

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А.Н.
ЗАВАРИЦКОГО УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ
НАУК

На правах рукописи

Малич Крешимир Ненадович

**КОМПЛЕКСНЫЕ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ (СОСТАВ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И УСЛОВИЯ
ОБРАЗОВАНИЯ)**

1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых; минерагения

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант
доктор геолого-минералогических наук,
академик РАН Когарко Лия Николаевна

Екатеринбург – 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава 1. ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАТИНОИДНЫХ РУД ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ	21
1.1. Платиноидный потенциал геолого-экономических районов Полярной Сибири	21
1.2. Платино-палладиевые месторождения Норильской провинции	27
1.2.1. Комплексные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения	27
1.2.2. Малосульфидные платиноидные месторождения	28
1.2.3. Техногенные месторождения платиноидов	29
1.2.4. Россыпные месторождения платиноидов	30
Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ	31
2.1. Формационная принадлежность ультрамафитов	33
2.2. Геолого-структурное положение массивов	35
2.3. Геологическое строение массивов	37
2.3.1. Гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс	38
2.3.2. Маймеча-Котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс	42
2.4. Особенности россыпной металлоносности	46
2.4.1. Геологическая характеристика россыпей	46
2.4.2. Прогнозные ресурсы благородных металлов	51
2.4.3. Понятие крупности месторождения	53
Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ РОССЫПЕЙ И КОРЕННЫХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ	54
3.1. Вещественный состав минералов платиновой группы (МПГ) иридиево-осмиевых россыпей	54
3.2. Вещественный состав и условия образования МПГ из коренных пород Гулинского массива	76
Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ	84
4.1. Обзор схем расчленения интрузивных образований Норильской провинции	84
4.2. Геологические и петролого-геохимические особенности различно рудоносных	

интрузивов Норильской и Таймырской провинций	89
4.2.1 О терминологии и номенклатуре пород, слагающих ультрамафит-мафитовые интрузивы	96
4.2.2. Геологические и петролого-геохимические особенности промышленно-рудноносных интрузивов с сульфидным и малосульфидным типами оруденения (Норильск-1, Талнахский, Хараелахский интрузивы)	99
4.2.3. Геологические и петролого-геохимические особенности рудоносных интрузивов с вкрапленным сульфидным и возможным малосульфидным оруденением (Черногорский, Зуб-Маркшейдерский и Вологочанский интрузивы).	125
4.2.4. Геологические и петролого-геохимические особенности слаборудоносных Нижнеталнахского и Круглогорского интрузивов	140
4.2.5. Геологические и петролого-геохимические особенности потенциально рудоносных Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов	145
Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ	153
5.1. U-Pb возраст бадделеита и Th-U-Pb возраст ториянита карбонатитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции	153
5.2. U-Pb возраст и геохимические особенности циркона потенциально рудоносных Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов Таймырской провинции	160
5.3. U-Pb возраст и геохимические особенности циркона, бадделеита и монацита промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции (Норильск-1, Талнах и Хараелах)	163
5.3.1. Морфология, внутреннее строение и геохимические особенности акцессорных минералов промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции	165
5.3.2. Результаты U-Pb датирования циркона и бадделеита промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции	167
5.3.3. Результаты химического Th-U-Pb датирования монацита Талнахского интрузива	168
5.3.4. Геодинамические следствия U-Pb возраста акцессорных минералов и Re-Os изохронного возраста сульфидных руд промышленно-рудноносных интрузивов	169
Глава 6. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО И СИЛИКАТНОГО ВЕЩЕСТВА	172
6.1. Изотопный состав меди и серы сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных платиноидных руд Норильской провинции	172
6.1.1. Cu-изотопная характеристика сульфидных и малосульфидных руд	175
6.1.2. S-изотопная характеристика сульфидных и малосульфидных руд	184

6.2. Cu- и S-изотопные характеристики сульфидных руд Таймырской провинции	185
6.3. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд Норильской провинции по данным Cu-изотопии	187
6.4. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд по данным S-изотопии	190
6.5. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд по данным Re-Os изотопии	193
6.6. Генетические ограничения на происхождение ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным O-Hf-Nd-изотопии	195
6.7. Генетические ограничения на происхождение ультрамафит-мафитовых интрузивов и сульфидных руд Таймырской провинции по данным Nd-Sr-Hf-Cu-S изотопии	202
Глава 7. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННО-РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ	204
Глава 8. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОГНОЗА БОГАТЫХ СУЛЬФИДНЫХ ЭПГ-Cu-Ni РУД	213
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	222
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	225

*Посвящается моим родителям –
Маличу Ненаду Степановичу и
Тугановой Евгении Владимировне*

ВВЕДЕНИЕ

Постановка проблемы и актуальность исследований. Элементы платиновой группы (ЭПГ) вместе с Fe, Co и Ni, принадлежат к VIII группе элементов и подразделяются на легкие (Ru, Rh, Pd) и тяжелые (Os, Ir, Pt). По температуре плавления ЭПГ образуют две триады. Первая объединяет тугоплавкие ЭПГ Ir-группы (Os, Ir и Ru), вторая – легкоплавкие ЭПГ Pt-группы (Rh, Pt и Pd). Уникальность и многообразие свойств платиноидов определяет их широкое использование во многих областях деятельности человека. Потребность данных элементов со стороны химической, электрохимической, электронной, автомобильной, ювелирной промышленности, науки и медицины неуклонно растет. Постоянно растущий спрос на ЭПГ предопределяет необходимость расширения их минерально-сырьевой базы, что связано с выявлением новых источников платиноидов и использованием новых подходов при прогнозировании месторождений стратегических видов минерального сырья.

В России главным по значимости источником платиновых металлов являются сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения Норильского района, вмещающие богатейшие комплексные руды на Земле, содержащие 15% земных ресурсов сульфидного Ni и 27% ресурсов Pd наряду с другими стратегическими металлами. По экспертным оценкам имеющихся и отработанных исторических запасов Норильских месторождений общая стоимость всех металлов в ценах 2020 г. превышает 1.3 триллиона долларов, где доля платиноидов составляет около 60% [Barnes et al., 2020]. Уникальные месторождения платиноидов, никеля и меди приурочены к трем промышленно-рудноносным интрузивам (Хараелахскому, Талнахскому и Норильск-1).

Несмотря на длительное изучение ультрамафит-мафитовых интрузивов, с которыми ассоциируют различные по масштабу комплексные сульфидные платиноидно-медно-никелевые (ЭПГ-Cu-Ni) месторождения, проблемы генезиса пород и руд трактуются различно, оставаясь предметом непрекращающихся дискуссий на протяжении XX столетия и до настоящего времени [Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1975; Дистлер и др., 1988; Дюжиков и др., 1988; Туганова, 2000; Рябов и др., 2000; Додин, 2002; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006; Starostin, Sorokhtin, 2011; Радько, 2016; Krivolutskaaya, 2016; Малич и др., 2018; Malitch et al., 2018; Isotope Geology..., 2019; Barnes et al., 2020 и др.].

Происхождение интрузивов норильского типа объяснялось разными механизмами/моделями: дифференциацией одной магмы [Зенько, 1983]; внедрением различных магм [Туганова, 1991; Czamanske et al., 1995]; моделью магматических проводников [Радько, 1991; Naldrett, 1992; Naldrett et al., 1995]; корово-мантийным взаимодействием [Пушкарев, 1997; Pushkarev, 1999]; ассимиляцией [Li et al., 2003a] и метасоматическими моделями для руд [Золотухин и др., 1975] и интрузивов [Зотов, 1979] и др. Ни одна из этих идей не является преобладающей, и даже соавторы придерживаются разных точек зрения [Czamanske et al., 1995; Arndt et al., 2003; Malitch et al., 2014; Sluzhenikin et al., 2014 и др.].

Существует согласие в том, что мантийные мафит-ультрамафитовые магмы и платиноидно-медно-никелевые руды 'тесно связаны', предопределяя значимую роль ювенильных мантийных производных при обсуждении генезиса интрузивов «норильского типа». Выполненные исследования по радиогенным изотопным систематикам (Os, Pb, Hf, Nd и Sr) [Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Czamanske et al., 1994; Hawkesworth et al., 1995; Туганова, Шергина, 1997; 2003; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; 2011; Спиридонов, 2010; Malitch, Latypov, 2011; Malitch et al., 2010; 2013; 2018; Малич и др., 2018б; Прасолов и др., 2018; Isotope Geology..., 2019 и др.] позволили охарактеризовать особенности различных вещественных источников при формировании промышленных мафит-ультрамафитовых интрузивов и ассоциирующего сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Однако, несмотря на общее согласие в том, что примитивные магмы, родоначальные для интрузивов норильского типа, образовались за счет плюмового источника, степень взаимодействия между этими магмами с континентальной корой и субконтинентальной мантией является предметом длительной дискуссии [Sharma et al., 1992; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993; Horan et al., 1995; Ivanov, 2007; Dobretsov et al., 2008; Malitch et al., 2013; 2018 и др.].

Необходимость увеличения запасов богатых руд, за счет которых обеспечивается в настоящее время основная часть переработки сырья ПАО «ГМК “Норильский никель”», предопределяет использование новых подходов для выявления промышленно-рудноносных интрузивов и, в частности, богатых руд. Использование изотопно-геохимических подходов при изучении ультрамафит-мафитовых интрузивов весьма эффективно для выявления источников силикатного и рудного вещества, роли коровых компонентов при их формировании и уточнения условий образования ультрамафит-мафитовых интрузивов и сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Вторым по значимости источником платиновых металлов в России являются россыпные месторождения, тесно связанные с зональными клинопироксенит-дунитовыми массивами, расположенными на Урале, Дальнем Востоке и Восточной Сибири. В данных россыпных месторождениях главным минералообразующим элементом является платина. От данных

геологических объектов резко отличаются комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпи, связанные с крупнейшим в мире Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции. Проблемы геологии, петрологии, металлогении и формационной принадлежности ультрамафитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции являются предметом оживленной дискуссии на протяжении многих десятилетий [Бутакова, Егоров, 1962; Жабин, 1965; Ефимов, 1966; Васильев, Золотухин, 1975; Ланда, Ляпунов, 1984; Лихачев и др., 1987; Маракушев, 1987; Егоров, 1991; Лазаренков и др., 1992; Бородин, 1994; Эпштейн, 1994; Когарко и др., 1994, 1996; Kogarko et al., 1995; Малич, Лопатин 1997a; 1997b; Малич, 1999; Когарко, Сенин, 2011; Сазонов и др., 2001; Малич и др., 2013b; Симонов и др., 2015; 2016; 2017; 2019 и др.]. Накопленный фактический материал по благороднометальным месторождениям и рудопроявлениям Маймеча-Котуйской провинции позволяет по-новому осветить вопросы их геологии, минералогии, геохимии и металлогении, впервые увязав аспекты коренной и россыпной платиноносности.

Таким образом, **актуальность** настоящей работы определяется ее направленностью на выявление вещественного состава, изотопно-геохимических параметров силикатного и рудного вещества и условий образования комплексных платинометальных месторождений Полярной Сибири, представленных сульфидными ЭПГ-Cu-Ni рудами ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинций и золото-платиноидным оруденением уникального Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции. Появление новых методов исследований, прежде всего изотопно-геохимических, предопределяет необходимость постоянного совершенствования существующих моделей образования и критериев прогнозирования платинометальных месторождений.

Цели исследований состояли в (i) решении фундаментальной проблемы происхождения комплексных платиноидных месторождений арктических регионов России на примере сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинций, платиноидного оруденения Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции и (ii) формировании новых подходов при прогнозировании месторождений стратегических видов минерального сырья.

Главные задачи исследования: 1) провести петролого-геохимический анализ различно рудоносных ультрамафит-мафитовых комплексов Российской Арктики на примере Норильской, Таймырской и Маймеча-Котуйской провинций; 2) выявить особенности состава и закономерности локализации благороднометального оруденения на основе детальных исследований ультрамафитов и благороднометальной минерализации пород и россыпей; 3) определить возраст и длительность породо- и рудообразования при помощи комплексных вещественных, U-Pb, Th-U-Pb- и Re-Os геохронологических исследований различных по

металлогеническому потенциалу ультрамафит-мафитовых комплексов Полярной Сибири; 4) выявить изотопно-геохимические параметры силикатного вещества ультрамафит-мафитовых интрузивов (по данным изотопного состава кислорода и Lu-Hf изотопной систематики циркона/бадделеита и Sm-Nd изотопии пород); 5) охарактеризовать изотопно-геохимические параметры рудного вещества для вкрапленных и массивных сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд и Os-Ir минералов (по данным Re-Os, S и Cu изотопии); 6) уточнить модель формирования сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения на основе новых геохронологических и изотопно-геохимических данных; 7) разработать новые информативные оценочные индикаторы для прогноза богатых сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Фактический материал и методы исследований. Диссертационная работа основывается на многолетнем (1983-2021) изучении автором геологии, минералогии, геохимии, геохронологии и металлогении ультрамафит-мафитовых интрузивов и массивов ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами, расположенных в Полярной Сибири. Работа начата в Ленинградском Горном институте (ЛГИ, 1983-1993 гг.), продолжена во Всероссийском научно-исследовательском институте геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИ Океангеология, 1994-2000), Горном Университете Леобена, Австрия (2000-2004), Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ, 1985-1986, 2005-2011) и, в завершающую стадию, в Институте геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН (ИГГ УрО РАН, 2011-2021).

Исследования проводились в тесном сотрудничестве с коллегами из Ленинградского Горного Института (СПбГУ), ВНИИ Океангеология, ВСЕГЕИ, ЗАО «НАТИ» (все Санкт-Петербург), ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН (Москва), ИТиГ ДВО (Хабаровск), КНИИГиМС (Красноярск), Норильской КГРЭ, Заполярной КГРЭ, Территориального агентства по недропользованию по Таймырскому (Долгано-Ненецкому) автономному округу (все Норильск), Управления по недропользованию по Красноярскому краю (Красноярск), Бюро геологических и горных исследований (BRGM, Орлеан, Франция); Университета Претории (Йоханнесбург, Южная Африка); Горного университета Леобена (Леобен, Австрия), Технического университета горного дела и металлургии (Фрайберг, Германия), Университета Оулу (Финляндия), Университета Макуори (Сидней, Австралия), Университета Западной Австралии (Перт, Австралия).

В основу выполненных исследований положен материал (образцы пород, акцессорные минералы, сульфидные руды, благороднометалльные минерализации), собранный во время экспедиционных работ в Норильской, Таймырской и Маймеча-Котуйской провинциях. Проведенный системный отбор проб образцов ультраосновных пород Гулинского, Бор-Уряхского и Кугдинского массивов Маймеча-Котуйской провинции позволил охватить

территорию всех обнаженных частей массивов. Платиноидная минерализация из коренных пород изучена по образцам дунитов и хромититов. Представительные выборки минералов платиновой группы (МПП) из шлиховых концентратов изучены по ряду шурфов и траншейных выработок р. Ингарингда (Л-270, Л-365, Л-430), р. Гулэ (Л-350), р. Дунитовая (Т-8), руч. Бурлаковский (Т-2), р. Буор-Юрях (Л-98, Л-120) и др. Системный отбор образцов ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинций проводился для главных типов ультрамафит-мафитовых интрузивов и связанной с ними рудной минерализации независимо от того является ли эта минерализация промышленной или соответствует рангу рудопроявлений. Для этого выбирались типичные разрезы интрузивов, в которых представлены главные петрографические разновидности пород, образующие наиболее полные и представительные разрезы для каждого типа интрузивов. Методы исследований включали минералого-петрографическое, минералого-геохимическое и изотопно-геохимическое изучение пород и рудных минералов из различных по степени рудоносности ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири. Геологические схемы и разрезы составлены на основе детального картирования и петрографического изучения пород (более 600 шлифов).

