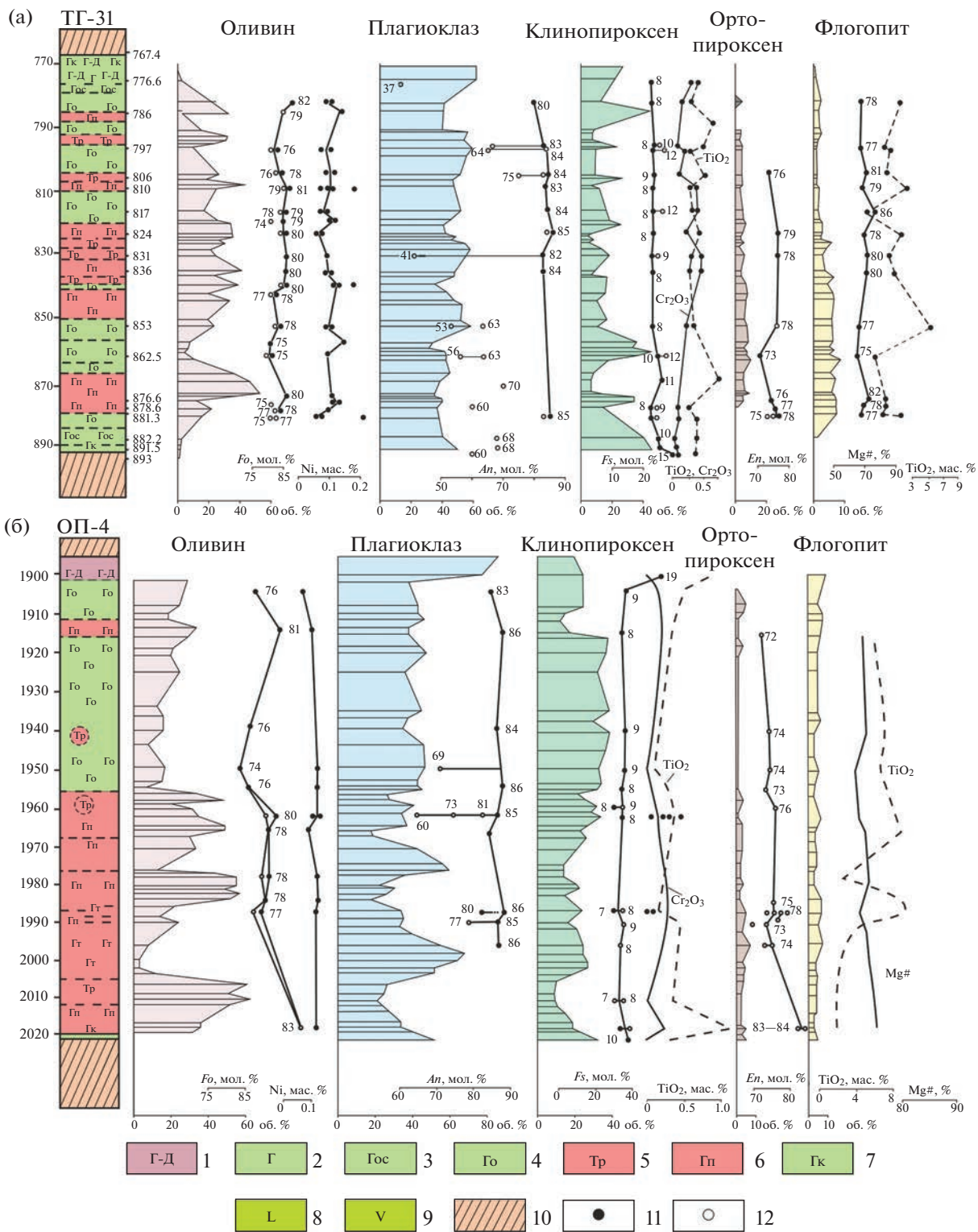


Рис. 8. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Нижнеталнахского интрузива: (а) – скважина ТГ-31, (б) – скважина ОП-4. 1 – габбро-диориты; 2–4 – габбродолериты: 2 – безоливиновые, 3 – оливинсодержащие, 4 – оливиновые; 5 – троктолиты; 6 – пикритовые габбродолериты; 7 – контактовые габбродолериты; 8 – долериты; 9 – измененные габбродолериты; 10 – вмещающие породы; 11 – центр зерен минерала; 12 – край зерен минерала.

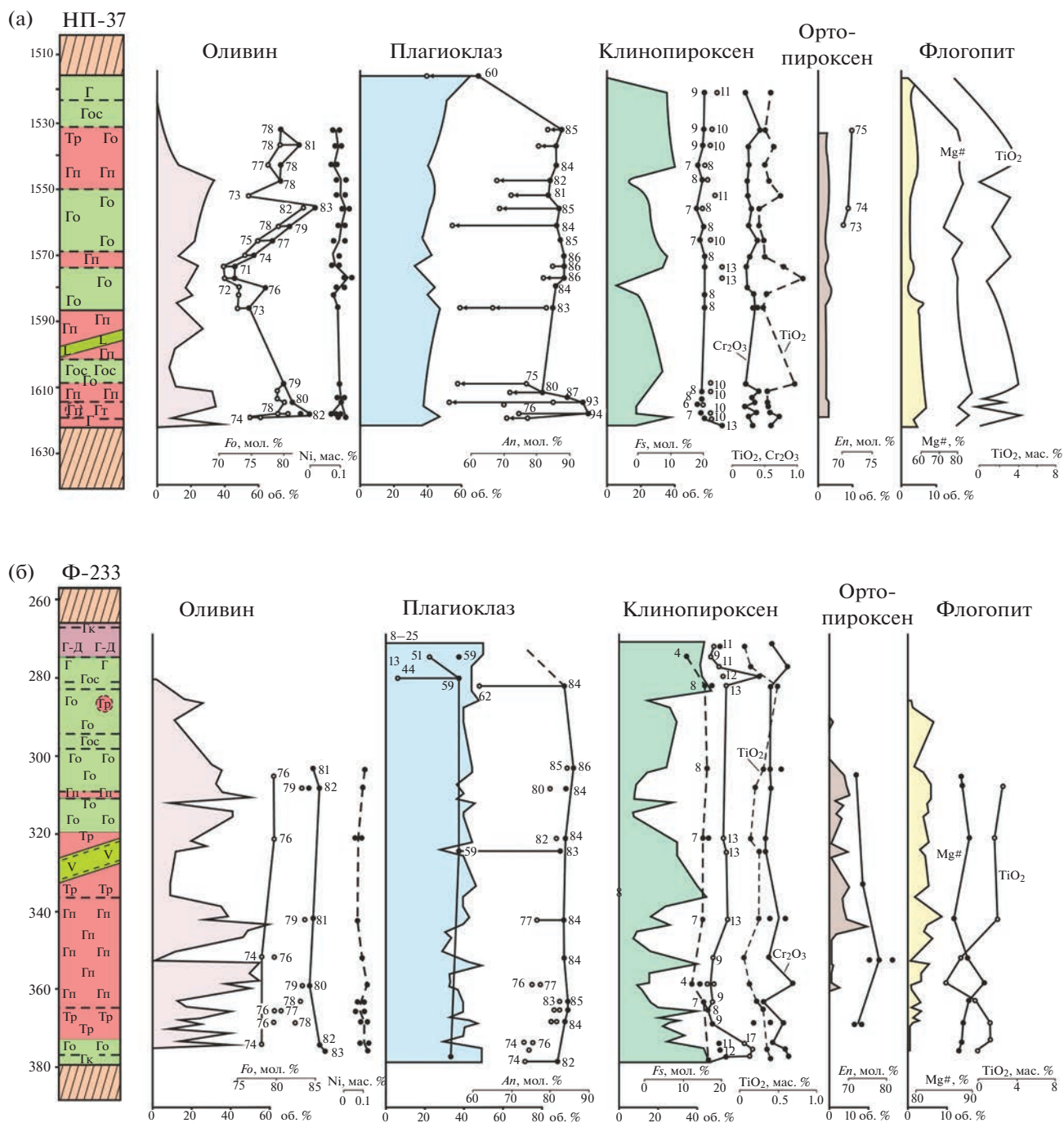


Рис. 9. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах (а) – Нижненорильского (скв. НП-37) и (б) – Зеленогрибского (скв. Ф-233) интрузивов. Условные обозначения см. на рис. 8.

Структура пород порфировая, пойкилоофитовая и пойкилитовая. Многочисленные шпирь других габброидных пород (габбродолеритов безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых) придают породам такситовидный облик. Оливин (Fo_{76-83}) образует: 1) идиоморфные и округлые зерна величиной 0.1–1.8 мм, часто в виде хадакритов в клинопироксене; 2) ксеноморфные

лапчатые зерна до 6 мм длиной, но в основном 1.0–1.5 мм с включениями лейст плагиоклаза и зерен кумулюсного оливина. Содержание NiO в оливине составляет 0.03–0.10 мас. % (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)). Клинопироксен (Fs_{8-11} – центр, Fs_{8-19} – край) развит в виде призматических и ксеноморфных ойкокритов величиной до 6 мм с включениями плагиоклаза и оливина. Со-

держание TiO_2 в клинопироксене составляет 0.30–0.50 мас. %, Cr_2O_3 – до 0.38 мас. % (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)). Плагиоклаз (An_{82-85} – центр, An_{71-83} – край) образует: 1) крупные 1.5–10 мм таблитчатые и призматические зерна, придающие породе порфирированную структуру; 2) лейсты длиной 0.1–1.5 мм, часто в виде хадакритов в клинопироксене. Ромбический пироксен ($Fs_{19-25}Wo_{2-3}En_{72-78}$), содержащий 0.12–0.62 мас. % TiO_2 и до 0.07 мас. % Cr_2O_3 , в основном развит в виде каемок вокруг оливина, а также как призматические зерна. Флогопит ($Mg\# = 73-82$) содержит 4.02–6.56 мас. % TiO_2 и образует лейсточку величиной до 4 мм в интерстициях и каймы вокруг выделений рудных минералов. Рудные оксиды (1–3 мм) представлены титаномagnetитом, распавшимся на магнетит и ильменит, самостоятельным ильменитом и редко более мелкими зернами хромagnetита. Апатит образует длиннопризматические зерна и тонкие иголки в биотите.