Достоверность результатов исследований обеспечена применением современных аналитических методов на сертифицированном оборудовании с использованием международных стандартных образцов в ведущих лабораториях России и мира. Аналитические определения содержаний петрогенных, рудных и редкоземельных элементов (около 800 анализов) наряду с выявлением химического состава породообразующих, рудных и акцессорных минералов (более 1000 анализов) были выполнены в АО "Механобр-Аналит", Бюро геологических и горных исследований (Орлеан, Франция), Горном университете Леобена (Австрия), Центральной лаборатории (ЦЛ) ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) и ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург). Изотопно-геохимические анализы выполнены в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (около 500 определений), аналитической лаборатории Австралийского научного центра по геохимической эволюции и металлогении континентов (Australian Research Council National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents (ARC GEMOC)), базирующегося в Департаменте Земных и планетарных наук Университета Макуори в Сиднее, Австралия (более 350 определений), и Центре микроскопии, характеристики и анализа (Centre for Microscopy, Characterisation and Analysis (CMCA)) Университета Западной Австралии в Перте (более 70 определений).

При проведении исследований был использован мультидисциплинарный подход с применением широкого комплекса современных методов изучения вещества. Коллекции образцов пород, руд и рудных минералов подверглись комплексному исследованию.

1) Количественными методами в ЦЛ ВСЕГЕИ определены содержания в породах: (i) петрогенных оксидов – рентгеноспектральным флюоресцентным силикатным анализом (аналитики Б.А. Цимошенко, Н.П. Горбунова); (ii) V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu, Zn, Ga, Y, Ba – эмиссионно-спектральным анализом (аналитик Е.Г. Червякова); 3) редкоземельных элементов – с помощью масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (аналитик В.А. Шишлов).

2) Определение всего спектра ЭПГ в породах и сульфидных рудах проведено в лаборатории аналитических исследований и контроля АО "Механобр-Аналит" (аналитики А.Е. Аладышкина, Л.П. Колосова, Н.В. Новацкая, И.А. Соловьева, А.М. Тихонова, Л.А. Ушинская и Ю.Г. Швырков) пробирно-химико-спектральным и кинетическим методами анализа [Алексеева и др., 1978; Колосова и др., 1984] и Горном Университете Леобена (аналитик В. Палиулионите) методом изотопного разбавления и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ID ICP-MS) после разложения хромититов при высоком давлении [Meisel et al., 2001 2003; Paliulionyte et al., 2006].

3) Для комплексного извлечения Cu-Ni сульфидов, МПГ, циркона, бадделеита, монацита и ториянита из пород была применена особая технология минералогических работ (ppm-минералогия), имеющая метрологическое обеспечение и обладающая высокой минералогической чувствительностью (до $n \cdot 0.001$ г/т по фазовому эквиваленту концентраций). Данная технология надежно работает с зёрнами от 5 микрон и выше [Кнауф, 1996; Malitch et al., 2001; 2017; Knauf et al., 2007; подробнее в Интернете <http://www.natires.com>].

4) При выявлении типоморфных особенностей акцессорных, рудных и породообразующих минералов были использованы методы электронной микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа (CAMECA SX 50, Бюро геологических и горных исследований, Орлеан, аналитик Т.Л. Оже; Camscan-4 с энергодисперсионным спектрометром Link-10000 и длинноволновым спектрометром Microspec, ОАО «Механобр-Аналит», Санкт-Петербург, аналитики Л.С. Смольская и Н.С. Рудашевский ; ARL-SEMQ с четырьмя волновыми спектрометрами, оснащенными энергодисперсионным анализатором LINK, Горный университет Леобена, аналитик К.Н. Малич; JEOL-JSM6390LV и CAMECA SX 100 с пятью волновыми спектрометрами, Центр коллективного пользования УрО РАН «Геоаналитик», Екатеринбург, аналитики С.П. Главатских и В.В. Хиллер), а также масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме и системой лазерного пробоотбора (масс-спектрометр Agilent 7500cs ICP-MS с лазерной приставкой UP213 New Wave/Merchantek, Университет Макуори, Сидней, Австралия, аналитик Е.А. Белоусова). Детальная характеристика аналитических методов приведена в ряде работ [Malitch et al., 2001; Belousova et al., 2002; Баданина и др., 2013 и др.].

5) Для определения возраста различно рудоносных интрузивов и выявления длительности их образования при изучении бадделеита и циркона были использованы

локальные U-Pb изотопные методы анализа (масс-спектрометр Agilent 7500cs ICP-MS с системой лазерного пробоотбора UP213 New Wave/ Merchantek (Университет Макуори Сидней, Австралия, аналитик Е.А. Белоусова) и/или вторично-ионный масс-спектрометр SHRIMP II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, аналитики С.Л. Пресняков, Н.В. Родионов, Е.А. Лепёхина), при изучении монацита и ториянита – метод химического электронно-зондового датирования (САМЕСА SX 100, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, аналитик В.В. Хиллер). Подробнее методики аналитических методов охарактеризованы в [Williams, 1998; Jackson et al., 2004; Malitch et al., 2010; Хиллер, 2010; Вотяков и др., 2012 и др.].

б) Устойчивость Os-изотопной систематики сульфидов и МПГ позволила использовать начальные изотопные составы осмия в качестве эффективного инструмента при изучении их возраста и источника рудного вещества. С целью определения изотопного состава осмия сульфидов был использован метод химического выделения Re и Os по методике Дж.Л. Бирка с соавторами [Birck et al., 1997]. Для определения концентраций Re, Os и значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ использован метод изотопного разбавления со смешанным трассером $^{185}\text{Re}-^{190}\text{Os}$. Определение изотопного состава Os осуществлялось посредством масс-спектрометрии электроотрицательных ионов (negative thermal ionization mass spectrometry, N-TIMS) на термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре Triton TI в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитик Р.Ш. Крымский). Для коррекции на масс-фракционирование использовалось отношение $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}=3.092016$. Для измерения изотопного состава Re был использован масс-спектрометр с индуктивно-связанной плазмой Element-2 (Thermo Scientific). Более подробная информация об аналитическом методе приведена в [Creaser et al., 1991; Walczyk et al., 1991; Malitch, Latypov, 2011 и др.].

Для выявления вариаций начального изотопного состава осмия в Os-Ir сплавах и Ru-Os сульфидах был применён комплекс методов, включающий масс-спектрометрию электроотрицательных ионов на модернизированном масс-спектрометре МИ-1320 и термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре Triton TI во ВСЕГЕИ (аналитик А.И. Костоянов), лазерную абляцию и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (laser ablation attached to an inductively coupled plasma mass spectrometry, LA MC-ICP-MS) на мультиколлекторных масс-спектрометрах Thermo Elemental AXIOM (Технический университет горного дела и металлургии, Фрайберг, Германия, аналитик С. Юнк) и Nu-Plasma (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия, аналитик Н.Дж. Пирсон). Детальная характеристика аналитических методов приведена в [Костоянов, Пушкарев, 1998; Малич и др., 2000; Junk, 2001; Badanina et al., 2016; Malitch et al., 2017 и др.].

7) Для идентификации источников силикатного вещества ультрамафит-мафитовых интрузивов были определены вариации изотопного состава гафния и кислорода в

цирконе/бадделеите и вариации изотопного состава неодима и стронция в различно рудоносных породах. Полученные Hf-O-Nd-Sr-изотопные данные позволили оценить вклад мантийного и корового компонентов в процессе формирования основных и ультраосновных пород ультрамафит-мафитовых интрузивов.

Определение изотопного состава кислорода в цирконе было выполнено на мультиколлекторном ионном микрозонде Cameca IMS 1280 HR2, расположенном в Центре микроскопии, характеристики и анализа (Centre for Microscopy, Characterisation and Analysis (CMCA) Университета Западной Австралии, аналитик Л. Мартин), по методике, детально охарактеризованной в [Martin et al., 2006; 2008]. При анализе первичный пучок ионов Cs⁺ с ускоряющим напряжением 20 кэВ и интенсивностью 3 нА был сфокусирован на площади образца диаметром 15 мкм. Каждый анализ состоял из пятнадцати 10-секундных циклов измерения, что обеспечивало воспроизводимость на уровне 0.2 ‰. Инструментальное масс фракционирование было скорректировано при использовании стандарта Temora II ($\delta^{18}\text{O}=8.2\text{‰}$) в соответствии с процедурой, приведенной в [Kita et al., 2009]. Результаты изотопного состава кислорода представлены в ‰ относительно международного стандарта Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW): $\delta^{18}\text{O}$ образца = $[(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{образца}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}} - 1] \times 1000$.

Методом лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией пробы в индуктивно-связанной плазме (масс-спектрометр Nu-Plasma с системой лазерного пробоотбора UP213 New Wave/Merchantek, Университет Макуори, Сидней, Австралия, аналитики И.Ю. Баданина, Е.А. Белоусова, К.Н. Малич) были определены вариации начального изотопного состава гафния в цирконе и бадделеите по методике, детально охарактеризованной в [Griffin et al., 2000; 2002]. Измеренные $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ отношения и константа распада $^{176}\text{Lu}=1.865 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$ [Sherer et al., 1996] были использованы для вычисления величины начального изотопного $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ отношения. Параметр эпсилон гафния (ϵ_{Hf}), выражающий отклонение начального отношения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ между цирконом и хондритовым однородным резервуаром (CHUR), умноженное на 10^4 , был рассчитан с использованием константы распада $^{176}\text{Lu}=1.865 \times 10^{-11} \text{ г}^{-1}$ [Sherer et al., 1996] и параметров CHUR, предложенного в работе [Bouvier et al., 2008], где $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0336 \pm 0.0001$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282785 \pm 0.000011$.

Определение изотопного состава и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в породах ультрамафит-мафитовых интрузивов было выполнено в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (аналитики Е.С. Богомоллов, П.Б. Лебедев). Химическое разделение Rb, Sr и РЗЭ проводилось на катионообменных колонках (Bio-Rad AG50Wx86 200–400 меш). Выделение самария и неодима из фракции РЗЭ производилось с помощью катионообменной и экстракционной хроматографии по методике [Richard et al., 1976] с изменениями [Pin et al., 2003]. Определения изотопного состава неодима и стронция выполнено с помощью девятиколлекторного масс-спектрометра

Finnigan MAT TRITON TI по методике, охарактеризованной подробнее в работах [Малич и др., 2016; Служеникин и др., 2018; Isotope Geology..., 2019].

8) Для платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд охарактеризованы вариации изотопных составов серы и меди, которые позволили оценить характер и роль мантийно-корового взаимодействия при формировании ЭПГ-Cu-Ni месторождений. Изотопный анализ серы образцов сульфидных руд выполнен на масс-спектрометре DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (аналитик Э.Б. Прилепский). Изотопный анализ меди включал последовательное разложение сульфидов, химическое выделение меди и измерение изотопного состава. Изотопные измерения были выполнены с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра «Neptune» (Thermo Finnigan) в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Р.Ш. Крымский и И.Н. Капитонов) по методике, подробнее охарактеризованной в работах [Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014].

Таким образом, были использованы самые современные, а в ряде случаев уникальные методики исследования вещества. Инновационный аспект изотопной части исследований заключался в интеграции информации по изотопии (Re-Os, S, Cu, Lu-Hf, Sm-Nd, Rb-Sr, O системы) на макроуровне по породам и минералам (с использованием N-TIMS) и на микроуровне в пределах индивидуальных зерен минералов (с помощью LA ICP-MS и ионного зонда), используя выборку рудных и акцессорных минералов (МПП, сульфидов, циркона, бадделеита, монацита и торианита) в образцах, охватывающих главные разновидности пород изученных геологических объектов.

Защищаемые положения.

1. Маймеча-Котуйская платинометальная провинция характеризуется иридиево-осмиевыми россыпными месторождениями и проявлениями Гулинского и Бор-Уряхского массивов Маймеча-Котуйской провинции. Гулинский массив ультрамафитов обладает сходными чертами с платиноносными ультрамафитами клинопироксенит-дунитовых массивов урал-алаянского и алданского типа и офиолитовыми ультрамафитами дунит-гарцбургитовых массивов. С первыми их объединяет парагенетическая ассоциация пород (дуниты, хромититы, верлиты и клинопироксениты) и значительный россыпеобразующий потенциал (десятки тонн полезного компонента), со вторыми – значительный площадной размер коренных выходов ультрамафитов (сотни км²) и металлогеническая специализация на тугоплавкие платиноиды.

2. Большинство минералов платиновой группы из благороднометалльных россыпей Маймеча-Котуйской провинции образовано Os-Ir сплавами, преобладающими над Pt-Fe сплавами, Ru-Os сульфидами и другими МПП. Коренными источниками МПП являются дуниты, хромититы и оливиниты.

3. По данным изучения U-Pb системы в бадделеите/цирконе и Th-U-Pb системы в торините установлена временная близость для карбонатитов Гулинского массива Маймеч-Котуйской провинции и ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймырской провинции к пермо-триасовому рубежу и их синхронность с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (~250 млн лет).

4. Ключевая роль при формировании сульфидных ЭПГ-Cu-Ni месторождений Норильской провинции принадлежит глубинным магматическим камерам. Гомогенный изотопный состав серы для массивных и вкрапленных руд Хараелахского ($\delta^{34}\text{S}=12.66\pm 0.49\%$) и Талнахского ($\delta^{34}\text{S}=10.92\pm 0.62\%$) месторождений свидетельствует в пользу контаминации мантийных магм «коровым» компонентом не на этапе внедрения интрузивных тел, а в более глубинных условиях, где и была достигнута гомогенизация изотопного состава серы. Вариации изотопного состава меди ($\delta^{65}\text{Cu}$) обусловлены различием изотопных параметров рудного вещества первичных магм, сформировавших сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды промышленных месторождений (от -1.1 до 0.0‰ для Талнахского месторождения и от -0.1 до 0.6‰ для месторождения Норильск-1). Для изотопно-лёгких составов меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.3‰ до -0.9‰) сульфидных руд Хараелахского месторождения допускается участие внешнего источника меди.

5. Сопряженный характер изотопных параметров серы ($\delta^{34}\text{S}=8-13\%$), осмия ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.1283-0.1366$) и меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.1 до 0.6‰) в Cu-Ni сульфидах является новым изотопно-геохимическим индикатором прогноза богатых сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Научная новизна.

I. Маймеч-Котуйская провинция:

1. Впервые детально исследованы минеральные ассоциации платиноидов из ультрамафитов и благороднометалльных россыпей Гулинского массива.

2. Установлено, что вещественные особенности платиноидной минерализации Бор-Уряхского массива близки особенностям состава Os-Ir и Pt-Fe минералов Гулинского массива Маймеч-Котуйской провинции, зональных ультраосновных комплексов Алданской провинции и Платиноносного пояса Урала.

3. Впервые определены вариации изотопного состава минералов осмия и хромититов Гулинского массива, свидетельствующие в пользу субхондритового источника ЭПГ.

4. Установлены необычные поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt($\pm\text{Fe}$), составы которых характерны для недифференцированного в отношении ЭПГ рудного вещества.

5. Обосновываются близкие окислительно-восстановительные условия образования самородного осмия дунитов и Ir-содержащего осмия хромититов Гулинского массива.

6. Установлено, что карбонатиты Гулинского массива по времени образования были синхронны с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы.

II. Норильская и Таймырская провинции:

1. Обобщение литературных и собственных петролого-геохимических данных по ультрамафит-мафитовым интрузивам Норильской провинции позволило выделить три главных геолого-экономических типа: (1) промышленно-рудноносный, вмещающий уникальные и крупные малосульфидные платиноидные и сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения (Октябрьское/Хараелахское, Талнахское и Норильск-1); (2) рудоносный, с которым ассоциируют мелкие (резервные) месторождения с забалансовыми сульфидными платиноидно-медно-никелевыми рудами и в котором установлены признаки малосульфидного оруденения (Черногорское, Зуб-Маркшейдерское и Вологочанское); (3) слабрудноносный с Cu-Ni сульфидной минерализацией без платиноидов (интрузивы Нижнеталнахский, Зеленогривский и др.).

2. Сравнительная оценка U-Pb, Th-U-Pb- и Re-Os геохронологических и O-Hf-Nd-Os-Cu-S изотопно-геохимических данных для различно рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири выявила более сложную, чем это представлялось ранее, геологическую историю промышленно-рудноносных интрузивов.

3. Впервые показана полигенно-полихронная природа разновозрастных цирконов интрузивов норильского типа, отражающая многоэтапный период формирования промышленно-рудноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов.

4. Впервые определен возраст монацита и бадделеита из пород ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции.

5. Обоснована значительная роль глубинных магматических камер при формировании богатых сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд Норильской провинции.

6. Впервые выявлены особенности изотопного состава кислорода в цирконе, свидетельствующие о (i) мантийном происхождении первичных магм, родоначальных для Талнахского интрузива, и (ii) участии корового компонента при формировании рудоносных пород такситового горизонта.

7. На основании Hf-Nd изотопных данных обосновывается положение о трех вещественных источниках (деплетированной мантии, субконтинентальной литосферной мантии и древней коры), участвовавших в формировании промышленно-рудноносных интрузивов.

8. Впервые показаны контрастные особенности изотопного состава серы и меди для сульфидного вещества промышленно-рудноносных интрузивов.

9. На основании сочетания изотопных составов серы, меди и осмия выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными рудами, обладающими параметрами рудного

вещества, за счет которых были сформированы промышленные платиноидно-медно-никелевые месторождения.

10. Впервые установлена временная близость к пермо-триасовому рубежу и синхронность с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы потенциально рудоносных Дюмталейского и Бинюдинского ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймырской провинции.

11. По сравнению с изученными ультрамафит-мафитовыми интрузивами Полярной Сибири силикатное вещество Дюмталейского интрузива характеризуется наиболее деплетированным компонентом ($\epsilon_{\text{Hf}} \sim 8.3$, $\epsilon_{\text{Nd}} \sim 3.5$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \sim 0.70493$).

12. Полученные комплексные данные об источниках силикатного и рудного вещества ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири являются надёжным фундаментом для сопоставления на изотопном уровне процессов магмо- и рудообразования.

Практическая значимость работы. Часть использованных в работе материалов получена в ходе выполнения многочисленных хоздоговорных и тематических научно-исследовательских работ, направленных на выявление вещественных характеристик и различных аспектов генезиса платиноидных месторождений Полярной Сибири.

Проведение ревизии представлений о формационной принадлежности ультрабазитов Гулинского массива с обоснованием их автономности от других магматических образований, позволило по-новому подойти к расчленению ультраосновных пород в гетерогенных плутонических комплексах при создании серийной легенды Маймеча-Котуйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000, апробированной на НРС ВСЕГЕИ. Показано, что комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпи, связанные с Гулинским массивом, являются уникальным по типу комплексной благороднометальной минерализации и весьма крупным по прогнозным ресурсам тугоплавких платиноидов потенциально промышленным объектом, которому нет аналога в России и в мире. Вещественные характеристики платиноидной минерализации из четвертичных отложений в пределах Бор-Уряхского массива определяют высокие перспективы открытия платиноидных россыпей в Кугдинском и Одихинчинском рудных районах Маймеча-Котуйской провинции.

Охарактеризованы изотопно-геохимические индикаторы прогноза сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения, которые предлагаются к использованию при оценке рудоносности слабо изученных геологических объектов. Высокие перспективы обнаружения богатых ЭПГ-Cu-Ni руд для Черногорского и Дюмталейского интрузивов обосновываются сходством S-Cu-Os изотопных характеристик для вкрапленных сульфидных руд с таковыми промышленно-рудоносного Талнахского интрузива Норильской провинции. Выявленные закономерности

изотопных характеристик силикатного и рудного вещества могут быть эффективно использованы при прогнозной оценке оруденения в слабо изученных ультрамафит-мафитовых интрузивах Российской Арктики.

Личный вклад автора состоял в постановке цели и задач диссертационной работы, планировании и организации широкого спектра оригинальных минералогических, геохимических и изотопно-геохимических исследований, личном участии в полевых работах и большинстве вышеназванных исследований, обобщении полученных результатов, подготовке и представлении их в печать.

Связь работы с научно-техническими программами. Исследования по теме диссертационной работы проводились в рамках выполнения планов НИР ЛГИ, ВНИИ Океангеология, ВСЕГЕИ, ИГГ УрО РАН, хоздоговорных работ по заданиям ПГО «Красноярскгеология» (Красноярск), Полярной ГСЭ (Хатанга), Таймыргеолкома (Норильск), по научным проектам Австрийского научного фонда, Австрийской и Финской Академии наук, в рамках ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009-2013 годы» Министерства науки и образования РФ (гос. контракт 02.740.11.0726), проектам РФФИ (гранты №№ 96-05-65126-а, 09-05-01242-а, 09-05-12028 офи-м, 13-05-00671-а, 18-05-70073-Арктика), проектам УрО РАН (№№ 12-У-5-1038 и 12-5-6-019-Арктика) при поддержке системной инфраструктуры Университетов Макуори (Сидней, Австралия), Западной Австралии (Перт, Австралия) и использовании оборудования ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН (Екатеринбург), дооснащение и комплексное развитие которого осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение № 075-15-2021-680).

Апробация работы. Основные выводы и рекомендации, полученные в ходе выполнения работы, апробированы на практике при поисково-оценочных работах ПГП "Норильскгеология" АО "Норильский ГМК" в Норильской и Маймеча-Котуйской провинциях, а также в рамках геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 с сопутствующим структурным колонковым бурением скважин до глубины 1200 м на Гулинском массиве в Маймеча-Котуйской провинции.

Результаты исследований докладывались и обсуждались на Ученых Советах ВНИИ Океангеология, ВСЕГЕИ, ИГГ УрО РАН, на НТС Норильской КГРЭ, Заполярной КГРЭ, Территориального агентства по недропользованию по Таймырскому (Долгано-Ненецкому) автономному округу (все Норильск), Управления по недропользованию по Красноярскому краю (Красноярск), Научном совете РАН по проблемам геохимии (Москва, 2004), а также в Институте Макса Планка (Майнц, 2004), Университете Оулу (Оулу, 2011), Университете Макуори (Сидней, 2013) и Санкт-Петербургском горном университете (2012, 2015). Основные результаты диссертации были также представлены лично на многочисленных всесоюзных,

российских и международных совещаниях (более 70 докладов), в том числе на Всесоюзном совещании «Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов» (Иркутск, 1989), VI, VII, VIII, IX, X и XII Международных Платиновых симпозиумах (Перт, 1991; Москва, 1994; Рустенбург, 1998; Биллингс, 2002; Оулу, 2005; Екатеринбург, 2014), Совещании «Геология и генезис месторождений платиновых металлов» (Москва, 1992), VIII съезде Всероссийского минералогического общества (Санкт-Петербург, 1992), Втором международном симпозиуме «Минерально-сырьевые ресурсы России» (Санкт-Петербург, 1994), X и XI Международных совещаниях по геологии россыпей и месторождений кор выветривания (Москва, 1994, 1997), Региональном симпозиуме «Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России» (Петрозаводск, 1995), Международном симпозиуме "Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов: проблемы генезиса и освоения (Санкт-Петербург, 1996), XVII съезде Международной Минералогической Ассоциации (Торонто, 1998), Международной конференции к 100-летию Н.А. Елисеева «Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород» (Санкт-Петербург, 1998), 2-м семинаре «Высоко сидерофильные элементы в земных образцах и метеоритах: значение для планетарной дифференциации и магматических процессов» (Нанси, 2002), III, IV, VI и VII Российских конференциях по изотопной геохронологии (Москва, 2006, 2018; Санкт-Петербург, 2009, 2015), Генеральной Ассамблее Европейского сообщества наук о Земле (Вена, 2006, 2007, 2008, 2011–2014), Международных геохимических конференциях (Goldschmidt-2006, Мельбурн; Goldschmidt-2007, Кёльн; Goldschmidt-2015, Прага; Goldschmidt-2019, Барселона), 33-м Международном геологическом конгрессе (Осло, 2008), 3-й Международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения» (Екатеринбург, 2009), XXVI и XXVII Международных конференциях «Геохимия магматических пород» (Москва, 2009, 2010), 13-м симпозиуме Международной ассоциации по генезису рудных месторождений «Гигантские рудные месторождения Down-Under» (Аделаида, 2010), Всероссийской конференции «Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований» (Москва, 2010), Всероссийской научной конференции к 100-летию С.Н. Иванова (Екатеринбург, 2011), XV Чтениях памяти академика А.Н. Заварицкого (Екатеринбург, 2012), Годичном собрании Российского минералогического общества и Федоровской сессии (Санкт-Петербург, 2012), VI, VII и IX ежегодных научных чтениях им. Г.П. Кудрявцевой (Москва, 2012, 2013, 2015); XVIII Всероссийской научной конференции «Уральская минералогическая школа – 2012», посвященной благородным металлам (Екатеринбург, 2012), Всероссийской научной конференции «Дни наук о Земле на Урале: Горно-металлургический комплекс Урала – современные проблемы» (Екатеринбург, 2012), Всероссийской молодежной научной

конференции «Минералы: строение, свойства, методы исследования» к 100-летию Л.Н. Овчинникова (Екатеринбург, 2013), Всероссийской конференции «Рудообразующие процессы: от генетических концепций к прогнозу и открытию новых рудных провинций и месторождений» к 100-летию акад. Н.А. Шило (Москва, 2013), 9-й Международной конференции по анализу геологических и экологических материалов (Geonalysis-2015, Леобен), Международной научной конференции, посвящённой 300-летию Минералогического музея имени А.Е. Ферсмана РАН (Москва, 2016), Уральском научном форуме (Екатеринбург, 2017), 14-м Международном Ni-Cu-ЭПГ симпозиуме памяти Т. Налдретта (в ZOOM формате, 2020).

Публикации. По теме диссертации опубликовано около 190 научных работ, в том числе 3 монографии, 5 глав в монографиях, геологическая карта, 56 статей в рецензируемых научных журналах по списку ВАК, включая научные зарубежные издания первого квартиля, в том числе в тематических выпусках «Рудные месторождения и роль литосферной мантии», «Пермские крупные магматические провинции и сопутствующие минерализации» журнала *Lithos*, «Норильско-талнахские ЭПГ-Cu-Ni месторождения» журнала *Economic Geology*, а также Путеводителе полевой экскурсии на платиноидно-медно-никелевые сульфидные месторождения Норильской провинции в рамках 12 Международного Платинового симпозиума. Публикации, на которых основан материал работы, прошли многократное рецензирование экспертами в области геологии рудных месторождений, геохронологии и изотопной геохимии.

Соответствие диссертации специальности, по которой она рекомендуется к защите. Содержание диссертации соответствует пункту 1 «Условия образования месторождений твердых полезных ископаемых: геология и генетические модели, геодинамические и формационно-магматические условия образования и закономерности пространственного размещения эндогенных месторождений», пункту 3 «Металлогения и минерагения: общая, региональная и специальная, цели и задачи» и пункту 4 «Прогнозирование, поиски, разведка и геолого-экономическая оценка месторождений» Паспорта специальности 1.6.10 (25.00.11) «Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения».

Благодарности. В первую очередь, я признателен моим дорогим родителям, которые увлекли меня геологией и стали наглядным примером для подражания. Благодарен супруге, другу и коллеге И.Ю. Баданиной за многолетнюю поддержку и мотивацию для завершения диссертационной работы. Выражаю искреннюю признательность сибирским геологам Ю.А. Амосову, В.В. Беззубцеву, Ю.С. Глухову, М.М. Гончарову, В.А. Люлько, В.Ф. Кравцову, Ю.К. Краковецкому, Г.И. Легезину, А.К. Мкртычяну, Н.Г. Науменко, В.Ф. Ржевскому, Н.В. Рочеву, А.Г. Самойлову, И.И. Сидорову, О.Н. Симонову, С.Г. Снисару, Б.М. Струнину и М.Л. Шерману, оказавшим неоценимую помощь при проведении полевых исследований.

Весьма плодотворным оказалось многолетнее сотрудничество с И.Ю. Баданиной, Е.А. Белоусовой, С.Н. Бочаровым, В.Л. Гриффиным, В.В. Кнауфом, Л.Н. Когарко, Г.Г. Лопатиным, Р.М. Латыповым, А.П. Романовым, С.Ф. Служеникиным, Е.В. Тугановой и С.М. Тугановой, а также обсуждение результатов исследований с Е.В. Аникиной, А.В. Антоновым, А.М. Асавиным, Е.А. Балмасовой, Т.Б. Баяновой, С.Л. Вотяковым, В.К. Гараниным, Т.Л. Евстигнеевой, Л.Дж. Кабри, К.И. Лоховым, А.Ю. Кисиним, А.В. Козловым, С.М. Козыревым, А.И. Костояновым, Н.А. Криволуцкой, Р.Ш. Крымским, А.П. Лихачёвым, Ю.Б. Мариним, Ф. Мелхером, В.В. Мурзиным, С.С. Неручевым, Т.Л. Оже, С.И. О'Рейли, О.В. Петровым, В.Ф. Проскурниным, В.Н. Пучковым, Е.В. Пушкаревым, Ю.Д. Пушкаревым, И.С. Пухтелем, Н.В. Родионовым, М.И. Розиновым, Н.С. Рудашевским, Д.В. Рундквистом, С.А. Сергеевым, О.Н. Симоновым, Л.С. Смольской, А.В. Соболевым, С.В. Соколовым, Н.В. Сорохтиной, О.А.Р. Талхаммером, С.Г. Тесалиной, Е.В. Толмачёвой, Л.А. Ушинской, В.В. Хиллер, Г.А. Черкашевым, С.С. Шевченко, Е.А. Шуваловым, М.А. Юдовской и С.А. Юнком.

Считаю своим долгом выразить искреннюю благодарность безвременно ушедшим И.Н. Горяинову, И.С. Грамбергу, В.В. Дистлеру, Д.А. Додину, В.Н. Егорову, А.А. Ефимову, В.В. Жданову, В.М. Изоитко, А.А. Кадику, И.Н. Капитонову, В.А. Коротееву, А.А. Краснобаеву, Л.И. Красному, Г.П. Кудрявцевой, М.З. Комаровой, В.Г. Лазаренкову, Н.С. Маличу, А.А. Маракушеву, В.Л. Масайтису, Н.П. Михайлову, Ф.П. Митрофанову, В.Н. Москалёвой, А.Д. Налдретту, В.С. Певзнеру, С.Л. Преснякову, Э.Б. Прилепскому, А.А. Степашко, Е.В. Тугановой, В.А. Федоренко, Г.Б. Ферштатеру, Н.М. Чернышеву, Е.Ф. Штумпфлю, Ю.М. Шувалову и А.Д. Щеглову за ценные советы и обсуждение научных вопросов, затронутых в диссертации.