Оливин замещается серпентином, тальком и боулингом (смесью минералов группы смектита и серпентина) с выделением магнетита. Клинопироксен замещен зеленой роговой обманкой, хлоритом. Плагиоклаз пренизитизирован и сосюритизирован. На некоторых участках, особенно в Нижнеталнахском интрузиве, неизменные троктолиты могут чередоваться с пироксеновыми и ангидрит-пироксеновыми метасоматитами и мраморами по аргиллитам, мергелям и карбонатам при том, что доля метасоматитов может достигать 50% мощности интрузива.

Пикритовые габбродолериты встречаются не во всех разрезах интрузивов нижнеталнахского типа – они, главным образом, образуют прослой среди троктолитов и оливиновых габбродолеритов в участках раздува мощности и вблизи осевой линии массивов (рис. 8, 9). Структуры пород: пойкилоофитовые, пойкилитовые, офитовые, сегрегационные (ESM_5.pdf (Suppl.)).

В породе преобладает оливин (30–60 об. %) состава Fo_{76-83} – центр, Fo_{74-81} – край (ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)), который образует идиоморфные и овальные зерна размером 0.1–1.5 мм, а также ксеноморфные лапчатые зерна – 1–2 мм. Содержание NiO в оливине составляет 0.06–0.13 мас. %. Клинопироксен (15–30, до 45 об. %) образует ксеноморфные ойкокрисы до 8 мм с хадакритами лейст плагиоклаза и субидиоморфными зернами оливина. На некоторых участках оливин в пироксене бывает так обилен, что пироксен проявлен только в краевых частях ойкокритов. Клинопироксен соответствует авгиту (Fs_{6-10} – центр, Fs_{8-11} – край) (см. ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) с содержаниями 0.20–0.82 мас. %, TiO_2 и до 0.47 мас. % Cr_2O_3 . Плагиоклаз (10–45 об. %) образует порфирированные зерна размером более 2 мм

(An_{70-86} – центр, An_{60-84} – край), кристаллы в кумулусе размером 1–2 мм и лейсты в интерстициях длиной 0.1–1 мм. В крупных зернах плагиоклаза могут находиться включения эвгедральных зерен оливина. Флогопит ($Mg\# = 76-90$, 0.24–6.77 мас. % TiO_2) составляет 3–7 об. %. Перитектический ортопироксен вокруг крупных зерен оливина является более магнезиальным (En_{67-84}), чем оливин. Рудные оксиды представлены ксеноморфным распавшимся титаномagnetитом и пластинчатым ильменитом.

По плагиоклазу развивается сосюрит, хлорит. Клинопироксен замещен актинолитом, оливин – серпентином и магнетитом. Как троктолиты, так и пикритовые габбродолериты могут содержать вкрапленные, интерстициальные и глобулярные расслоенные сульфиды, подобные типичным для пикритовых горизонтов интрузивов норильского типа (рис. 5а в ESM_5.pdf (Suppl.)).

Такситовые и такситовидные габбродолериты не имеют широкого развития и проявлены в разрезах с максимальной мощностью интрузивов. Мощность таких горизонтов не превышает 10–15 м и они приурочены в основном к приподошвенным частям интрузивов, хотя и встречаются в центральных частях разрезов. В отличие от такситовых габбродолеритов рудоносных массивов такситовая текстура в этих породах слабо выражена (см. рис. 5b, 5с в ESM_5.pdf (Suppl.)). Она обусловлена появлением шлиров и фрагментов лейкократового облика с преобладанием плагиоклаза, среди которых выделяются мономинеральные сегрегации плагиоклаза от гломеровидных до крупных шлиров, и фрагменты более мелкозернистых пород, обогащенных клинопироксеном, нередко с обрастанием крупнозернистым плагиоклазом. Размеры таких шлиров и фрагментов варьируют от долей до десятков сантиметров, а их границы могут быть и резкими (рис. 5b в ESM_5.pdf (Suppl.)), и нечеткими (рис. 5с в ESM_5.pdf (Suppl.)) в разных интервалах, видимо, отражая разную степень резорбирования их периферии. Структуры породы в матриксе и фрагментах широко варьируют и включают пойкилитовую, пойкилоофитовую, офитовую, призматически зернистую и пегматоидную. По составу такситовые габбродолериты отвечают оливинсодержащим и оливиновым габбродолеритам, при неравномерном распределении плагиоклаза (40–50 об. %), клинопироксена (25–30 об. %), оливина (1–20 об. %), флогопита (1–3 об. %) и ромбического пироксена (первые проценты). Кумулюсная ассоциация при этом представлена оливином, плагиоклазом и клинопироксеном в отличие от интрузивов норильского типа, где оливин редок и присутствует только в верхней части нижних такситовых габбродолеритов вблизи их контакта с пикритовыми.

Оливин (Fo_{75-79} , ESM_9.pdf–ESM_12.pdf (Suppl.)) образует: 1) идиоморфные зерна величиной до 2 мм; 2) крупные (до 5 мм) ксеноморфные лапчатые зерна с включениями лейст плагиоклаза; 3) мелкие (0.05–0.1 мм и мельче) зерна гранулированного оливина, образующего неправильной формы и прожилковидные выделения. Концентрация NiO в ксеноморфном и эвгедральном оливине – 0.086–0.11 мас. %, в мелкозернистом – 0.03–0.05 мас. %. Клинопироксен образует крупные (до 3 см) пойкилокристы с включением призм плагиоклаза и эвгедральных зерен оливина и зерна в мелкозернистой офитовой пироксен-плагиоклазовой основной массе. Клинопироксен зональный (Fs_{7-9} – центр, Fs_{10-11} – край) и содержит 0.35–0.52 мас. % TiO_2 и 0.09–0.94 мас. % Cr_2O_3 . Плагиоклаз (An_{75}) развит в виде крупных (до 1 см, чаще 2–4 мм) пойкилитовых зерен и мелких (0.1–0.5 мм) лейст в основной массе. Флогопит имеет магнезиальный состав ($Mg\# = 76-81$). Оксидные минералы – титаномагнетит, ильменит, среди акцессорных отмечается апатит.

Плагиоклаз замещается пренитом, соссюритом, клинопироксен – амфиболом, хлоритом, оливин – серпентином и тальком.

Таким образом, такситовые породы нижнеталнахских интрузивов, наряду с отчетливым обломочным характером фрагментов, отличаются от такситовых пород в рудоносных интрузивах выраженной кумулюсной природой матрикса, где доминирующая ассоциация представлена оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, с более поздними гетероаккумулятивными (пойкилитовыми) структурами, образованными при длительной кристаллизации оливина и пироксена. Также такситовые габбродолериты нижнеталнахских интрузивов сравнительно обеднены сульфидами, хотя в узких интервалах содержание сульфидов может достигать 30 об. % (рис. 5d в ESM_5.pdf (Suppl.)).

Нижние контактовые габбродолериты представляют собой мелкозернистые породы с пойкилоофитовой, офитовой и долеритовой структурой и распространены практически во всех разрезах интрузивов, хотя есть разрезы, где ультрабазиты непосредственно лежат на породах экзоконтакта. Плагиоклаз (25–45 об. %) (An_{68-82} – центр, An_{27-74} – край) образует таблитчатые, призматические, лейстовидные и ксеноморфные зерна величиной до 2 мм. Клинопироксен (25–35 об. %) представлен ойкокристами и изометричными зернами авгита (Fs_{8-13} – центр), содержащего 0.35–0.50 мас. % TiO_2 и 0.03–0.36 мас. % Cr_2O_3 . Оливин в виде идиоморфных и округлых зерен составляет до 25 об. %, а магнезиальный флогопит ($Mg\# = 72$) – до 4 об. %. Пропорции титаномагнетита не превышают 2–3 об. %, наряду с ним встречается ильменит в пластинчатых кристаллах.

Клинопироксен замещается амфиболом и хлоритом, плагиоклаз – пренитом и соссюритом, оливин – боулингом и серпентином.

Вариации составов минералов по вертикальному разрезу приведены в ESM_2.pdf (Suppl.).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Вариации основных компонентов

По содержаниям кремнезема и щелочей ($Na_2O + K_2O$) составы пород не выходят за поля значений для мезократовых и лейкократовых рудоносных интрузивов норильского и зубовского типов. Содержание SiO_2 закономерно снижается от пород верхней габбровой серии к богатым оливином породам основной расслоенной серии (рис. 8, 9) от 45.28–51.07 мас. % в габбро-диоритах до 39.56–45.61 мас. % в пикритовых габбро-диоритах (ESM_13.pdf (Suppl.)).

Концентрация MgO увеличивается в породах с обильным оливином, которые встречаются по всему разрезу, но становятся более мощными в нижней половине разреза. В габбро-диоритах и безоливиновых габбродолеритах содержание MgO составляет 3.50–8.70 мас. %, тогда как вниз по разрезу оно увеличивается от 8.70–9.00 мас. % в оливинсодержащих до 11.03–26.65 мас. % в пикритовых габбродолеритах. Концентрация щелочей уменьшается в том же порядке от габбро-диоритов и безоливиновых габбродолеритов ($Na_2O - 1.17-3.36$ мас. %, $K_2O - 0.28-1.15$ мас. %) до пикритовых разностей ($Na_2O - 0.13-1.41$ мас. %, $K_2O - 0.09-1.08$ мас. %). Содержание щелочей, однако, подвержено вторичным изменениям, в основном альбитизации, поэтому не всегда отражает их первичное распределение.

Наиболее богаты титаном и фосфором породы верхней габбровой серии (0.63–4.18 мас. % TiO_2 и до 1.43 мас. % P_2O_5), наиболее бедны ими пикритовые габбродолериты (0.29–0.71 мас. % TiO_2 и 0.02–0.14 мас. % P_2O_5).