Оформлению диссертационной работы способствовала возможность прохождения доктрантуры в ИГГ УрО РАН. Всем коллегам, содействовавшим успешной реализации намеченных исследований и подготовке диссертационной работы, выражаю искреннюю признательность.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 8 глав и заключения общим объемом 269 страниц. Текст сопровождается 28 таблицами и 90 рисунками. Список литературы содержит 552 наименования.

Глава 1. ЭКОНОМИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПЛАТИНОИДНЫХ РУД ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ

В пределах Полярной Сибири выделяются три крупных геолого-экономических района, где известны комплексные платинометалльные месторождения и рудопроявления: Игарско-Норильский, Таймырский и Маймеча-Котуйский.

1.1. Платиноидный потенциал геолого-экономических районов Полярной Сибири

В Игарско-Норильском геолого-экономическом районе выделяются металлогенические зоны и рудные районы с эксплуатируемыми месторождениями Октябрьское, Талнахское и Норильск-1, которые имеют определяющее значение для российской минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы. В них заключено 12.4 тысяч тонн платиноидов (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir и Os) или почти 81% российских запасов этих металлов [Государственный доклад..., 2018]. Практически все они сосредоточены в сульфидных медно-никелевых рудах, которые разрабатываются подземными рудниками «Октябрьский», «Таймырский», «Комсомольский», «Маяк» и «Скалистый» (месторождения Октябрьское и Талнахское (рис. 1-1), карьером «Медвежий ручей» и подземным рудником «Заполярный» (месторождение Норильск-1).

Октябрьское и Талнахское месторождения не имеют в мире аналогов, отличаясь уникальным сочетанием масштаба и высокого качества руд (рис. 1-2). В Октябрьском месторождении находится более 40% разведанных и почти треть предварительно оцененных запасов платиноидов России [Государственный доклад..., 2018]; средняя концентрация металлов платиновой группы в рудах составляет 4.6 г/т, а в их «медистых» и массивных разновидностях достигает 13.5 и 15.5 г/т, соответственно.

Платиноиды сосредоточены в сульфидных ЭПГ-Cu-Ni рудах, которые представлены двумя главными типами. Первый тип характеризует богатые (массивные и «медистые») платиноидно-медно-никелевые сульфидные руды промышленных месторождений, которые тяготеют обычно к нижнему экзоконтакту Талнахского и Хараелахского интрузивов (рис. 1-3). В структуре запасов они составляют 22% и обеспечивают 73% добычи платиноидов [Государственный доклад..., 2019]. Второй тип образован вкрапленными рудами, расположенными в нижних частях интрузивов, сложенных ультраосновными породами и разновидностями мафитов с такситовой текстурой. Их доля в запасах и добыче платиноидов составляет соответственно 68% и 25%. Среди сульфидов массивных и вкрапленных руд доминируют пирротин, халькопирит и пентландит.

Помимо эксплуатируемых месторождений в госрезерве числятся месторождения ЭПГ-Cu-Ni вкрапленных руд Черногорское, Горозубовское и Норильск-2, которые были разведаны в

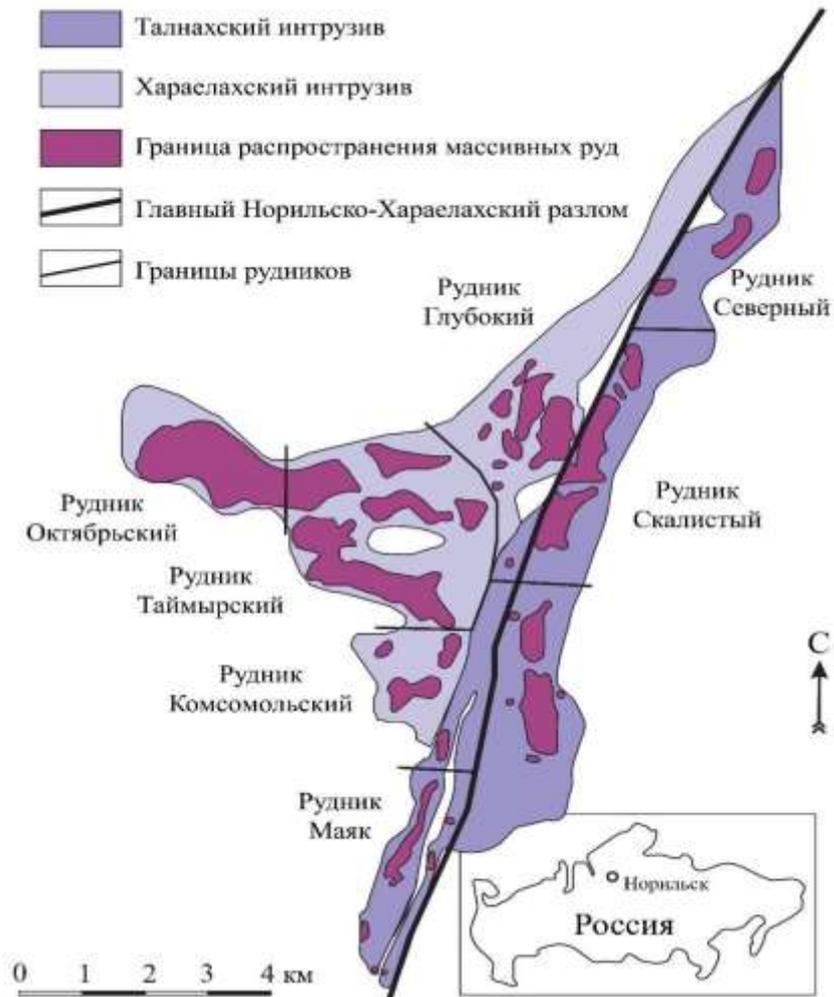


Рис. 1-1. Расположение рудников в пределах Хараелахского и Талнахского промышленно-рудноносных интрузивов (по материалам ООО «Норильскгеология»).

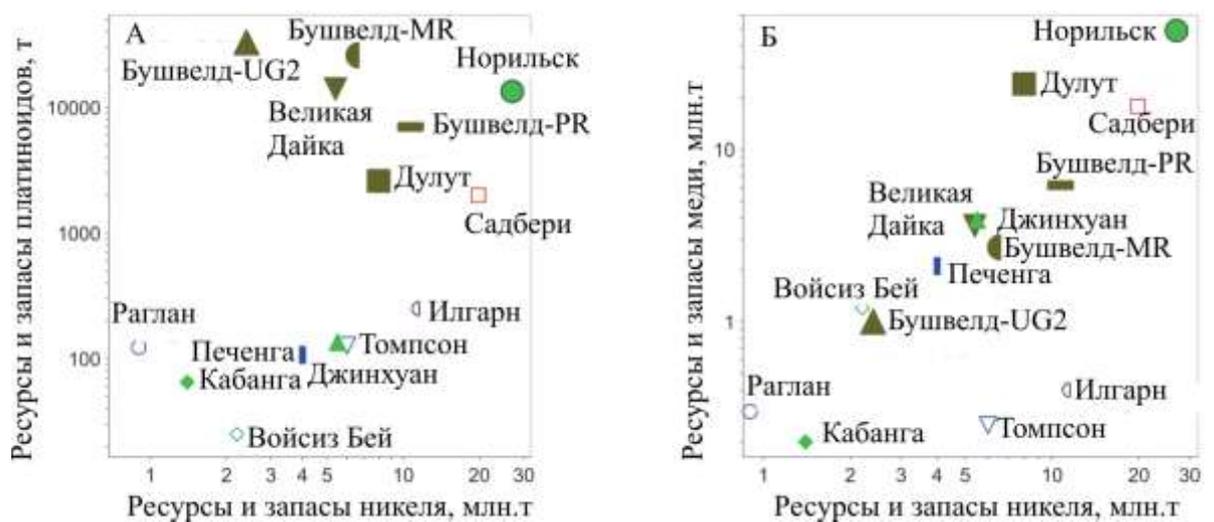


Рис. 1-2. Сравнительная характеристика норильско-талнахских месторождений в глобальной перспективе предполагаемых ресурсов и запасов платиноидов (Pt + Pd) и никеля (А), меди и никеля (Б) для основных мировых групп магматических сульфидных месторождений по [Barnes et al., 2020; Mudd, Jowitt, 2014; 2018; Mudd et al., 2018; Naldrett, 2004]. Норильск = Норильск-Талнах, MR = Риф Меренского, PR = Платриф и Флатриф, UG2 = хромитит UG2.

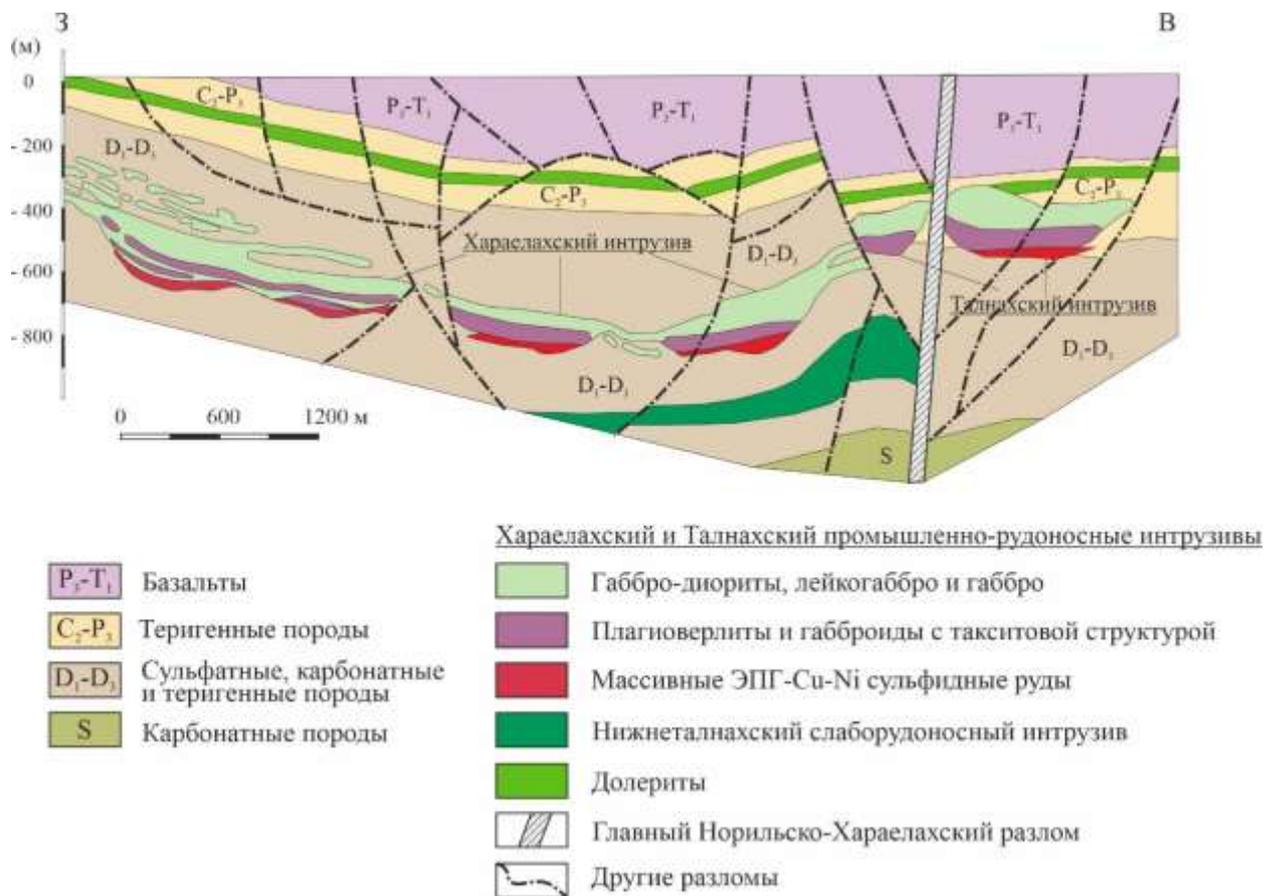


Рис. 1-3. Геологический разрез Талнахского рудного узла по [Дюжиков и др., 1988] с изменениями.

50-60-е годы и составляющие 6% от запасов эксплуатируемых объектов [Люлько и др., 2002], а также Вологодчанское месторождение вкрапленных руд [Матвеев и др., 2005, фонды ООО «Норильскгеология»].

Относительно недавно выявлены малосульфидные платиноидные месторождения, которые пока не вовлечены в эксплуатацию. Они приурочены к верхним пегматоидным горизонтам интрузивов талнахско-норильского типа, с которыми (в нижней их части) связаны богатые сульфидные Cu-Ni (с платиноидами) руды. Также частично разведаны техногенные месторождения платины и палладия, связанные с хвостохранилищами в Норильском районе, ресурсы которых оцениваются в сотни тонн. Имеются научно обоснованные перспективы расширения сырьевой базы платиновых металлов за счет сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения не только в Норильско-Хараелахской зоне, а также в пределах Имангдинской, Курейско-Северореченской и ряда других рудных зон [Геология и полезные ископаемые..., 2002; Годовой отчет ПАО..., 2021; Государственная геологическая..., 2000; Государственный доклад..., 2019; Люлько и др., 2002; Металлогеническая карта..., 1987; Петров и др., 2009 и др.].

ПАО «ГМК «Норильский никель»» является крупнейшим добывающим и перерабатывающим предприятием, обеспечивающим 97.7% российской добычи металлов

платиновой группы из сульфидных месторождений Норильского и Печенгского рудных районов [Государственный доклад..., 2019]. В современных социально-экономических условиях очевидно, что приоритет будет отдаваться переработке сырья, позволяющего поддерживать высокорентабельное производство независимо от его минерального состава.

Ресурсный потенциал платиновых металлов Таймырского геолого-экономического района определяется одноименной никеленосной металлогенической провинцией [Беззубцев, 1989, Геологическое строение..., 1987; Додин, 2002; Малич и др., 2000 и др.]. В пределах Центрального и Западного Таймыра рудопроявления ЭПГ связаны с ультрамафит-мафитовыми интрузивами боотанкагского, дябакатаринского, дюмталейского и бинюдинского типов в тесной ассоциации с сульфидными Cu-Ni рудами [Геология и полезные ископаемые..., 2002]. Многие рудопроявления до сих пор слабо изучены, хотя и являются потенциально-перспективными на обнаружение здесь промышленно-значимых объектов. На севере Таймыра установлены шлиховые ореолы МПГ, коренным источником которых являются ультрамафиты кунарского дунит-гарцбургитового комплекса Челюскинского ультрамафитового пояса [Залялеев, Беззубцев, 1975]. Среди МПГ преобладают минералы осмия, рутения и рутениридосмин над минералами иридия, Pt-Fe сплавами и другими МПГ [Malitch, 2004; Малич и др., 2011а и др.].

Основные перспективы выявления богатых ЭПГ-Cu-Ni руд на Таймыре связаны с Бинюдинским и Дюмталейским ультрамафит-мафитовыми интрузивами (рис. 1-4) в пределах соответственно Бинюдинско-Тарейского и Луктахского рудных районов [Комарова и др., 1999; Служеникин и др., 1999; Курбатов, Романов, 2008; Государственная геологическая..., 2009; Романов и др., 2011; Малич и др., 2018б и др.]. На уровне ресурсной оценки по P_{2+3} они оцениваются как перспективные на открытие средних месторождений [Романов и др., 2011]. Бинюдинский интрузив сложен в верхней и средней частях дунитами, плагиодунитами и плагиоверлитами, в нижней части – меланотроктолитами, вмещающими сульфидную платиноидно-медно-никелевую минерализацию. В настоящее время для Бинюдинского рудопроявления по материалам ограниченного объема буровых работ ресурсные оценки Ni составляют 500 тыс. т, ЭПГ – 50 т; для всего Бинюдинского рудного района – 1500 тыс. т Ni, ЭПГ – 150 т [Романов и др., 2011]. Дюмталейский интрузив представлен, главным образом, феррогаббро с титаномagnetитовыми рудами в средней части и троктолитовым феррогаббро с сульфидным ЭПГ-Cu-Ni оруденением – в нижней. Прогнозные ресурсы по категории P_2+P_3 составляют: Cu – 23880 тыс.т, Ni – 17369 тыс.т, Co – 1335 тыс.т, ЭПГ – 1 879 тыс.т [Романов и др., 2011].

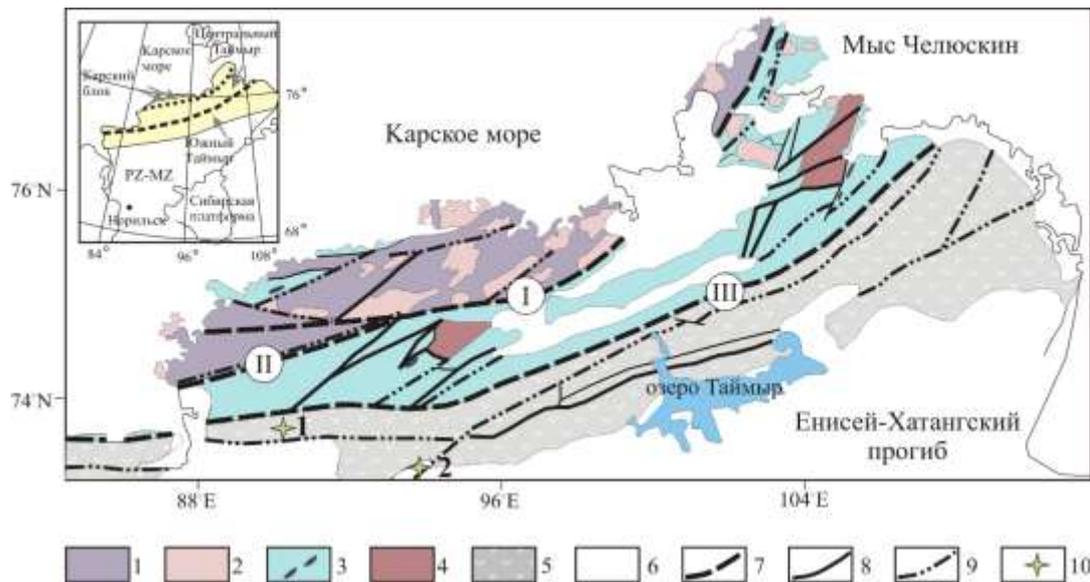


Рис. 1-4. Геологическая схема полуострова Таймыр по [Верниковский, 1996; Проскурнин и др., 2014]. Условные обозначения: 1 – Карская континентальная окраина (PR-PZ); 2 – коллизионные гранитоиды (264-300 млн лет); 3 – Центральнотаймырский докембрийский аккреционный пояс с офиолитами; 4 – Мамонт-Шренковский и Фаддеевский выступы; 5 – Южнотаймырский складчатый пояс (PZ-MZ); 6 – юрско-кайнозойские отложения; 7 – главные надвиги: I – Таймырский, II – Диабазовый, III – Пясино-Фаддеевский; 8 – разломы; 9 – надвиги; 10 – местоположение Бинюдинского (1) и Дюмталейского (2) интрузивов.

Маймеча-Котуйский геолого-экономический район на севере Сибирской платформы традиционно рассматривался как перспективный на апатит-магнетитовые и флогопитовые руды, нефелиновое сырье и редкоземельные металлы, ассоциирующие с ийолит-карбонатитовыми массивами маймеча-котуйского комплекса [Эпштейн и др., 1961; Егоров, 1985; 1991; Эпштейн, 1994 и др.]. Оригинальный фактический материал по геологии, минералогии и геохимии крупнейшего в мире Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами (рис. 1-5) и связанных с ним комплексных золото-платиноидных россыпей [Малич, 1991; 1995; Лазаренков и др., 1992; 1993; Сазонов и др., 1994; 2001; Симонов и др., 1995; Малич и др., 1996; 2013а; 2013б; Малич, Лопатин, 1997а; 1997б; Малич, 1999; Malitch et al., 2002; Merkle et al., 2012 и др.] позволил по-новому оценить металлогенический потенциал Маймеча-Котуйской провинции. Значительные прогнозные ресурсы благородных металлов (более 15 тонн) и, в частности, осмия в россыпях, связанных с ультрамафитами Гулинского массива [Симонов и др., 1995; Малич и др., 1998а; 1998б; Лопатин, 2001], сопоставимы с уникальными россыпными месторождениями Витватерсранда (ЮАР) [Cousins, 1973], являющимися крупнейшим поставщиком осмия на мировой рынок. Высоки перспективы открытия россыпных, а в слабоэродированных зональных ультрамафитовых массивах и коренных месторождений платины, иридия и осмия в Бор-Уряхском, Кугдинском и Одихинчинском рудных районах.

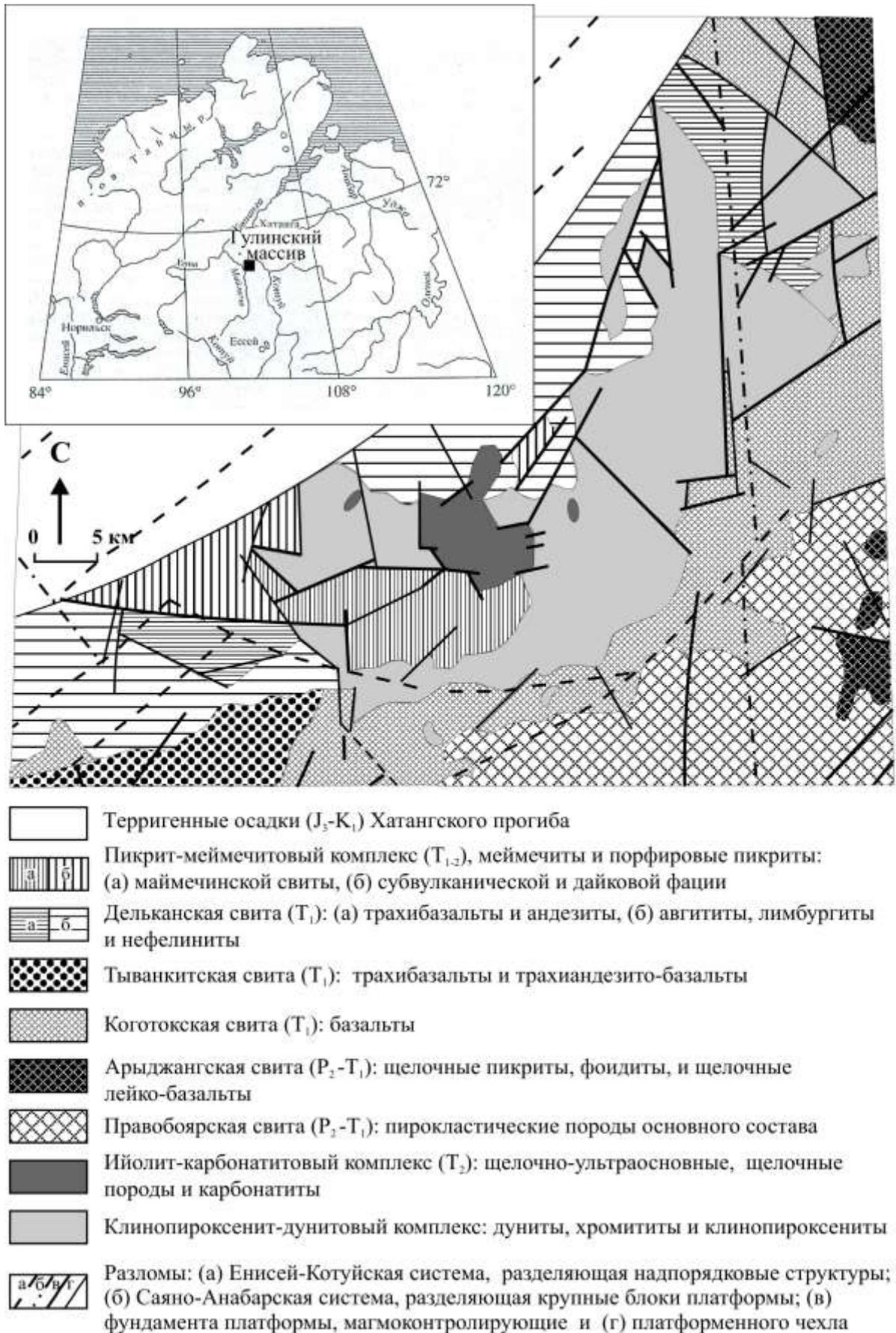


Рис. 1-5. Схемы расположения и геологического строения Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами по [Малич, Лопатин, 1997б].

1.2. Платино-палладиевые месторождения Норильской провинции

Платина и палладий, вместе с родием, рутением, иридием и осмием являются главнейшими полезными ископаемыми норильских месторождений. Платино-палладиевые руды образуют месторождения нескольких видов. Известны коренные, техногенные и россыпные месторождения платиноидов.

К коренным относятся сульфидные платиноидно-медно-никелевые, приуроченные к нижним частям ультрамафит-мафитовых интрузивов талнахско-норильского типа, и «малосульфидные», локализующиеся в верхних пегматоидах тех же интрузивов. К техногенным относятся месторождения хвостохранилищ Норильского района. К россыпным месторождениям относятся платино-палладиевые россыпи, также связанные с норильскими сульфидными месторождениями.

1.2.1. Комплексные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения

Коренные месторождения талнахско-норильского (или норильского) типа являются основой минерально-сырьевой базы металлов платиновой группы России. Они приурочены к нижним частям и подстилающим горизонтам ультрамафит-мафитовых интрузивов оливинит-габбровой формации [Туганова, 1977; Малич, Туганова, 1980] и ассоциируют с тремя промышленными типами сульфидных медно-никелевых руд: массивными, медистыми прожилково-вкрапленными и вкрапленными (табл. 1-1). Месторождения платиноидов Талнахское, Октябрьское, Норильск-1 и др. изучались А.Д. Генкиным, В.В. Дистлером, С.Ф. Служеникиным, В.В. Рябовым, О.А. Дюжиковым, Д.А. Додиным, В.М. Изойтко, Т.Л. Евстигнеевой, И.П. Лапутиной и др. Платиноидные руды сложены: самородными элементами группы платины и их сплавами с железом, медью, никелем, кобальтом; интерметаллидами – соединениями платины и палладия со свинцом, сурьмой, висмутом, мышьяком и теллуrom; сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами платиновых металлов. Существенные количества ЭПГ (палладия, родия, рутения, иридия, осмия) включены в решетку сульфидов. Массивные сульфидные руды (крупные пласты, линзы и залежи до 45 м мощности) содержат до 30% разведанных запасов платиноидов. Концентрация металлов платиновой группы возрастает от вкрапленных руд в интрузивах к прожилково-вкрапленным и массивным рудам экзоконтактов, а также от пирротиновых массивных руд к халькопиритовым и моихукитовым, достигая 300 г/т и более. Палладий преобладает над платиной. Родий, иридий, рутений и осмий установлены в виде изоморфной примеси, главным образом в пирротине. Во вкрапленных рудах наиболее высокие концентрации палладия, родия, рутения, иридия и осмия в железо-никелевых

сульфидах по сравнению с теми же минералами массивных руд. По данным В.В. Дистлера и др. [1988] концентрация платиноидов (в сумме) в первых в 7 раз выше, чем во вторых. Платина, в отличие от других ЭПГ, преимущественно проявлена в минеральной форме. Среди платиносодержащих минералов развиты минералы ряда атоцит-рустенбургит, железо-платиновые твердые растворы и сперрилит. Анализ сростаний минералов платиновой группы (МПП) показывает, что их кристаллизация происходила после сульфидов из постмагматического флюида.

Таблица 1-1.

Качество и структура запасов руд эксплуатируемых месторождений Норильского района по [Льюлько и др., 2002].

Типы руд	Качество			Запасы			
	Ni, %	Cu, %	МПП, г/т	Руда	Ni	Cu	МПП
Массивные	3.21	4.57	10.76	10.3	41.7	31.8	20.6
Медистые	0.88	3.33	9.82	7.4	8.1	16.4	13.3
Вскрапленные	0.49	0.93	4.34	82.3	50.2	51.8	66.1
Всего	0.84	1.58	5.40	100	100	100	100

1.2.2. Малосульфидные платиноидные месторождения

Впервые верхний такситовый горизонт в интрузиве Норильск-1, в котором позднее было установлено малосульфидное оруденение платиноидов, был выявлен В.К. Котульским в 1944 году, затем изучался И.А. Коровяковым, позднее М.К. Ивановым, В.В. Рябовым, С.Ф. Служеникиным и др.

Малосульфидное (МС) платиноидное оруденение [Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000] приурочено к верхним пегматоидным горизонтам мощностью от 2 до 50 м интрузивов талнахско-норильского типа. Они сложены анортозитами и лейкогаббро с линзами ультраосновных пород и габброидов с такситовой текстурой. В нижней трети этого горизонта локализуется МС платиноидное оруденение. Эта треть состоит из чередующихся пород, обогащенных оливином, клинопироксеном и хромшпинелидом, включенных в лейкогаббро. В пегматоидах выявлен широкий диапазон составов породообразующих минералов со значительным количеством летучих компонентов. Типоморфными минералами являются хромшпинелиды (в ультрамафитах), а содержание сульфидов не превышает 5% объема пород.

Малосульфидное оруденение характеризуется высоким содержанием ЭПГ (в интрузиве Норильск-1 – 5.43 г/т, в Талнахском интрузиве – 5.94 г/т). Значение \sum ЭПГ/S варьирует в

пределах от 5 до 20, в отличие от 0.8–1.2 до 3 в медистых рудах талнахско-норильских сульфидных месторождений. ЭПГ в пегматоидах развиты в виде твердых растворов в сульфидах и в виде самостоятельных минералов. Твердые растворы характерны для платины в пентландите, рутения – в пентландите, пирротине, сперрилите, иридия – в пирротине. Минералы платиновой группы представлены сульфидами, Pt-Fe интерметаллидами, арсенидами, стибнидами, арсеностибнидами, станнидами, плюмбидами, теллуридами. Встречаются они в виде самостоятельных минералов и минеральных ассоциаций. Главную роль в экстракции ЭПГ, их переносе и концентрации играли постмагматические процессы при существенной роли флюидной фазы [Служеникин и др., 1994; Служеникин, 2000].

Прогнозные ресурсы малосульфидных руд для Талнахского и Октябрьского месторождений составляют около 1200 т, для Норильска-1 – 1000 т. Суммарные прогнозные ресурсы в Черногорском, Имандинском и других интрузивах могут составить до 2500 т. По мнению О.Н. Симонова и др. [1995], ресурсы платиноидов Норильского региона могут быть удвоены за счет малосульфидных месторождений платиноидов.

По степени перспективности на малосульфидное платино-палладиевое оруденение выделено четыре группы ультрамафит-мафитовых интрузивов [Служеникин, 2000]:

- (1) интрузивы с установленным МС-горизонтом: Норильск-1, Талнахский и Хараелахский;
- (2) интрузивы с установленными признаками малосульфидного оруденения: Черногорский, Имандинский, Верхнеамбарнинский;
- (3) интрузивы с возможным проявлением МС-горизонта, перспективные по геолого-петрологическим признакам, но слабо изученные: Норильск-2, Зуб-Маркшейдерский, Вологочанский, Южнопясинский и др.
- (4) интрузивы, не перспективные на МС-оруденение: Нижнеталнахский, Нижненорильский.