Характерной особенностью пород нижнеталнахского типа интрузивов является их низкая хромистость – 0.002–0.051 мас. % Cr_2O_3 (ESM_13.pdf (Suppl.)), что отличает их от пород всех других комплексов, кроме моронговского. На диаграмме MgO– Cr_2O_3 (рис. 7a в ESM_7.pdf (Suppl.)) составы пород образуют близгоризонтальный тренд, который показывает незначительный рост концентрации Cr_2O_3 при росте MgO от 10 до 27 мас. %, что согласуется с отсутствием корреляции распределения хрома и магнезия в разрезах (рис. 10). Это обусловлено отсутствием собственных кумулюсных фаз хрома, а его баланс определяется концентрированием в клинопироксене, доля которого в оливиновых кумулатах па-

дает. Вместе с тем, если рассматривать концентрирование хрома в координатах индексов дифференциации, используя наиболее выразительные $Mg\#$ и Cr/Ti величины (рис. 7b в ESM_7.pdf (Suppl.)), то выявляется тренд роста Cr/Ti с увеличением магнезиальности, особенно заметный в наиболее примитивных породах в диапазоне $Mg\# = 74-86$. Эта корреляция обусловлена снижением содержания Ti с ростом магнезиальности и отражается в контрастном поведении хрома и титана в ходе кристаллизации клинопироксена.

Распределение редкоземельных элементов

Содержания редкоземельных элементов в породах интрузивов нижнеталнахского типа приведены в ESM_14.pdf (Suppl.), а на рис. 11a (I, II, III) — спектры их распределения, нормированные по C1 хондриту (McDonough, Sun, 1995), в сравнении с таковыми для основных типов пород рудоносного Хараелахского интрузива (рис. 11a (IV)). Легкие РЗЭ показывают наибольшую степень фракционирования $La/Sm = 2-4.7$ (рис. 11б). Низкие значения $Gd/Yb < 2$ и узкий интервал их вариаций характерны и для других типов интрузивных комплексов района, а также для низко- Ti вулканических пород Норильского района, значимо отличаясь от повышенных значений, характерных для высоко- Ti и субщелочных базальтов (рис. 11б) (Lightfoot et al., 1994; Naldrett et al., 1995; Федоренко, 2010). Обращают на себя внимание повышенные концентрации РЗЭ в габбро-диоритах и нижних контактовых габбродолеритах, а также преимущественно отрицательная Eu -аномалия во всех типах пород (рис. 11a).

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Интрузивы нижнеталнахского типа характеризуются наиболее высокими значениями первичного изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Sr_i) по сравнению с таковыми для промышленно-рудноносных и рудоносных массивов норильского и зубовского типа. Значение Sr_i , рассчитанное на возраст 250 млн лет, для пород варьирует от 0.7073 до 0.7087 (рис. 12a; ESM_15.pdf (Suppl.)). Близкие значения Sr_i от 0.7067 до 0.7087 имеют плагиоклаз и пироксен (рис. 12a; ESM_16.pdf (Suppl.)). Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ на тот же возраст для пород нижнеталнахских интрузивов (от -1.8 до -5.9) являются наиболее низкими (обогащенными радиогенным изотопом) среди всех базит-гипербазитовых массивов Норильского района (рис. 12a). Сходные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ от -2.5 до -5.2 имеют плагиоклаз и пироксен по всему разрезу (рис. 12a). Вариации более высоких положительных значений $\epsilon_{Nd}(T)$ для оливина в пределах 1.5–4.3 не коррелируют с

вариациями значений для пород (рис. 12a), и их вклад в валовую характеристику не очевиден, несмотря на высокие пропорции оливина (>10 об. %) в изученных образцах. На бинарной диаграмме $Sr_i-\epsilon_{Nd}(T)$ нижнеталнахские интрузивы занимают специфическую позицию, не перекрываясь по полям составов с промышленно-рудноносными и рудоносными интрузивами (рис. 12б).

Цирконы интрузивов нижнеталнахского типа обладают пониженными значениями $^{176}Hf/^{177}Hf$ и $\epsilon_{Hf}(T)$ соответственно 0.28239–0.28279 и от -7.4 до $+5.6$ (ESM_8.pdf (Suppl.)) по сравнению с цирконами промышленно-рудноносных и рудоносных интрузивов норильского и зубовского типов, в которых изотопный состав Hf свидетельствует об участии вещества деплетированной мантии при их магмогенерации. Относительно “нерадиогенный” изотопный состав Hf в цирконах интрузивов нижнеталнахского типа указывает на значительное участие корового вещества при их формировании (Малич и др., 2009, 2018).

СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Химический и минеральный составы

Концентрация цветных металлов в породах массивов нижнеталнахского типа незначительная: $Ni - 0.077-0.21$ мас. %, $Cu - 0.05-0.38$ мас. % (рис. 7c, 7d в ESM_7.pdf (Suppl.)) и только на некоторых участках в нижних частях Нижнениорильского и Нижнеталнахского интрузивов концентрация этих металлов локально увеличивается до 0.91 мас. % Ni и 1.88 мас. % Cu (ESM_17.pdf (Suppl.)). Для сравнения вкрапленные руды в теле Талнахского интрузива содержат в основном 0.42–0.92 мас. % Ni и 0.64–1.38 мас. % Cu , а Норильска-1 — 0.23–1.20 мас. % Ni и 0.18–2.20 мас. % Cu . Значение Ni/Cu в нижнеталнахских массивах составляет 0.55–1.4 (до 6.0), а во вкрапленных рудах Талнаха и Норильска оно варьирует в пределах 0.32–0.56 и 0.65–0.80 соответственно, что подчеркивает обедненность нижнеталнахских пород медью относительно никеля. Напротив, концентрация Co в нижнеталнахских массивах составляет 50–270 г/т, где 50 г/т являются пределом обнаружения метода, а значение Co (г/т)/ S (мас. %) варьирует в пределах 60–350 (до 600). Во вкрапленных рудах рудоносных интрузивов значение Co/S варьирует 19–71 при более широком интервале содержания Co от 50 до 1400 г/т. Таким образом, в расчете на сульфидную массу, минерализованные породы нижнеталнахских интрузивов обогащены кобальтом, что минералогически выражается в повышенном содержании этого металла в пентландите (до 10 мас. %).

Концентрация благородных металлов в массивах нижнеталнахского типа крайне низкая по сравнению с другими типами интрузивов нориль-

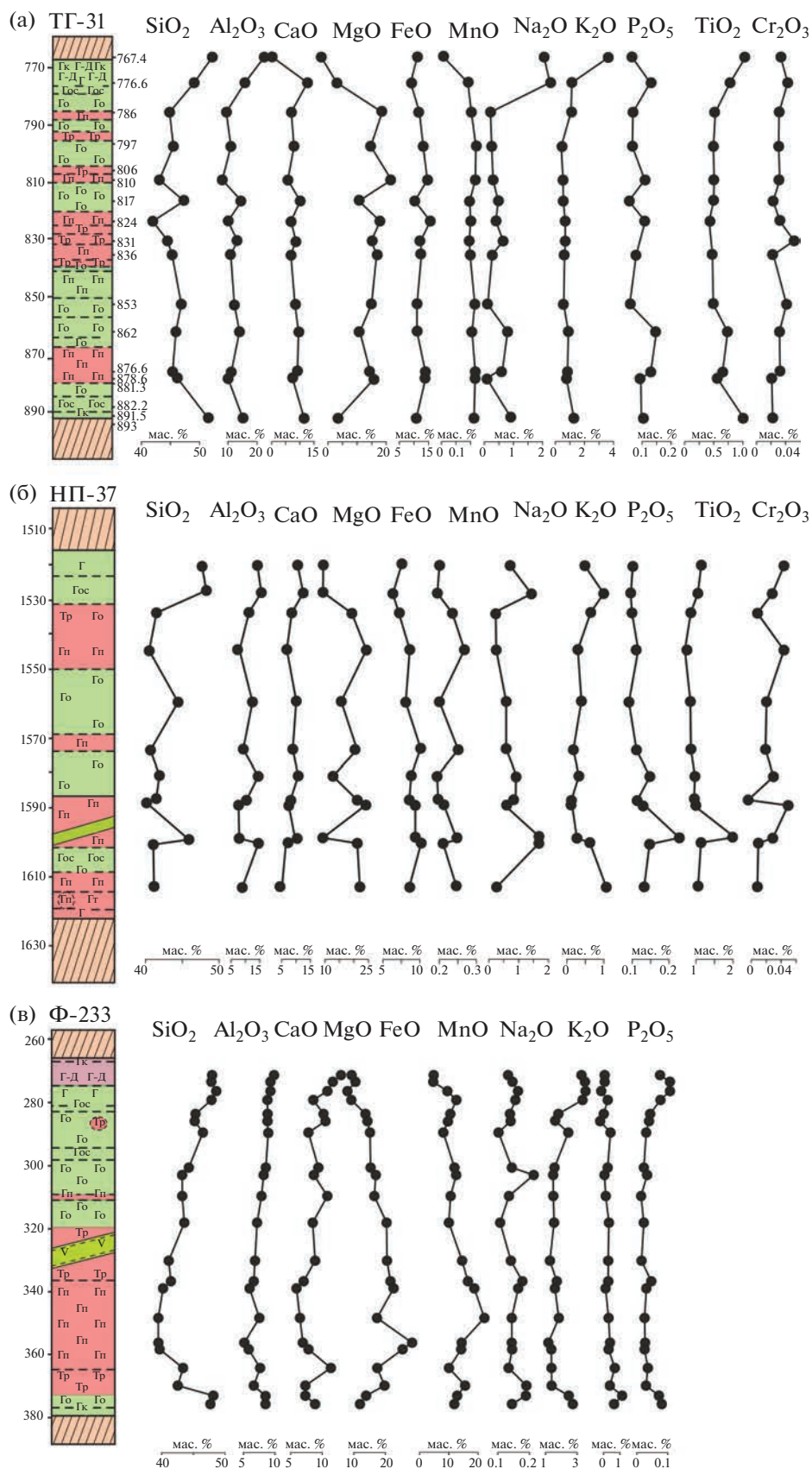


Рис. 10. Вариации содержаний оксидов (мас. %) в разрезах (а) – Нижнеталнахского (скв. ТГ-31), (б) – Нижненорильского (скв. НП-37) и (в) – Зеленогривского (скв. Ф-233) интрузивов. Условные обозначения см. на рис. 8.