1.2.3. Техногенные месторождения платиноидов

Техногенные месторождения платиноидов Норильского района связаны с эксплуатацией сульфидных никелево-медных руд. Они образовались при складировании хвостов обогащения, гидрометаллургического передела и промежуточного продукта – пирротинового и магнетитового концентрата и др. [Додин, 2002; Самойлов и др., 2000; Стехин и др., 1995 и др.]. Примером техногенного месторождения платиноидов является хвостохранилище № 1, образовавшееся за 27 лет (1948–1975) при переработке руд месторождений Норильск-1 и Талнахского. Площадь его 6.2 км², мощность 60 м, объемы отвальных хвостов составляли (%):

платины – 7–20, палладия – 4–15, родия – 7–40, иридия – 11–40, рутения – 14–79 и осмия – 14–70. Суммарные содержания платины и палладия в верхней части хвостохранилища составляют (г/т): 0.8–1.3, иногда до 5, среднее содержание платины – 0.44, палладия – 1.27. По данным трех скважин содержания других ЭПГ составили (г/т): родия – 0.15, иридия – 0.03, рутения – 0.05 и осмия – 0.01. Кроме платиновых металлов, в отвальных продуктах установлены (г/т): золото – 0.01–0.052, серебро – 0.52–0.54, а также (мас.%): медь – 0.06, никель – 0.1, кобальт – до 0.1, железо – до 10.3, незначительные количества цинка, свинца, селена, теллура, серы. Основу хвостов составляют кремнезем, известь, магнезия, глинозем. В разрезе хвостохранилища слои намывного грунта чередуются с горизонтами и линзами льда. При этом на границах намывного грунта и льда обычно наблюдаются максимальные содержания платиноидов.

Минеральный состав отвальных хвостов, полученных на Норильском ГМК при обогащении вкрапленных руд, включает сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит, пирит, кубанит, борнит, халькозин, миллерит и др.), оксиды (магнетит, титаномагнетит, ильменит, хромит, гематит, рутил и др.), минералы платины и платиноидов (железистая платина, висоцкит, сперрилит, минералы систем палладий-олово, палладий-свинец, иридий-осмий и др.).

Один из техногенных объектов Норильского района имеет следующие параметры: среднее содержание платиноидов – 2.5 г/т, ресурсы платиноидов – 430 т, золота – 60 т, серебра – 130 т [Минеральные ресурсы..., 1995]. Техногенные платинометалльные месторождения Норильского района являются единственными в мире.

1.2.4. Россыпные месторождения платиноидов

Платино-палладиевые ложковые россыпи выявлены Б.Н. Зимоглядным еще в 1938-1939 гг. в непосредственной близости к сульфидному платиноидно-медно-никелевому месторождению Норильск-1 по ручьям Медвежий и Угольный. Россыпи в настоящее время выработаны. По мнению А.Г. Самойлова и др. [Россыпная платина..., 1995], Норильский район может оказаться уникальным по распространению россыпей платиноидов, связанных с ультрамафит-мафитовыми интрузивами норильского, нижнеталнахского, моронговского и фокинского типов, суммарный потенциал которых может быть сопоставим с запасами платиноидов в Талнахском месторождении.

Глава 2. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД С КАРБОНАТИТАМИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНЫХ РОССЫПЕЙ МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Маймеча-Котуйская провинция занимает территорию около 70 тыс. км² и приурочена к северному краю Сибирской платформы [Васильев, Золотухин, 1975; Vasiliev, Zolotukhin, 1995]. В пределах Маймеча-Котуйской провинции известно более 20 интрузивов, преимущественно состоящих из различных ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (рис. 2-1). При этом, ультрамафиты (дуниты, хромититы, метадуныты, оливиниты, верлиты и клинопироксениты) резко преобладают над другими породами лишь в Гулинском и Бор-Уряхском массивах. В других массивах ультрамафиты образованы преимущественно оливинитами (метадунытами), которые играют значительную (массивы Кугда и Одихинча) или резко подчиненную (массивы Маган, Немакит и др.) роль, встречаясь в виде "ксенолитов", представляющих собой дезинтегрированные и преобразованные метасоматическими процессами блоки более древних ультраосновных тел.

При проведении геологической съемки масштаба 1:200000, поисковых и тематических работ в 1985-1995 годах был получен оригинальный фактический материал по геологии, минералогии и геохимии крупнейшего в мире Гулинского клинопироксенит-дунитового массива и связанных с ним комплексных золото-платиноидных россыпей, позволивший [Малич и др., 1996] по новому оценить металлогенический потенциал Маймеча-Котуйской провинции, традиционно перспективной на апатит, флогопит, железо, нефелиновое сырье, редкие металлы и редкие земли, ассоциирующие с ийолит-карбонатитовыми массивами маймеча-котуйского комплекса [Эпштейн и др., 1961; Егоров, 1985; 1991; Эпштейн, 1994 и др.]. В результате выполненных исследований [Малич и др., 1995; 1996; 1998а; 1998б; Лопатин, 2001; Malitch et al., 2002; Малич, Когарко, 2011 и др.] установлена тесная связь платиноидной минерализации с ультрамафитами Гулинского и Бор-Уряхского массивов Маймеча-Котуйской провинции. Анализ геологических и минералого-геохимических данных по ультраосновным породам Гулинского массива позволил [Малич, 1991; Малич, Лопатин, 1997а; 1997б] уточнить формационную принадлежность ультрамафитов и обосновать выделение двух различных магматических комплексов в гетерогенном Гулинском плутоне: гулинского клинопироксенит-дунитового и маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового, характеризующихся свойственной для каждого из них ассоциацией пород и металлогенической специализацией. В связи с тем, что длительное время Гулинский массив приводился в качестве эталонного для маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса [Егоров, 1985, 1991] остановимся на этом вопросе и приведем более развернутую аргументацию другой точки зрения.

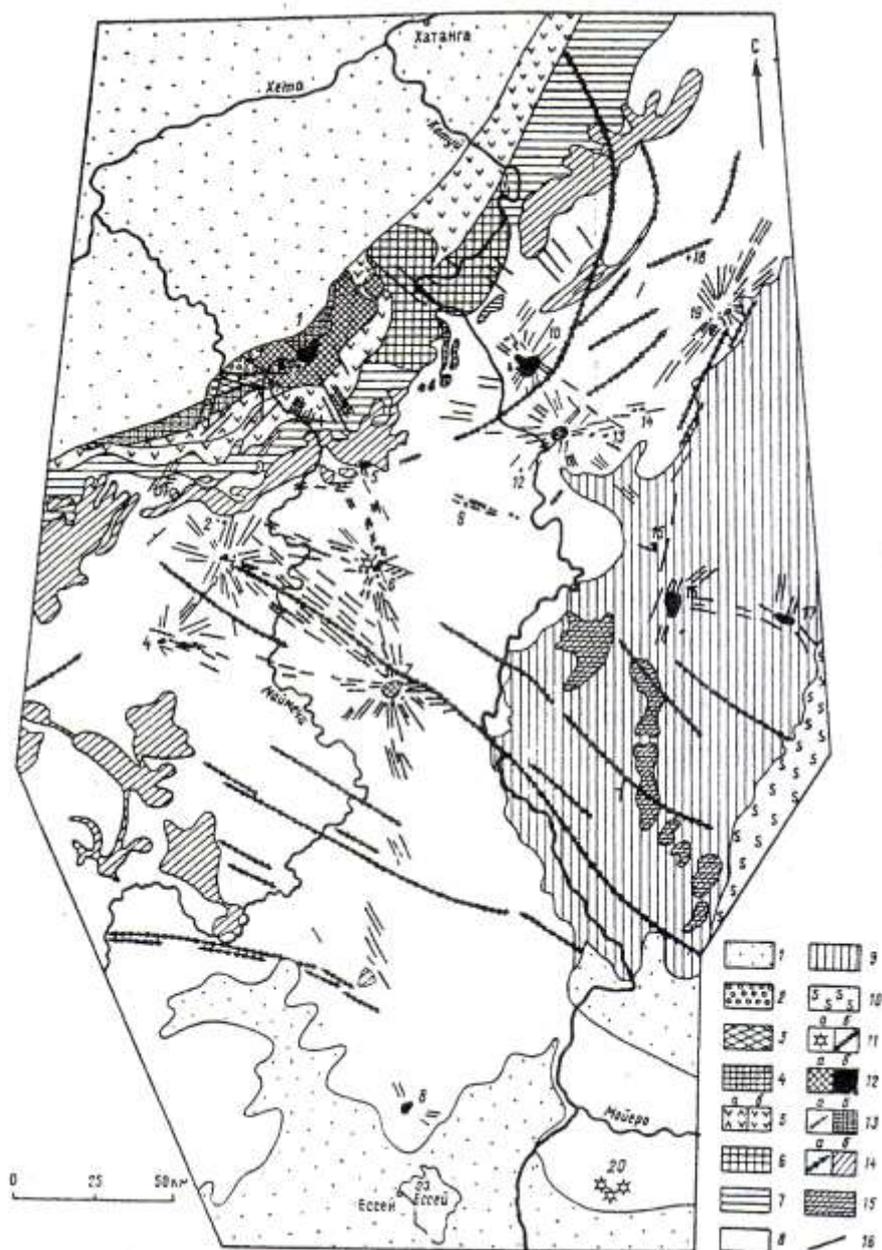


Рисунок 2-1. Схематическая геологическая карта Маймеча-Котуйской магматической провинции.

Составлена по государственной Геологической карте масштаба 1:2 500 000 с изменениями и дополнениями Л.С. Егорова и К.Н. Малича.

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2-7 – вулканические образования раннетриасового возраста: 2 – меймечиты и пикритовые порфиры маймечинской свиты, 3 – трахибазальты, андезиты и другие вулканы второй пачки дельканской толщи, 4 – ультраосновные фойдиты первой пачки дельканской толщи, 5а – тыванкитская толща (трахибазальты и трахиандезитобазальты), 5б – коготская свита (базальты), 6 – ультраосновные фойдиты, щелочные пикриты и высококальциевые щелочные лейкобазальты арыджангской свиты, 7 – пирокластические отложения правобоярской свиты; 8 – существенно карбонатные отложения палеозоя; 9 – карбонатные и терригенные отложения рифея и венда; 10 – кристаллические породы архея и нижнего протерозоя; 11-14 – интрузивные образования раннетриасового возраста: 11 – кимберлиты (а – трубки взрыва, б – дайки), 12 – породы гулинского клинопироксенит-дунитового и маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплексов, в том числе в составе полиформационных массивов (а – ультраосновные; б – щелочно-ультраосновные и щелочные породы, фоскориты и карбонатиты); 13 – щелочно-ультраосновные фойдиты: щелочные пикриты, нефелиниты и фonoлиты (а – дайки; б – силлы щелочно-ультраосновных фойдитов); 14 – базальты и долериты (а – дайки, б – силлы и секущие пластовые интрузии); 15 – долериты рифейского возраста (900-1100 млн лет); 16 – разломы и дайки предположительно щелочно-ультраосновных пород по данным дешифрирования аэрофотоснимков. Массивы и кимберлитовые поля (цифры на карте): 1 – Гулинский, 2 – Атырдык, 3 – Романиха, 4 – Чангит, 5 – Седете, 6 – Далбыхская группа интрузивов и кимберлитовое поле, 7 – Бор-Урях и Кара-Мени, 8 – Ессей, 9 – Крестях, 10 – Одихинча, 11 – Кугда, 12 – Ары-Мас, 13 – Сона и Сона-Западная, 14 – Чубука, 15 – Дждждо, 16 – Маган, 17 – Браас, 18 – Дебкога, 19 – Немакит, 20 – Харамайское кимберлитовое поле.

2.1. Формационная принадлежность ультрамафитов

Проблемы геологии, петрологии, металлогении и формационной принадлежности ультрамафитов Гулинского, Бор-Уряхского и некоторых других массивов Маймеча-Котуйской провинции являются предметом оживленной дискуссии на протяжении многих десятилетий [Шейнманн, 1947; 1955; 1968; Бутакова, 1956; Моор, 1957; Егоров и др., 1961; Эпштейн, 1961; Бутакова, Егоров, 1962; Жабин, 1965; Лапин, Жабин, 1965; Бородин и др., 1966; Ланда, 1967; 1976; 1987; Гоньшакова, Егоров, 1968; Егоров, 1970; 1985; 1989; 1991; Егоров, Сурина, 1972; Васильев, Золотухин, 1975; Ланда, Ляпунов, 1984; Лихачев и др., 1987; Маракушев, 1987; 1994; Магматические горные..., 1988; Васильев, 1990; Малич, 1991; 1995; 1996а; Балмасова и др., 1992а; 1992б; Малич, Рудашевский, 1992; Лазаренков и др., 1993; 1996; Бородин, 1994; Эпштейн, 1994, Когарко и др., 1994; 1996; 1999; Сазонов и др., 1994; 2001; Малич и др., 1995; 1996; 1998а; 1998б; 2011а; 2011б; 2011в; 2013б; 2018; Сравнительный анализ..., 1996; Малич, Лопатин, 1997а; 1997б; Malitch et al., 2002; Malitch, Thalhammer, 2002; McKelson et al., 2005; Kogarko, Zartmann, 2007; Когарко, Сенин, 2011; Merkle et al., 2012; Симонов и др., 2015; 2016; 2017; 2019 и другие]. Вместе с тем, они тесно взаимосвязаны, что предопределяет необходимость: а) типизации ультраосновных пород по структурно-вещественным параметрам в системном аспекте; б) решения вопроса о состоянии интродуцируемого субстрата; в) выявления наличия или отсутствия парагенетической связи ультрамафитов с другими магматическими образованиями.

Многообразие точек зрения на формационную принадлежность интрузивных ультрамафитов Маймеча-Котуйского региона, впервые приведенное Ю.Р. Васильевым и В.В. Золотухиным [1975], связано со слабой изученностью их до недавнего времени. Следует признать, что основное внимание исследователей было приковано к щелочно-ультраосновным, щелочным породам и карбонатитам [Бутакова, Егоров, 1962; Магматические формации..., 1979; Егоров, 1985; 1989; 1991; Эпштейн, 1994 и др.; Dalrymple et al., 1995; Когарко и др. 1996; 1999; Kogarko, Zartmann, 2007], а также меймечитам – специфичным эффузивам ультраосновного состава [Мальков, 1971; Соболев, Слуцкий, 1984; Ланда, 1987; Когарко и др., 1988; Соболев и др., 1991; 2009; Когарко, Рябчиков, 1995; Arndt et al., 1995; 1998; Fedorenko, Czamanske, 1997; Carlson et al., 2006; Elkins-Tanton et al., 2007; Рябчиков и др., 2009; Рябчиков, Когарко, 2012; Васильев и др., 2014; 2017 и др.]. Полиформационная природа ультрамафитов Гулинского массива обосновывалась многими исследователями [Жабин, 1965; Бородин и др., 1966; Ефимов, 1966; Васильев, Золотухин, 1975; Малич, 1991; Бородин, 1994, Малич, Лопатин, 1997а; 1997б и др.], неоднократно подчеркивавшими, что по вещественно-парагенетическому составу и металлогенической специализации как ультрамафиты, так и щелочно-ультраосновные,

щелочные породы и карбонатиты данного массива необходимо выделять в составе самостоятельных формаций (комплексов). Другими исследователями [Бутакова, Егоров, 1962, Егоров, 1991 и др.] также признается нетипичность Гулинского плутона для массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов по целому ряду признаков, и в первую очередь, ввиду преобладания ультрамафитов нормальной щелочности (94%) над карбонатитами и щелочными породами (6%), что указывает, с нашей точки зрения, на невозможность использования их в качестве петротипа для маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса.

Главные отличия гетерогенного Гулинского плутона от автономных ийолит-карбонатитовых массивов центрального типа сводятся к следующему:

1) специфичный состав ультрамафитов (дуниты, хромититы, верлиты, клинопироксениты), обладающих значительным россыпеобразующим потенциалом, не характерен для массивов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйского, Карело-Кольского, Сетте-Дабанского и Алданского регионов, соответствуя таковому в платиноносных клинопироксенит-дунитовых массивах Алдана, Урала, Дальнего Востока, Аляски и других регионов;

2) металлогеническая специализация ультрамафитов на тугоплавкие платиноиды резко отличается от автономных массивов ийолит-карбонатитовой формации, специализированной на апатит, флогопит, нефелиновое сырьё, редкие металлы и редкие земли, но близка металлогенической специализации альпинотипных ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации;

3) значительное распространение ультраосновных пород массива (около 450 км²) сопоставимо по площади с таковым в массивах альпинотипных ультрамафитов Урала, Корьякии, Тасмании, Новой Каледонии и других регионов планеты, что, вероятнее всего, обусловлено морфологией тела ультрамафитов, отвечающей силло-лакколиту, тем самым отличаясь и по данным параметрам от ийолит-карбонатитовых массивов центрального типа, характеризующихся значительно меньшими размерами.

Необходимо отметить, что все ультраосновные породы Гулинского массива резко обеднены щелочами и принадлежат семейству ультраосновных пород нормального ряда [Малич, 1991; 1995; Малич и др., 1995]. Таким образом, рассматриваемые ультрамафиты целесообразно выделять по двум ведущим породам в составе клинопироксенит-дунитового комплекса. Согласно новым данным, отражённым в ряде работ [Малич, Лопатин, 1997а; 1997б и др.], составлена и апробирована на НРС ВСЕГЕИ серийная легенда Маймеча-Котуйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000.

В соответствии с требованиями статьи V.9 Петрографического кодекса [1995] ниже приводится подробно описание петротипа для выделяемого впервые гулинского клинопироксенит-дуניתового комплекса на примере одноименного Гулинского массива.

2.2. Геолого-структурное положение массивов

Гулинский массив ультраосновных, щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов обнаружен Ю.М. Шейнманном и П.С. Фоминым в 1943 году. Он, занимая часть Маймеча-Котуйского водораздела (рис. 1-4, 2-1), контролируется Таймыро-Байкальской и Енисей-Котуйской палеорифтогенными структурами. В частности, Таймыро-Байкальский палеорифт, выявленный геофизическими исследованиями, имеет сложное глубинное строение на границе земной коры и мантии (наличие разуплотненного слоя), пониженную мощность земной коры (34-36 км) и архейско-нижнепротерозойского фундамента (до 8 км), но повышенную - рифейских образований (до 11 км), что обуславливает его принадлежность к древнему неоднократно регенерированному палеорифту [Дюжиков, 1985]. Гулинский массив располагается в зоне пересечения глубинных долгоживущих субширотных и субмеридианальных региональных разломов (рис. 2-2), заложенных еще в протерозое и многократно обновлявшихся позднее в связи с рифтогенезом. По геолого-геофизическим данным площадь Гулинского массива вместе с погребенной частью составляет около 2000 км². Форма ультрамафитового тела по данным математического моделирования материалов гравиразведки и данным бурения пластинообразная [Малич, Лопатин, 1997а; 1997б] с погружением на северо-запад, в плане близкая эллипсу, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении.

Вмещающими породами Гулинского массива являются нижнемезозойские вулканиты, представленные толеит-базальтовой (коготокская свита), трахибазальтовой (тыванкитская толща и верхняя часть дельканской толщи) и пикрит-меланефелинитовой (нижняя часть дельканской толщи) формациями [Малич, Лопатин, 1997а]. Вулканогенные образования выполняют Дельканскую мульду и имеют мощность не менее 2 км. Северная и северо-западная часть массива перекрыта континентальными осадочными юрско-меловыми отложениями песчано-глинисто-алевритовой формации Енисей-Хатангского прогиба. Последние имеют в пределах рассматриваемой площади (рис. 1-4) мощность до 400-500 м и представлены песчано-глинисто-алевритовой и угленосной формациями, образующими средне-верхнемезозойский структурный ярус платформенного чехла.

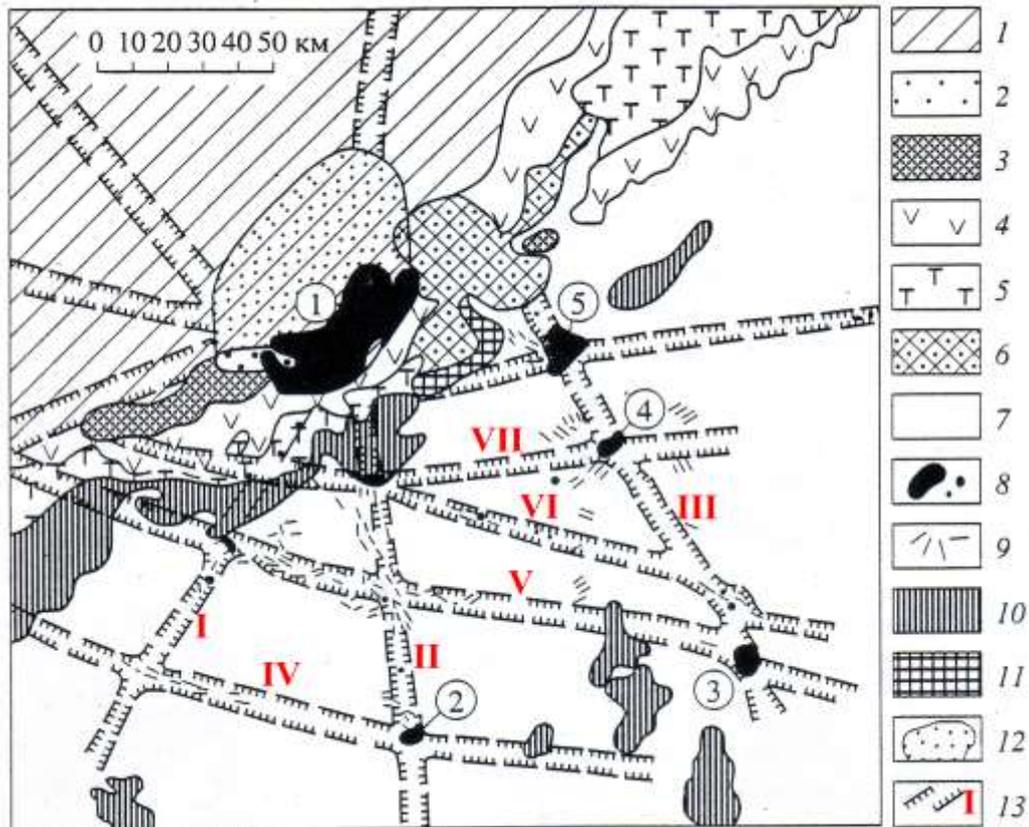


Рис. 2-2. Схема геологического строения северной части Маймеча-Котуйской магматической провинции по [Егоров, 1991] с изменениями и дополнениями.

1 – мезо-кайнозойские отложения; 2-6 – триасовые вулканогенные толщи: 2 – меймечиты и пикритовые порфириды, маймечинская свита, 3 – щелочные базальтоиды, трахиты, андезиты и др., дельканская свита; 4 – базальты, коготокская свита; 5 – базальтовые туфы и туфопесчаники, правобоярская свита; 6 – щелочные базальтоиды, субщелочные и щелочные пикриты, арыджангская свита, 7 – палеозойские карбонатные и терригенные отложения; 8 – крупнейшие гетерогенные массивы ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами (цифры в кружочках: 1 – Гули; 2 – Бор-Урях; 3 – Маган; 4 – Кугда; 5 – Одихинча); 9 – дайки щелочных и ультраосновных пород; 10 – силлы долеритов; 11 – силлы щелочно-ультраосновных пород; 12 – граница Гулинского массива по геофизическим данным; 13 – зоны глубинных разломов (I – Романихский; II – Маймеча-Котуйский; III – Котуйский; IV – Амбардахский; V – Маймечинский; VI – Крестяхский; VII – Кугдинский).

Гулинский массив в обнаженной части сложен, главным образом, комплексом ультраосновных пород, представленных дунитами, хромититами, верлитами и магнетитовыми клинопироксенитами. Преобладают дуниты, которые образуют в плане серповидное тело протяженностью около 30 км и шириной 10-15 км, занимая площадь около 450 км². В зонах эндоконтакта массива нередко наблюдаются дунитовые брекчии, сцементированные мелкозернистым пироксен-флогопитовым агрегатом. Таким образом, Гулинский массив является крупнейшим выходом дунитов, на долю которых приходится не менее 2/3 обнаженной его части. В юго-западной части массива дуниты перекрыты толщей ультраосновных вулканитов маймечинской свиты, а в центральной - прорваны штокообразными телами маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, занимающего около 35 км² (рис. 1-4).

Взаимоотношению меймечитов с дунитами и верлитами Гулинского массива различными исследователями интерпретируются неоднозначно. По мнению Е.Л. Бутаковой и Л.С. Егорова [1962] излияния меймечитов происходили до образования дунитов; по данным Ю.Р. Васильева и В.В. Золотухина [1975] меймечиты слагают эндоконтактовую фацию дунитов. А.Г. Жабин [1965] и Г.Г. Лопатин с соавторами [1998, Росгеолфонд] пришли к выводу, что меймечиты залегают на эродированной поверхности дунитов. В пользу этого свидетельствуют взаимоотношения дунитов и меймечитов, установленные в скважинах Г-1 и Г-3, пробуренных в рамках геологической съёмки масштаба 1:200 000 на Гулинской площади. Судя по тому, что на контактах дунита и меймечита, последний пересекает дунит в виде тонких жилок, меймечиты внедрялись позже дунитов [Соболев и др., 2009].

Бор-Уряхский ультраосновной массив, открытый Ю.М. Шейнманном в 1944 г., располагается в 100 км к югу от Гулинского массива на пересечении Маймеча-Котуйского и Амбардахского глубинных разломов (рис. 2-2). Он имеет округлую в плане форму площадью 18.5 км² и представляет собой штокообразное тело с круто падающими вертикальными контактами. Массив Бор-Урях, почти целиком сложенный оливинитами, оказывает термальное и механическое воздействие на вмещающие терригенно-карбонатные породы (PR₂-ε₁), которые вблизи контактов мраморизованы, дислоцированы и куполообразно приподняты (рис. 2-3). По данным аэромагнитной съёмки и наземных магнитометрических наблюдений массив Бор-Урях и расположенный от него в 2 км к юго-востоку массив-сателлит Кара-Мени, состоящий преимущественно из мельтейгитов и мелилитолитов, на некоторой глубине образуют единое субмеридионально ориентированное вертикальное тело. При этом щелочные породы образуют структурное ядро данного тела, что, видимо, обуславливает высокую степень метасоматического преобразования ультрамафитов в северо-восточном секторе массива Бор-Урях и его вмещающих кварцито-песчаников, полностью трансформированных в апатитоносные фенит-эгириниты.

2.3. Геологическое строение массивов

Геологическое строение гетерогенных массивов Маймеча-Котуйской провинции приводится [Малич, Лопатин, 1997а] отдельно для гулинского клинопироксенит-дунитового и маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплексов прежде всего с целью показать значительное различие вещественного состава слагающих их породных ассоциаций.

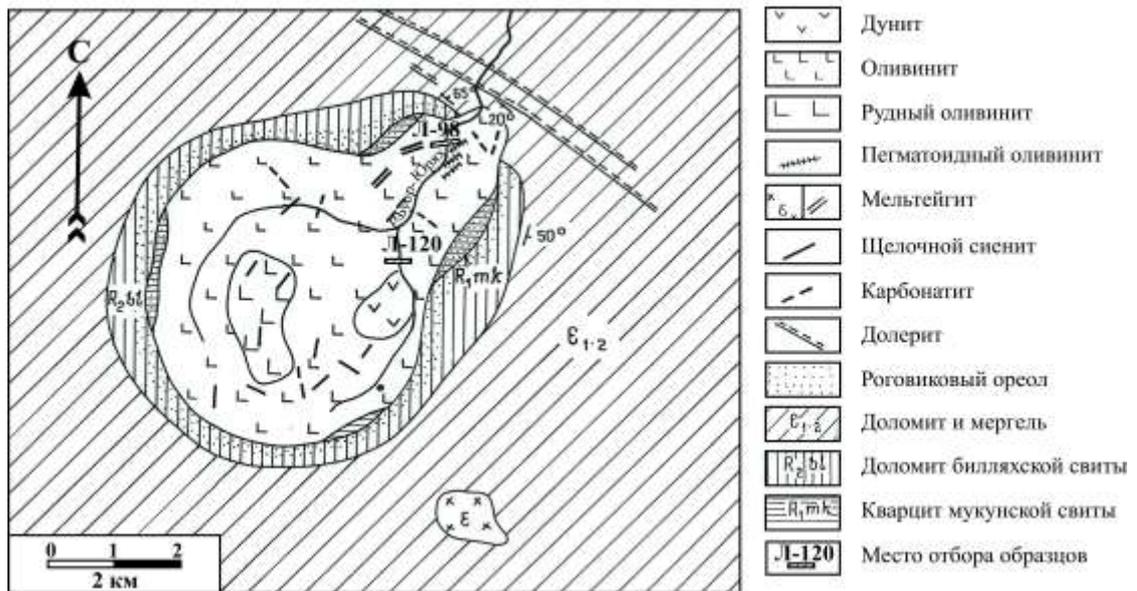


Рис. 2-3. Схема геологического строения Бор-Уряхского массива (по Ю.Р. Васильеву и Л.С. Егорову) с указанием места отбора изученных образцов.

2.3.1. Гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс

Эталоном гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса является одноименный массив ультрамафитов, сложенный двумя интрузивными фазами. Дуниты, выделяемые нами в составе первой фазы, внешне представляют мелко-, среднезернистые породы массивной текстуры с цветом от зеленовато-серого до зеленовато-черного. В дунитах хорошо выражена субгоризонтальная отдельность и участками интенсивный вертикальный кливаж. Чередование массивных и рассланцованных разновидностей создают характерный полосчатый рисунок дунитов на аэрофотоснимках. В тектонических зонах, часто освоенных дайками щелочных пород, дуниты интенсивно рассланцованы и деформированы. Здесь появляются новообразования в виде флогопита, клинопироксена, апатита, перовскита, граната и сфена. В зонах эндоконтакта нередко наблюдаются дунитовые брекчии, сцементированные мелкозернистым пироксен-флогопитовым агрегатом.

Слабосерпентинизированные разновидности дунитов обнаруживают панидиоморфнозернистую, реже гранобластовую структуры, серпентинизированные - фрагментарно-полигональную. Главным минералом дунитов является магнезиальный оливин (Fo_{85-91}), часто обладающий полисинтетическим псевдодвойниковым строением деформационного происхождения, типоморфным рудным минералом – феррихромит, по морфологии подразделяемый [Балмасова и др., 1992а; Малич и др., 1995, Лазаренков и др., 1996; Малич, 1996а и др.] на акцессорный, вкрапленный, шлировый и прожилковый, формирующий хромититы. Из вторичных минералов доминирует серпентин, встречается

хлорит и кальцит. Характерной чертой гулинских дунитов является их высокая степень серпентинизации (30-90 об.%).