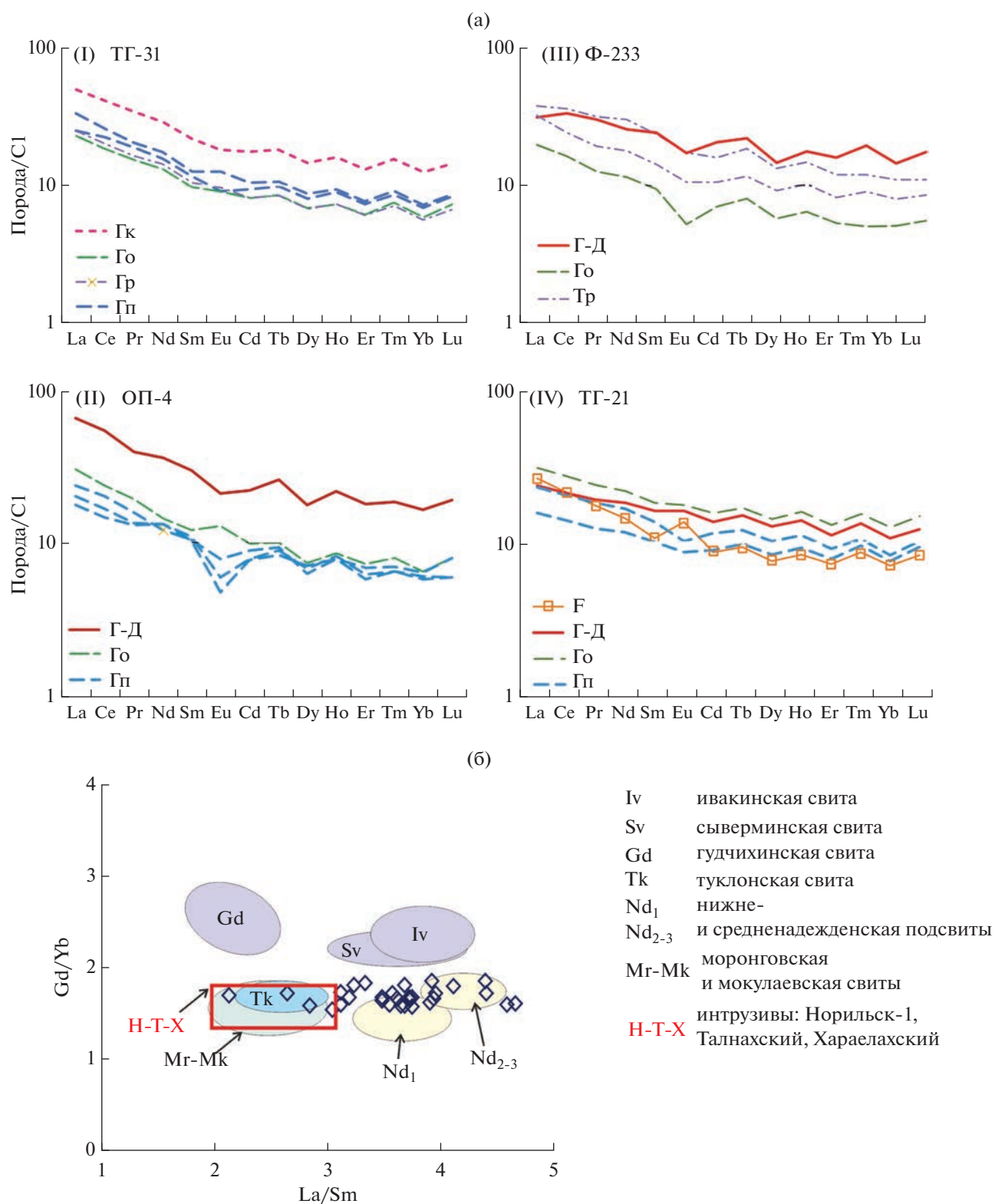


Рис. 11. Спектры распределения редкоземельных элементов в породах Нижнеталнахского – скв. ТГ-31 (I), скв. ОП-4 (II), Зеленогривского – скв. Ф-233 (III), Хараелахского – скв. ТГ-21 (IV) интрузивов (а), нормированных по хондриту (McDonough, Sun, 1995). F – лейкогаббро, Гк – контактовый габбродолерит, Г-Д – габбродиорит, Го – оливковый габбродолерит, Гр – троктолит, Гп – пикритовый габбродолерит. (б) – диаграмма Gd/Yb–La/Sm для пород Нижнеталнахского и Зеленогривского интрузивов для скв. ТГ-31, ОП-4 и Ф-233 (ESM_14 (Suppl.)) и скв. СГ-28 по (Czaman-ske et al., 1994). Поля составов вулканических свит показаны по (Lightfoot et al., 1994; Naldrett et al., 1995).

ского комплекса. Содержание платиновых металлов (Pt + Pd + Rh + Ir) в сумме составляет 0.03–0.26 до 0.40 г/т, и даже на участках, обогащенных сульфидами на 0–40 об.%, оно не превышает 0.19 г/т (ESM_17.pdf (Suppl.)), в то время как во вкрапленных рудах Талнаха и Норильска-1 оно превышает 10 и 26 г/т соответственно. В пересчете на сульфидную массу концентрация ЭПГ в нижнеталнахских интрузивах тоже более низкая: значение суммы ЭПГ (г/т)/S (мас. %) составляет 0.08–0.26 редко до 0.46, т.е. ЭПГ тенор (содержание ЭПГ в 100% сульфидов) не превышает 16 г/т. Для сравнения значение ЭПГ (г/т)/S (мас. %) для вкрапленных руд Талнаха варьирует от 0.81 до 1.5, Норильска-1 – от 1 до 3.5, а Черногорского месторождения – от 3.5 до 8.5, что соответствует ЭПГ тенору в интервалах 28–52 г/т, 35–120 г/т и до 300 г/т соответственно. Минерализованные породы нижнеталнахских интрузивов имеют Pt/Pd = 0.07–0.47 в сравнении с Pt/Pd = 0.25–0.45 для вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Сульфидная минерализация тяготеет в основном к горизонтам с повышенной магниезальностью, сложенным пикритовыми габбродолеритами, троктолитами, в меньшей мере оливиновыми габбродолеритами. Наибольшее количество сульфидов приурочено к участкам раздува интрузивов. В маломощных телах и апофизах сульфиды могут отсутствовать или их количество незначительно (<1 об. %).

Сульфиды в минерализованных зонах интрузивов нижнеталнахского типа обычно составляют 0.5–3, 5–10% – в отдельных участках и 30–40% – в некоторых приподошвенных частях Нижнениорильского интрузива. Сульфиды образуют мелкие (до 2, реже до 4 мм) интерстициальные сегрегации, формы которых определены очертаниями окружающих их силикатов, а также глобулярные округлые и линзовидные выделения величиной 5–30 мм. Последние расслоены на пирротин в нижней части и халькопирит в верхней, подобно тому, как это наблюдается в глобулярных сульфидах в пикритовых горизонтах норильских месторождений и чаще всего приурочены к пикритовым горизонтам в нижних частях интрузивов. Редко наблюдаются прожилки и линзы массивных сульфидных руд, сложенных доминирующим пирротинном, мощностью до 20 см (рис. 7).

Сульфидная минерализация представлена тремя парагенетическими ассоциациями: 1) пирротин гексагональный + халькопирит + пентландит; 2) троилит ± пирротин гексагональный + пентландит железистый + железистый халькопирит (путоранит $Cu_9(Fe,Ni)_9S_{16}$, талнахит $Cu_9(Fe,Ni)_8S_{16}$) ± кубанит $CuFe_2S_3$ и 3) пирротин моноклинный + халькопирит + пентландит обогащенный Ni (ESM_18.pdf (Suppl.))

Первая ассоциация характерна для верхних и нижних частей интрузивов, вторая – для пород, богатых оливином, третья – для сульфидной минерализации во вмещающих породах и эндоконтактах интрузивов. В Зеленогоривском интрузиве в отличие от Нижнеталнахского и Нижнениорильского в породах, богатых оливином, отсутствуют низкосернистые минералы группы халькопирита – железистый халькопирит, путоранит и талнахит.

Главные сульфидные минералы – пирротин и троилит, составляющие 75–90% объема всех сульфидов. В редких случаях их содержание опускается до 60% и поднимается до 95%. Пирротин представлен двумя морфологическими разновидностями. Пирротин I слагает крупные неправильной формы зерна величиной до 4–10 мм, которые содержат линзовидные и пламенеvidные выделения пентландита II. В халькопирите пирротин II представлен включениями размером до 0.1 мм с неровными границами или ровными гранями, нередко демонстрирующими одинаковую ориентировку. Пирротин часто замещается магнетит–марказит–пиритовым агрегатом.

Пентландит составляет 3–8% объема сульфидов. Основной формой выделения пентландита являются тонкие (первые микроны) пластины, линзочки и пламенеvidные выделения пентландита II, приуроченные к периферии зерен пирротина и вдоль трещин в последнем. Более редкий пентландит I образует мелкие (не более 0.05 мм), как правило, неправильной формы порфировидные вкрапленники и каймы вокруг зерен пирротина. Часто каймы пентландита отсутствуют и пирротин контактирует с резорбирующим его халькопиритом.

В нижних частях слоя ультрабазитов минералы группы пирротина представлены гексагональной и моноклинной модификацией, а пентландит – его никелистой разновидностью (ESM_18.pdf (Suppl.)). Химизм сульфидов закономерно изменяется в зависимости от их ассоциации (ESM_18.pdf (Suppl.)). Гексагональный пирротин содержит 0.03–0.46 мас. % Ni, в троилите примесь Ni практически отсутствует, а в моноклинном пирротине достигает 0.76 мас. % Ni. Пентландит в ассоциации с троилитом наиболее железистый (32–39 мас. % Fe), в ассоциации с гексагональным пирротинном он имеет промежуточный состав (28–33 мас. % Fe), а с моноклинным пирротинном – наиболее никелистый (27–31 мас. % Fe). В Зеленогоривском интрузиве с троилитом ассоциирует умеренно железистый пентландит (31–33 мас. % Fe), а с гексагональным пирротинном – никелистый пентландит (ESM_18.pdf (Suppl.)). Пентландиты из нижнеталнахских массивов отличаются повышенным содержанием кобальта (2–10.6 мас. %) как в низкосернистых, так и в высокосернистых ассоциациях.

Минералы группы халькопирита (3–12 об. %, реже до 20 об. %) представлены халькопиритом, железистым халькопиритом, реже путоранитом и талнахитом. Минералы группы халькопирита образуют тонкие (не более 0.1 мм) прерывистые каймы вокруг выделений сульфидов, реже выделения между зерен пирротина и линзочки в самом пирротине. Железистый халькопирит отличается от обычного тетрагонального не только соотношением железа и меди, но и повышенной концентрацией никеля (ESM_18.pdf (Suppl.)). Этот минерал характеризуется, так же как путоранит, талнахит и мойхукит, быстрой окисляемостью и покрывается на воздухе ржаво-цветной пленкой.

Кубанит (5–8 об. %) образует пластинчатые выделения в минералах группы халькопирита и зернистые агрегаты. Зернистый кубанит имеет реакционные соотношения с минералами группы пирротина, замещая последний вдоль периферии их выделений и на контакте зерен.

Акцессорные минералы сульфидных ассоциаций представлены сфалеритом, тиошпинелями, арсенидами и сульфоарсенидами Co, Ni и Fe. Содержание сфалерита (до 2 об. %) превышает его содержание во вкрапленных пирротининовых рудах промышленно-рудноносных интрузивов. Пирит совместно с халькопиритом образует неправильной формы вкрапленники в верхних и нижних эндоконтактных зонах интрузивов и также во вмещающих породах ближнего экзоконтакта.

Изотопный состав серы и меди

Большинство сульфидов нижнеталнахских интрузивов имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне 3.8–8.6‰ со средним значением и медианой, равными 5.7‰ ($n = 28$) (ESM_19.pdf (Suppl.)). Однако в верхней и нижних частях Зеленогривского интрузива значение $\delta^{34}\text{S}$ достигает 9.2–11.8‰, что отражается в более высоком среднем значении $\delta^{34}\text{S}$ для этого интрузива до 9.3‰ ($n = 10$) (рис. 13а).

Значения $\delta^{65}\text{Cu}$ в сульфидах нижнеталнахских интрузивов варьируют от 0 до –1.1‰ (ESM_19.pdf (Suppl.)), со средним значением $\delta^{65}\text{Cu} = -0.6 \pm 0.4\text{‰}$ ($n = 15$), что близко к аналогичным значениям $\delta^{65}\text{Cu}$ в рудах Вологодчанского и Талнахского месторождений (рис. 13б).

Сульфидная минерализация в нижнеталнахских интрузивах характеризуется повышенным содержанием Re (119–316 г/т), низким содержанием Os (4.4–32.9 г/т), высокими значениями Re/Os (13.7–71.6) и γOs (35.6–117.8) (Малич и др., 2018), что близко и к данным Н. Арндта с соавторами (Arndt et al., 2003), показавшим вариации γOs в диапазоне 10.2–71.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия кристаллизации интрузивов

Ограниченный набор дифференциатов с отсутствием лейкогаббро и магнетитовых габбродолеритов, отсутствие резких границ между разными типами пород и неконтрастная скрытая расслоенность говорят о слабой степени внутрикамерной дифференциации массивов нижнеталнахского типа. Своеобразные текстуры такситовых разностей, которые насыщены сегрегациями плагиоклаза и обломочными фрагментами лейкократовых габбродолеритов, свидетельствуют о том, что накопление и всплывание плагиоклазовых кумулатов происходило на глубине в промежуточных камерах или транспортных путях, тогда как внутрикамерная физическая сепарация плагиоклаза с его накоплением не проявлены. Относительно однородный химический и петрографический состав пород показывает, что большинство фрагментов являются производными той же магмы. Пропорция чужеродных фрагментов, таких как ксенолиты метаосадочных пород, широко распространенных в такситовых и пикритовых породах интрузивов норильского типа (Годлевский, 1959; Туровцев, 2002; Ryabov et al., 2014; Чайка et al., 2020), в нижнеталнахских породах существенно ниже. В них не отмечаются фрагменты хромитовых шпиров и дорожки гранулированного оливина, которые являются характерной чертой норильских хонолитов и интерпретируются либо как результат дробления или резорбции наиболее ранних примитивных кумулатов (Золотухин, 1964), либо как продукты флюидной рекристаллизации (Ryabov et al., 2014, P. 124).

Последовательность кристаллизации в оливинсодержащих разностях, судя по петрографическим наблюдениям, соответствует универсальной схеме, наблюдающейся во всех дифференцированных интрузивах. Оливин является наиболее ранней фазой, котектическая с ним хром–шпинель проявлена очень редко и существенно обогащена железом, что отражает как первичный бедный хромом состав, так и посткумуляное переруравновешивание, приведшее к еще большему обеднению хромом. Как и в рудоносных интрузивах клинопироксен кристаллизуется позже оливин-плагиоклазовой котектики, как следует из петрографических наблюдений (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014) и данных моделирования (Кривошукская и др., 2001). Широкое развитие ойокристов и интерстициальных выделений зонального клинопироксена, типичное для рудоносных интрузивов, также характерно и для нижнеталнахских, но здесь повышенное содержание хрома в ядерной части ойокристов предполагает присутствие клинопироксена в ликвидусной ассоциации. Происхождение ойокристовых структур до сих пор является предметом дебатов, обзор которых дан в работе (Barnes et al., 2016). Альтернативные модели рассматривают их первичный рост *in situ*, как ликвидусной фазы с длительной последую-

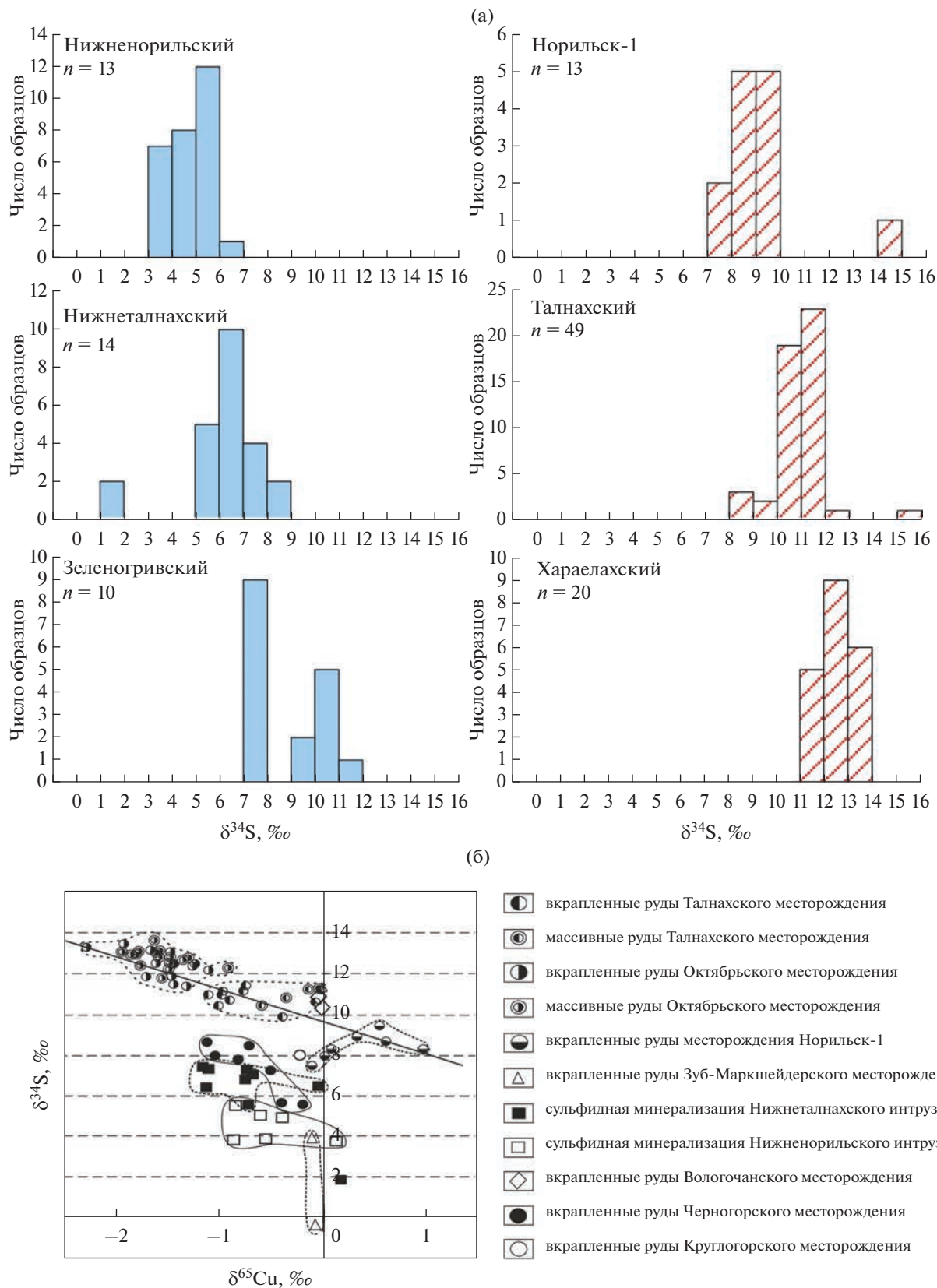


Рис. 13. Вариации изотопного состава серы сульфидной минерализации в интрузивах нижнеталнахского типа во вкрапленных рудах и рудных интрузивах норильского типа (Malitch et al., 2014) и по результатам данного исследования (а); (б) – вариации изотопного состава серы и меди сульфидных руд интрузивов Норильского района в координатах $\delta^{65}\text{Cu}$ – $\delta^{34}\text{S}$ (Malitch et al., 2014; Служеникин и др., 2018) и по результатам данного исследования.

шей кристаллизацией (Campbell, 1978; Barnes et al., 2016; Schoneveld et al., 2020), либо позднюю кристаллизацию из интеркумулусной жидкости как посткумулусной фазы. Присутствие относительно высокохромистых ядер в клинопироксене (до 0.5 мас. % Cr_2O_3) говорит о возможности его ранней кристаллизации в ликвидусной ассоциации в тройной котектике с оливином и плагиоклазом, возможно, в промежуточном очаге из еще не истощенного по хрому расплава.

Ортопироксен присутствует в минеральных ассоциациях как интеркумулусная и реакционная фаза, так же как и в породах рудоносных интрузивов. Его состав резко неравновесен с составами как центральных частей, так и кайм сосуществующего клинопироксена и его присутствие объясняется перитектической реакцией оливина с интерстиционной жидкостью, прогрессирующе обогащающейся кремнеземом.

Пикритовые и троктолитовые габбродолериты являются обогащенными оливином кумулатами, привнесенными в камеру в виде суспензии с варьирующими (но более высокими чем в рудоносных интрузивах) содержаниями антекристов как оливина, так и плагиоклаза. Под антекристами здесь понимаются ранние фенокристы, кристаллизовавшиеся в проточной магматической системе до того, как магма достигла камеры кристаллизации и поэтому, возможно, испытавшие дополнительные события (Jerram et al., 2018). Этот вывод согласуется с распространенными текстурами косякой слоистости и сортировки зерен, узкими вариациями состава оливина, доминирующей пропорцией его высокомагнезиальных составов Fo_{75-83} (ESM_6.pdf (Suppl.)), незакономерным появлением пикритовых горизонтов на различных стратиграфических уровнях в интрузиве (рис. 8, 9) и типичным для нижнеталнахских интрузивов средне- и мелкозернистым строением эндоконтактов с отсутствием закалочных разностей. В ходе транспорта и сортировки такой суспензии пропорция расплава возрастала при адиабатическом снижении температуры плавления и частичном растворении антекристов, что обогащало этот расплав магнезией в слоях богатых оливином. Этот процесс определил высокомагнезиальный состав интрузива в целом, но и позволил некоторую степень последующей внутрикамерной дифференциации, приведшей локально к образованию мощных линз габбро-диоритов как продуктов кристаллизации остаточного расплава.

Такая последовательность кристаллизации соответствует и наблюдаемой в оливин-порфировых базальтах, которые широко распространены в вулканических свитах Норильского района от гудчихинской до мокулаевской. Оливин является в них первой ликвидусной фазой, но гломерокристовые ассоциации включают как оливин, так и плагиоклаз и более поздний клинопироксен, характеризующийся резкой зональностью по Cr, Ti и магнезиальности. Кроме того, в дифференциро-

ванных покровах пикритов присутствуют пироксен-порфировые базальты, где клинопироксен является ликвидусной фазой, формируя дендриты, сферолиты и порфирокристы (Ryabov et al., 2014). Оливин Fo_{82-84} известен в пикритовых базальтах гудчихинской свиты, где он содержит до 0.4 мас. % NiO (Криволицкая, 2014, Krivolutskaia et al., 2022; Ryabov et al., 2014) и часто окружен каймой перитектического ортопироксена, а также в пикритах туклонской свиты, где он обеднен Ni (<0.2 мас. % NiO по Ryabov et al., 2014). Более поздние толеитовые базальты надеждинской, моронговской и мокулаевской свит содержат оливин гораздо меньшей магнезиальности (до Fo_{44-52} по Ryabov et al., 2014). Верхний предел магнезиальности оливина Fo_{82-83} в пикритовых габбродолеритах рудоносных и нижнеталнахских интрузивов, таким образом, совпадает с таковым в пикритах гудчихинской и туклонской свит и предполагает схожую магнезиальность их расплавов, учитывая близкие условия кристаллизации и состав ликвидусной ассоциации. По данным изучения расплавных включений, пикритовые расплавы, равновесные с оливином гудчихинской свиты, содержали 48–49 мас. % SiO_2 и 11–14 мас. % MgO (Соболев и др., 2009). Известно, однако, что магнезиальность оливина коррелирует с магнезиальностью (Mg#) родительского расплава с коэффициентом $Kd(\text{Fe-Mg}) = 0.31-0.37$, но не напрямую с содержанием MgO в расплаве (например, Matzen et al., 2011), что ограничивает прямые аналогии.

Систематика редкоземельных элементов (рис. 11а, 11б), которая используется для выделения вулканических циклов в Норильском районе (Lightfoot et al., 1990, 1993; Naldrett et al., 1995; Федоренко, 2010; Криволицкая, 2014), показывает, что лавы первого этапа вулканизма от ивакинской до гудчихинской свит геохимически не родственны дифференцированным интрузивам, в согласии с геологическими свидетельствами их одновременного образования (Криволицкая, 2014; Радько, 2016). На диаграммах La/Sm–Gd/Yb (рис. 11б) поля составов нижнеталнахских интрузивов в основном перекрываются с составами надеждинских лав, попадая частично и в поля составов более молодых вулканитов второго этапа, и в поля составов рудоносных интрузивов.

Интерпретация изотопно-геохимических данных

Федоренко (2010), суммируя имеющуюся изотопно-геохимическую информацию (рис. 11б), предположил, что туклонская пикритовая магма являлась родительской для дериватных ниже-средненадеждинских расплавов, как результат удаления кумулуса и ассимиляции в промежуточном очаге. Это предположение подтверждается результатами моделирования (Yao, Mungall, 2021), показавшего, что надеждинские расплавы соответствуют эволюции туклонской магмы с 25% контаминацией в промежуточных очагах при взаимодействии с протек-

розойским фундаментом, низкоррадиоогенным по изотопному составу Nd и высокоррадиоогенным по изотопному составу Sr (рис. 126). Эти исследователи принимают комагматичность нижнеталнахских интрузивов и туклон-надеждинских магм вслед за (Naldrett et al., 1995; Arndt et al., 2003; Федоренко, 2010), что основывается, в немалой мере, на их схожей обедненности халькофильными элементами. В рамках этой модели (Yao, Mungall, 2021) моронговско-мокулаевские толеитовые базальтовые расплавы проходили через промежуточные очаги и захватывали суспензию кристаллов и сульфиды, скопившиеся из туклонско-надеждинских магм в промежуточных камерах, чтобы сформировать рудоносные интрузивы в верхней коре, ассимилируя при этом вмещающие осадочные породы. Такая точка зрения близка к модели плавления и захвата древних сульфидных сегрегаций толеитовыми магмами (Криволицкая, 2014; Krivolutskaia et al., 2019) и не поддерживает существование специфических пикритовых рудоносных магм. Вместе с тем такая многоступенчатая модель позволяет аккумулировать сульфидные руды из большого объема магм с обычными первичными содержаниями халькофильных элементов и ЭПГ. Также эта модель включает последовательное внедрение интрузивных тел на все более высоких стратиграфических уровнях в пределах рудного узла (Yao, Mungall, 2021), что определяет нижнеталнахские интрузивы в рамках этой модели как наиболее ранние.

Изотопные составы пород нижнеталнахских интрузивов занимают особую позицию на графике $Sr_i - \epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 126), что всеми исследователями интерпретируется как следствие контаминации родительских магм материалом протерозойского фундамента в среднекоровом очаге. Изотопные характеристики фундамента получены из анализа фрагментов гранитоидов и метаморфизованных осадочных пород взрывчатой трубки Маслова в северной части Норильской мульды. Возраст фрагментов варьирует в интервале 870–2600 млн лет (Czarnanska et al., 2000; Самсонов и др., 2022) и в целом изотопные характеристики гранитоидов крайне разнообразны ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -6 до -19 и Sr_i от 0.7057 до 0.7299). Они ложатся в правый нижний угол диаграммы и далеко за пределы ее шкалы, показанной на рис. 126. Осадочные породы палеозойского чехла, опробованные по разрезам скважин в Микчангдинской и Хараелахской мульдах (Pang et al., 2013), характеризуются также широчайшими вариациями ($\epsilon_{Nd}(T)$ от -7 до $+10$ и Sr_i от 0.7079 до 0.7154). При этом основной массив точек занимает правый верхний угол диаграммы и поля их составов не перекрываются с полем составов протерозойского фундамента (рис. 126). Таким образом, Sr-Nd изотопные составы нижнеталнахских интрузивов выявляют преобладающую контаминацию протерозойским материалом, в отличие от рудоносных интрузивов, чья Sr-Nd изотопная систематика отражает ассимиля-

цию верхнекорового материала палеозойского возраста, формируя так называемый норильско-талнахский тренд в интерпретации предыдущих исследователей (Naldrett et al., 1995; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003).

Наши новые данные подчеркивают субгоризонтальный тренд вариаций изотопных составов нижнеталнахских пород, примерно параллельный норильско-талнахскому тренду, но на уровне более низких значений $\epsilon_{Nd}(T)$ от -4 до -6 . Такой тренд может быть сигналом ассимиляции сульфатсодержащего палеозойского материала в транспортных путях и камере кристаллизации, что хорошо согласуется с повышенными положительными значениями $\delta^{34}S$ до 11.8‰ при средних значениях для отдельных нижнеталнахских интрузивов от 5.7 до 9.3‰. Интрузивы с сульфидной минерализацией содержат сульфидную серу, обогащенную тяжелым изотопом в основном в интервале значений 8–13‰ $\delta^{34}S$, при этом в ряду трех интрузивов с экономическим оруденением средние значения $\delta^{34}S$ увеличиваются от 8–9‰ в Норильск-1 до 10–11‰ в Талнахском и около 12–13‰ в Хараелахском интрузиве, коррелируя с увеличением запасов сульфидных руд в этом ряду (Grinenko, 1985; Malitch et al., 2014; Изотопная геология ..., 2017). Эта закономерность была отмечена еще в ранних работах Л.Н. Гриненко (Grinenko, 1985) и подтверждена всеми последующими работами, являясь одним из важнейших аргументов в пользу заимствования сульфатной серы при образовании сульфидных залежей.

Более детальное исследование сульфидов нижнеталнахских интрузивов привело к выявлению большей гетерогенности изотопного состава серы в них от 3.8 до 11.8‰. Гетерогенность изотопного состава серы сульфидов наблюдается и в пределах рудоносных интрузивов, где для Хараелахского интрузива выявлено прогрессирующее обогащение изотопно-тяжелой серой по направлению внедрения (Кетров и др., 2022). При условиях небольшого количества сульфидов, малой степени их фракционирования и крайне низкого тенора цветных и платиновых металлов в них, гетерогенный изотопно-тяжелый состав серы нижнеталнахских интрузивов, скорее всего, отражает достижение повторного местного сульфидного насыщения, благодаря ассимиляции сульфатной осадочной серы. Сера заимствовалась при кристаллизации суспензии, ранее испытавшей потери халькофильных металлов в сосуществующую сульфидную жидкость на глубине.

Коровая природа серы сульфидов нижнеталнахских интрузивов согласуется с высокими значениями γOs в них (Arndt et al., 2003; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018), также отражающими потери Os в сосуществующие сульфиды на глубине, так что относительно малая степень контаминации в камере кристаллизации значительно сказалась на Re-Os изотопных ха-

рактических обедненных Os слабо развитых сульфидов.

Изотопный состав Cu нижнеталнахских интрузивов перекрывается с полями составов Талнахского и Черногорского рудоносных интрузивов. На диаграмме $\delta^{65}\text{Cu}-\delta^{34}\text{S}$ составы нижнеталнахских сульфидов отстоят далеко от тренда негативной корреляции, установленного для трех экономически рудоносных интрузивов (Malitch et al., 2014). Принадлежность к этому тренду рассматривается как индикатор рудоносности (Малич и др., 2018), хотя процесс, контролирующий такое распределение, пока не вполне ясен.

Взаимоотношения нижнеталнахских и рудоносных интрузивов норильского типа

В Талнахском рудном узле интрузивы нижнеталнахского типа располагаются стратиграфически ниже рудоносных интрузивов и интрузива круглогорского типа (рис. 4, ESM_3.pdf–ESM_4.pdf (Suppl.)), но на северных участках Талнахский интрузив залегает ниже Нижнеталнахского. В отдельных участках эти интрузивы находятся в контакте (ESM_4.pdf (Suppl.)), но при этом не наблюдается зон закалки. Критерием более позднего внедрения Талнахского интрузива для некоторых геологов является факт наличия сульфидной минерализации в верхнем эндоконтакте Нижнеталнахского интрузива, когда он находится под рудоносным интрузивом (Августинчик, 1981). Эта минерализация трактуется как наложенная на породы верхнего эндоконтакта Нижнеталнахского массива. По нашим представлениям минерализация в верхнем эндоконтакте интрузивов характерна для ряда массивов и, возможно, не связана с влиянием более поздних внедрений рудоносных магм. Кроме того, имеются свидетельства инъекций Нижнеталнахского интрузива в рудоносный Талнахский интрузив (Сухарева, Кузнецова, 1983), что говорит о синхронном или более позднем внедрении Нижнеталнахского интрузива.

Распределение мощностей западной ветви нижнеталнахского массива интерпретируется как контролирующее ареал распространения апофиз Хараелахского интрузива, предполагая в целом, что внедрение ветвей нижнеталнахского интрузива создало благоприятную структуру для внедрения последующих интрузивов. При этом интрузивы использовали и прорабатывали грабенообразные взбросы, осложняющие периферию мульды. Однако возможна и противоположная интерпретация, а именно, внедрение рудоносного хонолита создало пространство для внедрения магм и кумулатов нижнеталнахского типа. Большинство исследователей принимает, что круглогорские силлы являются более ранними образованиями по отношению к рудоносным хонолитам (Радько, 2016; Служеникин и др., 2015; Likhachev, 1994; Лихачев, 2006). Однако вопрос о временных рамках внедрения

нижнеталнахских магм далек от разрешения, так как к настоящему времени убедительные доказательства отсутствуют для обеих гипотез. В работах (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014) предполагается наиболее позднее внедрение нижнеталнахских интрузивов, но также отмечается, что порядок внедрения не может считаться однозначным для всех рудных полей.

В любом случае важное поисковое значение нижнеталнахских интрузивов основывается на их структурно-пространственной ассоциации с рудоносными хонолитами в Талнахском, Норильском и Тальминском рудных узлах. В последнем узле, расположенном в борту Енисейско-Хатангского прогиба и приуроченном к зоне Норильско-Хараелахского разлома на севере Хараелахской мульды, Тальминский полнодифференцированный интрузив ассоциирует с Клюквенным меланократовым интрузивом нижнеталнахского типа (Дюжиков и др., 1988).

По общегеологическим соображениям слабо дифференцированные нижнеталнахские меланократовые интрузивы и круглогорские лейкократовые интрузивы, и полно дифференцированные интрузивы мезократового типа, возможно, образовались из обособленных на глубине порций первичной пикритовой магмы с различной историей стагнации, контаминации и дифференциации в коре. Круглогорские лейкократовые интрузивы характеризуются повышенными мощностями лейкогаббро, как результат флотации плагиооклазового кумулата, но не содержат соответствующей пропорции пикритовых пород и сульфидных руд, хотя и не демонстрируют обедненности халькофильными элементами. Напротив, меланократовые интрузивы сложены оливиновыми кумулатами, обедненными халькофильными металлами, в отсутствие соответствующей доли плагиооклазовых кумулатов. Принимая, что рудоносные мезократовые интрузивы демонстрируют полный набор дифференциатов, отвечающих эволюции родительского пикритового расплава, можно предположить, что неполные серии являются результатом расслоения магм в промежуточных зонах частичного плавления в коре, которые по структуре своей аналогичны наблюдаемым нами верхнекоревым многоуровневым интрузивным постройкам. Изотопно-геохимические данные предполагают более длительное нахождение нижнеталнахских магм на более глубоких горизонтах корового разреза, что, согласуется с гипотезой их более позднего внедрения. Ультраосновной характер их разреза связан с транспортом оливиновых кумулатов в виде кристаллической суспензии при том, что значительная часть наиболее примитивных оливин-хромитовых кумулатов осталась на глубине. Адиабатическое декомпрессионное плавление и резорбция кумулатов в ходе транспорта в зоны низких давлений увеличивали долю расплава, что обеспечило условия для дифференциации в современной камере. Длительная стагнация в коровом разрезе

обусловила коровые характеристики магм, их обогащение рудными элементами Ni, Cu, Cr и ЭПГ в пользу сосуществующих кумулатов (оксидно-сульфидных) и мигрирующих рудоносных расплавов. Таким образом, наша гипотеза предполагает, что меланократовые интрузивы образовались в моронговско–мокулаевское время, как обосновано в (Радько, 2016) на втором этапе вулканизма. В пределах рудных полей первыми внедрялись интрузивы круглогорского типа с последующими рудоносными интрузивами норильского типа и наиболее поздними нижнеталнахскими, в согласии с более ранними интерпретациями (Дюжиков и др., 1988; Ryabov et al., 2014). В рамках этой гипотезы, все дифференцированные интрузивы норильского комплекса являются производными первичного пикритового расплава, но ни одна из их родительских магм не является первичной мантийной по составу. Различные наборы дифференциатов и рудоносность связаны с контрастными параметрами коровой контаминации, такими как: состав контаминанта, длительность и масштаб взаимодействия с ним, история гибризации или смешения с другими жидкостями, время отделения несмешиваемых сульфидов и флюидов, степень фракционной кристаллизации в промежуточной расслоенной зоне частичных выплавов и *P-T* условия в ней.

Благодарности. Авторы признательны за плодотворные дискуссии своим коллегам из научно-исследовательских и геологоразведочных организаций, особенно геологам Норильскгеологии (ННТС Технические Сервисы), чей труд направлен на выявление закономерностей геологического строения Норильского рудного района. Авторы благодарны рецензентам В.С. Каменецкому и И.Ф. Чайке за критические замечания и предложения, которые способствовали ясности изложения наших данных.

Источники финансирования. Исследования выполнены за счет гранта Российского Научного Фонда № 21–17–00119/<https://rscf.ru/project/21-17-00119>, при частичной поддержке изотопных исследований за счет НИР № 122022600107–1 Госзадания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Августинчик И.А.* О составе сульфидной минерализации Нижнеталнахского интрузива // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 34–40.
- Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б.* Методические особенности многокомпонентного анализа горных пород методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. МГУ. Сер. геол. 2016. № 6. С. 56–63.
- Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Додин Д.А., Садиков М.А.* Некоторые вопросы дифференциации траппов на примере Хараелахских гор // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. С. 141–152.
- Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др.* Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. 279 с.
- Земскова Г.В.* Петрографическая характеристика интрузивов “нижнеталнахского” типа (Норильский район) // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 28–34.
- Золотухин В.В.* Основные закономерности протектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий (на примере Норильской). М.: Наука, 1964. 192 с.
- Изотопная геология норильских месторождений // Под ред. О.В. Петрова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.
- Кетров А.А., Юдовская М.А., Шелухина Ю.С. и др.* Источники и эволюция изотопного состава серы сульфидов Хараелахского и Пясино-Вологочанского интрузивов (Норильский рудный район) // Геология рудн. месторождений. 2022. Т. 64. № 6. С. 657–686.
- Комарова М.З., Люлько Т.П.* О расчленении трапповых интрузий Норильского района // Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. С. 43–54.
- Кривоулицкая Н.А.* Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014. 305 с.
- Кривоулицкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М.* Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.
- Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
- Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Лукин Э.Б.* Металлогеническая карта (на медь и никель) северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1 : 200 000. НКГРЭ, Норильск: Фонды Норильскгеологии, 1975.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. и др.* Контрастные магматические источники в ультрамафит-мафитовых интрузивах Норильского региона (Россия): Hf-изотопные данные в цирконе // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы III Международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 35–38.
- Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В.* Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018. 287 с.
- Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н.* Петрология талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.
- Падерин П.Г., Деменюк А.Ф., Назаров Д.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R–45. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 320 с. + 7 вкл.
- Радько В.А.* Фашии интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
- Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические породы Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2000. 408 с.
- Самсонов А.В., Служеникин С.Ф., Ларионова Ю.О. и др.* Активная окраина 870 млн лет в северо-западном углу Сибирского кратона: данные по ксенолитам из позд-

- непермской эксплозивной Масловской диатремы, Норильский район // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы. Материалы ЛIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2022. Т. 2. С. 168–172.
- Служеникин С.Ф., Криволицкая Н.А. Пясино-Вологодчанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 424–444.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282–316.
- Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М. и др. Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 511–544.
- Соболев А.В., Криволицкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 276–310.
- Сухарева М.С., Кузнецова Н.П. К вопросу о соотношении дифференцированных интрузий Талнахского рудного узла (на примере северных флангов) // Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. Тез. докл. Красноярск: Красноярскгеология, 1983. С. 89–92.
- Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
- Федоренко В.А. Магматизм и медно-никелевые месторождения Норильского района Норильск: Фонды Норильскгеологии, 2010.
- Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk–Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 495–515.
- Barnes S.J., Mole D.R., Le Vaillant M. et al. Poikilitic textures, heteradcumulates and zoned orthopyroxenes in the Ntaka Ultramafic Complex, Tanzania: implications for crystallization mechanisms of oikocrysts // J. Petrol. 2016. V. 57. № 6. P. 1171–1198.
- Campbell I.H. Some problems with the cumulus theory // Lithos. 1978. V. 11. P. 311–323.
- Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M. et al. Hybrid nature of the platinum group element chromite-rich rocks of the Noril'sk-1 intrusion: genetic constraints from Cr spinel and spinel-hosted multiphase inclusions // Econ. Geol. 2020. V. 115. P. 1321–1342.
- Czamanske G.K., Kunilov V.E., Zientek H.L. et al. A proton-microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk–Talnakh district, Siberia // Canad. Mineral. 1992. V. 30. Pt. 2. P. 249–287.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Walker R.J. et al. Geochemical, isotopic, and SHRIMP age data for Precambrian basement rocks, Permian volcanic rocks, and sedimentary host rocks to the ore-bearing intrusions, Noril'sk–Talnakh district, Siberian Russia // Int. Geol. Rev. 2000. V. 42. № 10. P. 895–927.
- Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek H.L. et al. Geochemical and isotopic constraints of the petrogenesis of the Noril'sk–Talnakh ore-forming systems // Sudbury-Noril'sk Symposium, Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 313–341.
- Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // Int. Geol. Rev. 1985. V. 28. P. 695–708.
- Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–88.
- Jerram D.A., Dobson K.J., Morgan D.J., Pankhurst M.J. The petrogenesis of magmatic systems: using igneous textures to understand magmatic processes // Ed. S. Burchardt. Volcanic and Igneous Plumbing Systems. Amsterdam: Elsevier, 2018. P. 191–229.
- Krivolutskaya N.A., Latyshev A.V., Dolgal A.S. et al. Unique PGE-Cu-Ni Noril'sk Deposits, Siberian Trap Province: magmatic and tectonic factors in their origin // Minerals. 2019. V. 9. № 1. Art. 66.
- Krivolutskaya N., Mikhailov V., Gongalsky B. et al. The permian-triassic riftogen rocks in the Noril'sk Area (NW Siberian Province): geochemistry and their possible link with PGE-Cu-Ni mineralization // Minerals. 2022. V. 12. P. 1203.
- Larson P.B., Maher K., Ramos F.C. et al. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // Chem. Geol. 2003. V. 201. № 3–4. P. 337–350.
- Le Maitre R.W. (Ed.) Igneous Rocks. A classification and glossary of terms. recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2nd ed. 2002, xvi + 236 p.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with implication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 631–644.
- Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V. 114. P. 171–188.
- Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. et al. Chemostratigraphy of Siberian trap lavas, Noril'sk district: implications for the source of floodbasalt 1378 magmas and their associated Ni-Cu mineralization // Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 283–312.
- Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk Region // Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium. Ontario Geol. Surv. Spec. 1994. V. 5. P. 185–201.
- Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes // Lithos. 2014. V. 204. P. 172–187.
- Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Chapter 7 – New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr Provinces, Russia: evidence from radiogenic and stable-isotope data // Eds. S. Mondal, W.L. Griffin. Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time. Elsevier Inc., 2018. P. 197–238.
- Matzen A.K., Baker M.B., Beckett J.R., Stolper E.M. Fe-Mg partitioning between olivine and high-magnesian melts and the nature of hawaiian parental liquids // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 1243–1263.
- McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

- Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with implication to the origin of the Ni-Cu ores // *Econ. Geol.* 1992. V. 87. P. 975–1004.
- Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C. et al. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk Region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Trans. Inst. Min. Metall., Sect. B.* 1995. V. 104. P. B18–B36.
- Okuneva T.G., Karpova S.V., Strelitskaya M.V. et al. The method for Cu and Zn isotope ratio determination by MC-ICP-MS using the AG-MP-1 resin // *Geodynamics and Tectonophysics.* 2022. V. 13. № 2s. 0615. <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2s-0615>
- Pang K-N., Arndt N., Svensen H. et al. A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on contact metamorphism and degassing of Devonian evaporites in the Noril'sk aureoles, Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. V. 165. P. 683–704.
- Pin C., Joannon S., Bosq Ch., Le Fèvre B., Gauthier P.J. Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP–quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry.* 2003. V. 18. P. 135–141.
- Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ a natural tracer: an application to oceanic basalts, Earth Planet // *Sci. Lett.* 1976. V. 31. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(76\)90219-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(76)90219-3)
- Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk Region. Springer, 2014. 1007 p.
- Schoneveld L., Barnes S.J., Godel B. et al. Oxide-sulfide-melt-bubble interactions in spinel-rich taxitic rocks of the Noril'sk–Talnakh intrusions, polar Siberia // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1305–1320.
- Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J. et al. Low-sulfide platinum group element ores of the Noril'sk–Talnakh camp // *Econ. Geol.* 2020. V. 115. P. 1267–1303.
- Yao Z., Mungall J.E. Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Noril'sk // *J. Geophys. Res. Solid. Earth.* 2021. <https://doi.org/10.1029/2020JB020823>
- Zen'ko T.E., Czamanske G.K. Spatial and petrologic aspects of the intrusions of the Noril'sk–Talnakh ore junctions, Siberia // *Ontario Geol. Surv. Spec.* 1994. V. 5. P. 263–282.

Lower Talnakh Type Intrusions of the Noril'sk Ore Region

S. F. Sluzhenikin¹, K. N. Malitch², M. A. Yudovskaya^{1, 3}, D. M. Turovtsev¹,
T. N. Antsiferova¹, S. K. Mikhalev⁴, I. Yu. Badanina², and N. G. Soloshenko²

¹ *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

² *Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

³ *CIMERA, School of Geosciences, University of Witwatersrand, Wits 2050, South Africa*

⁴ *LLC “Noril'skgeology”, Noril'sk, Russia*

Troctolites, olivine and picrite gabbrodolerites account for up to 75% of the Lower Talnakh type intrusions in places of their increased thickness whereas reduced thickness sections consist of olivine-free and olivine-bearing gabbrodolerites. Differentiation is not obvious within these high-Mg cumulates, although the content of TiO_2 and alkalis increases towards the upper endocontacts. The transitions between the rock types are gradual, and the composition of low Ni olivine in different rocks (Fo_{70-83} , 0.01–0.2 wt % NiO) overlap significantly. Clinopyroxene (Fs_{7-13} , Mg# 68–89) is characterized by both the lowest contents and variation ranges of Cr_2O_3 (0.01–0.5 wt %) and TiO_2 (0.05–1.0 wt %) among all types of the intrusions of the Noril'sk complex that is consistent with the Cr-depleted (0.002–0.051 wt % Cr_2O_3) bulk rock compositions. Later orthopyroxene (Fs_{15-30}) is crystallised by the reaction of the residual melt with early olivine. Plagioclase forms porphyritic phenocrysts and their intergrowths along with ophitic laths as well as dominates in schlieren and fragments of leucocratic rocks in taxitic and picritic gabbrodolerites with a poorly sorted layered texture. In olivine-rich rocks, sulfides are represented by the association of troilite \pm hexagonal pyrrhotite + Fe- and Co-rich pentlandite + Fe-enriched chalcopyrite (\pm putoranite, talnakhite) \pm cubanite. In the upper and lower parts of the intrusions, the association of hexagonal pyrrhotite + chalcopyrite + pentlandite occurs, while monoclinic pyrrhotite + chalcopyrite + Ni-enriched pentlandite are formed in the endo- and exocontacts. The concentration of base (0.077–0.21 wt % Ni, 0.05–0.38 wt % Cu) and platinum metals (0.03–0.26 to 0.40 g/t total PGE) in mineralized rocks is very low. Upon small amounts of sulfides and extremely low base and platinum metal tenors, the heterogeneous S isotopic composition of Lower Talnakh type sulfides (mainly 3.8–8.6‰, but up to 11.8‰) most likely reflects the achievement of repeated sulfide saturation during the assimilation of sulfate S by magma that has previously experienced loss of chalcophile metals into a coexisting sulfide fluid at depth. The Sr-Nd isotopic compositions of the Lower Talnakh intrusions (Sr_i – from 0.7073 to 0.7087 and $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ from –1.8 at –5.9 recalculated to 250 Ma) show the predominant contamination with Proterozoic material, in contrast to the ore-bearing intrusions, which Sr-Nd isotope compositions indicate contamination with upper crustal sedimentary matter of the Paleozoic age.

Keywords: magmatic sulfides, mafic-ultramafic intrusions, Lower Talnakh type, Noril'sk region, Nd-Sr isotope systematics, S-Cu isotope systematics, contamination, trap magmatism