Клинопироксениты, в том числе магнетитовые, образуют крутосекущие, дайковые, штокверковые и линзовидные тела в дунитах, рассекая их в двух главных направлениях - субмеридиональном и субширотном. Контактное воздействие клинопироксенитов на вмещающие дуниты выражается в интенсивной клинопироксенизации последних, вплоть до образования метасоматических пород, по составу соответствующих верлиту. Нередко клинопироксениты содержат реликты дунитов. Клинопироксениты, обладая массивной текстурой, изменяются от мелкозернистых до пегматоидных разновидностей. Клинопироксен по составу отвечает титанистому диопсид-авгиту. Титаномагнетит, варьируя в широких пределах (от 10 до 55 об.%), образует интерстиционную вкрапленность, гнезда, прожилки и жилы мощностью до 10-20 см. Из второстепенных минералов присутствуют оливин, флогопит, апатит.

Детальная минералого-геохимическая характеристика ультрамафитов Гулинского массива приведена в ряде работ [Васильев, Золотухин, 1975; Ланда, Ляпунов, 1984; Малич, 1991; 1995; 1999; Балмасова и др., 1992а; Лазаренков и др., 1993; Когарко и др., 1994; Малич и др., 1995; 2018; Малич, Лопатин, 1997а; 1997б; Сазонов и др., 2001, Симонов и др., 2015; 2016 и др.]. Все ультраосновные породы Гулинского массива резко обеднены щелочами и принадлежат семейству ультраосновных пород нормального ряда. С глубины 535 метров и ниже дуниты не затронуты процессами серпентинизации, обладают широким развитием структур пластических деформаций, постоянством состава оливина ($Fe_{0.92}$), U-образным типом распределения редкоземельных элементов и высоким значением Ni/Co (~23; рис. 2-4), типичным для мантийных производных.

Выявленный [Малич, 1991; 1995; 1999 и др.] уровень и характер распределения ЭПГ в ультраосновных породах позволил установить, что в дунитах и приуроченных к ним хромититах ведущими являются тугоплавкие платиноиды Ir-группы (Os, Ir и Ru), которые преобладают над легкоплавкими платиноидами Pt-группы (Rh, Pt и Pd) (табл. 2-1, рис. 2-5). При этом, содержание ЭПГ в хромититах (534 мг/т) почти в более чем 5 раз выше, чем в дунитах (51-118 мг/т, табл. 2-1). Выявлено, что с увеличением степени серпентинизации дунитов содержания палладия увеличиваются, а концентрации тугоплавких ЭПГ уменьшаются (рис. 2-5). Клинопироксениты обладают платино-палладиевой специализацией, соответствующей платино-палладиевому геохимическому максимуму (рис. 2-5).

Учитывая, что взаимоотношения массива ультрамафитов с рамой преимущественно тектонические, возраст гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса принят раннесреднетриасовым с определенной долей условности. Геохронологический возраст

меймечитов и родственных им пикритов, определенный Sm-Nd методом [Когарко и др., 1988; 1996] отвечает 231-239 млн лет и близок возрасту пород маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, имеющего максимум K-Ar определений в интервале 220-240 млн лет, что соответствует раннему-среднему триасу [Егоров, 1991].

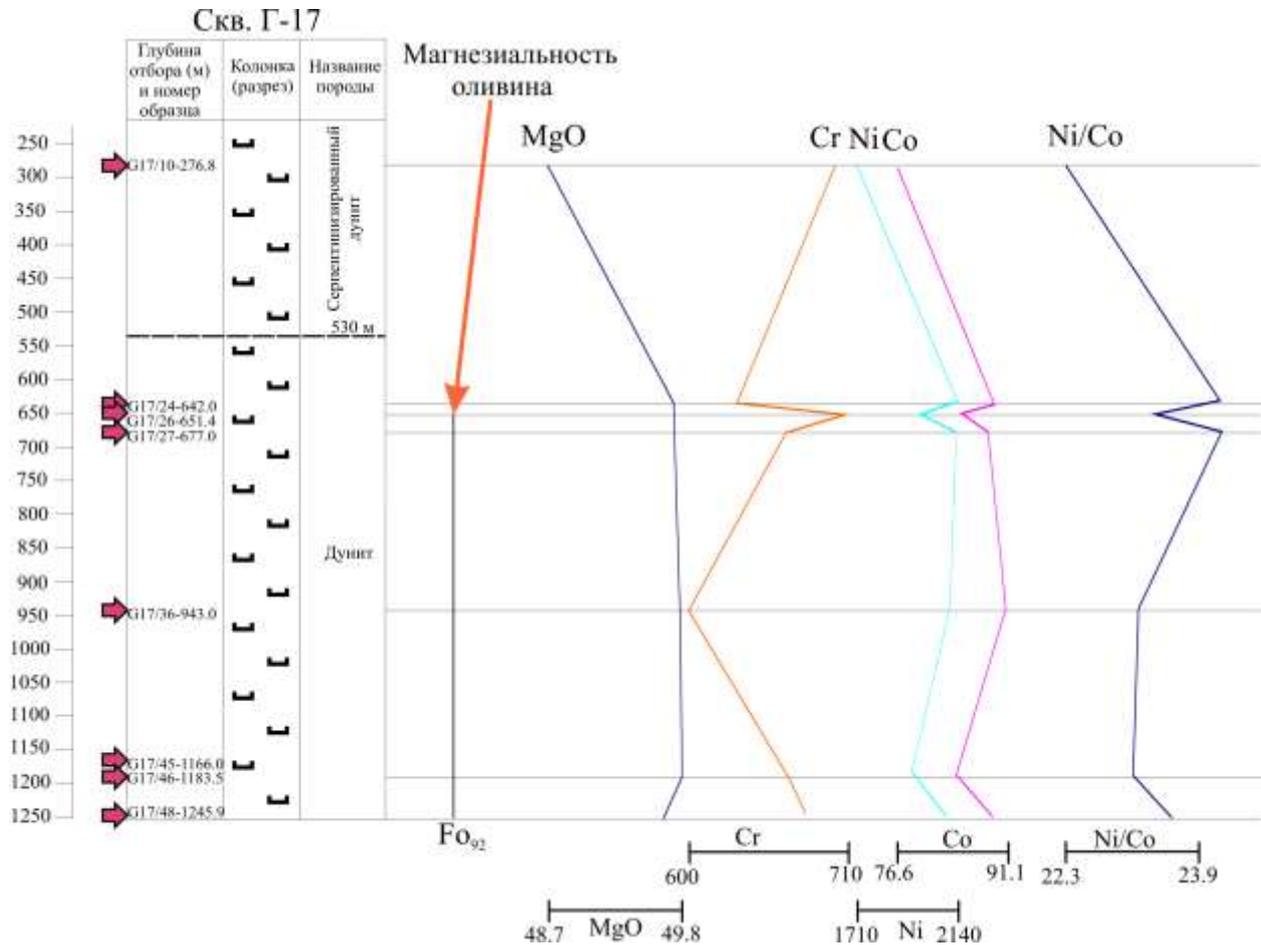


Рис. 2-4. Схема отбора образцов, вариации состава оливина, MgO (мас.%), концентраций Cr, Ni, Co (г/т), Ni/Co в дунитах Гулинского массива по разрезу скв. Г-17.

Таблица 2-1.

Содержание платиноидов в ультрамафитах Гулинского массивов, мг/т.

№ обр.	Порода	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	ΣЭПГ	Источник
1	Хромитит	148	96	287	10.2	1.4	0.8	534.4	Малич и др., 2011б
2	Дунит	39	14	52	3	3	7	118	Малич, 1995
3	Сerpентинизированный дунит	12	5	6	2	6	20	51	Малич, 1995
4	Магнетитовый клинопироксенит	3	4	3	0.7	13	76	99.7	Малич, 1995

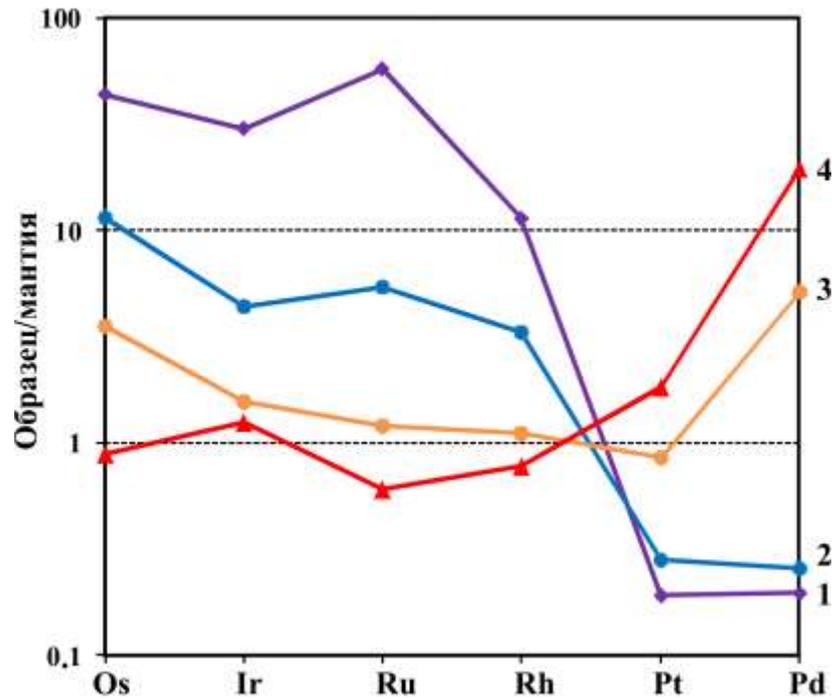


Рис. 2-5. Нормализованные относительно мантии содержания ЭПГ в ультраосновных породах Гулинского массива. 1 – хромитит, 2 – дунит, 3 – серпентинизированный дунит, 4 – магнетитовый клинопироксенит. 1-4 соответствует таковым в табл. 2-1). Состав хондрита по [McDonough, Sun, 1995].

Коллекции образцов, характеризующих данный петротип [Малич, Лопатин, 1997а], хранятся у авторов в Хатанге и Санкт-Петербурге.

В строении массива Бор-Урях принимают участие разномасштабные оливиниты (метадуниты), среди которых сохранились реликты серпентинизированных дунитов в виде прерывистой эндоконтактной оторочки небольшого участка среди оливинитов в восточной части массива (рис. 2-3). Характерной особенностью дунитов Бор-Уряхского массива является присутствие в них нодулярного хромита, а точнее хромито-оливиновых нодулей, кристаллизовавшихся по эвтектической схеме [Лапин, Жабин, 1965]. В составе дайково-жильных тел преобладают рудные (титаномагнетитовые) пегматоидные оливиниты и щелочные сиениты, реже встречаются мельтейгиты и кальцитовые карбонатиты.

Оливиниты (или метадуниты) в составе Бор-Уряхского, Кугдинского, Одихинчинского и некоторых других гетерогенных массивов Маймеча-Котуйского региона согласно легенде к Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты масштаба 1:200000 также выделяются в составе гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса. Данные породы являются метасоматическими образованиями [Васильев, Золотухин, 1975; Васильев, 1990; Бородин, 1994 и др.], сформировавшимися в результате воздействия на дуниты более поздних магматитов ийолит-карбонатитового комплекса.

2.3.2. Маймеча-Котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс

Данный комплекс образован интрузивами центрального типа, преимущественно состоящих из различных щелочно-ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов. Л.С. Егоров [1991] относил ультрамафиты Гулинского массива (или клинопироксенит-дунитового комплекса) к интрузивам центрального типа, считая их первой фазой становления ийолит-карбонатитовых массивов. Критический анализ геологической информации в совокупности с полученными новыми геофизическими данными позволил считать ультраосновные породы гулинского клинопироксенит-дунитового комплекса более ранними и лишь вмещающими для ийолит-карбонатитовых массивов маймеча-котуйского комплекса. Несмотря на изменение объема маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса, мы считаем необходимым сохранить за ним прежнее название. Нами данный комплекс рассмотрен ниже кратко, так как он подробно охарактеризован в ряде работ [Бутакова, Егоров, 1962; Егоров, 1985; 1991 и др.].

Все интрузивы маймеча-котуйского комплекса по данным Л.С. Егорова [1991] являются многофазными и с учетом принятой за основу легенды к Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты масштаба 1:200 000 характеризуются следующим порядком становления пород: 1) мелилитовые породы; 2) якупирангиты-мельтейгиты и близкие к ним щелочные мафиты; 3) ийолиты и ийолит-пегматиты; 4) нефелиновые и щелочные эгириновые сиениты); 5) породы фоскоритовой серии и 6) карбонатиты. Вместе с тем, некоторыми исследователями [Бородин, 1958; 1961; 1963; 1989; 1994; Бородин и др., 1966, Маракушев, 1987; 1994 и др.] ведущая роль в образовании щелочно-ультраосновных и щелочных пород отводится процессу магматического замещения более древнего ультраосновного субстрата.

Характерно концентрически-зональное строение массивов ийолит-карбонатитовой формации. Ядерные участки интрузивов могут быть сложены как древними, так и самыми молодыми породами. Все массивы центрального типа характеризуются изометричными, реже овальными очертаниями, крутонаклонным падением контактовых поверхностей и имеют обычно столбообразную форму. Площадь массивов варьирует от 1 до 53 км². Интрузивы располагаются цепочками вдоль радиальных зон разломов (рис. 2-1, 2-2) к югу и востоку от Гулинского интрузива, в пределах которого гулинский клинопироксенит-дунитовый комплекс, прорван двумя ийолит-карбонатитовыми массивами общей площадью около 35 км² (рис. 1-4). Расположенная на левобережьи р. Котуй Гулинско-Ессейская зона трассируется массивами Гули (около 35 км²), Далбыха (1 км²), Бор-Урях и Кара-Мени (около 1 км²), Ессей (10 км²), Одихинче-Маганская зона на правобережьи р. Котуй – интрузивами Одихинча (53 км²), Кугда (9.5 км²) и Маган (42 км²). Кроме того, имеется еще не менее десятка других массивов: Ыраас, Немакит, Крестях, Чангит, Ары-Мас, Дебкога, Сона и некоторые другие (рис. 2-1).

Таким образом, маймеча-котуйский ийолит-карбонатитовый комплекс интрузивов центрального типа приурочен к системам долгоживущих региональных разломов, связанных с раздвиговыми структурами (рифтами). Значительная часть ийолит-карбонатитовых массивов залегает обособленно от других магматических образований Маймеча-Котуйской провинции, что подтверждает генетическую самостоятельность интрузивного щелочно-ультраосновного магматизма [Егоров, Сурина, 1972; Егоров, 1991].

Все разновидности пород маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса присутствуют лишь в Гулинском и Кугдинском интрузивах. В большинстве других массивов установлены породы двух-трех фаз с преобладающей ролью ийолитов (или мельтейгитов) и карбонатитов при полном отсутствии или подчиненном развитии других. В частности, в составе мелилитовых пород преобладает (до 90 об.%) мелилит – окерманит. Разновидности мелилитовых пород различаются содержанием авгит-диопсида, нефелина, оливина. В ряду якупирангит-мельтейгит-ийолит возрастает роль нефелина и убывает – клинопироксена, исчезает оливин, авгит-диопсид сменяется эгирин-диопсидом. Нефелиновые сиениты относятся к миаскитовому типу. Фоскориты (магнетит-форстеритовые породы) местами переходят в форстерититы, флогопит-оливиновые породы. Нельсониты (магнетит-апатитовые) породы имеют флюидальную и полосчатую текстуру. Карбонатиты обычно мономинеральны, примеси представлены апатитом, магнетитом, флогопитом, бадделиитом. Часто данные породы имеют кристаллизационную сланцеватость – полосчатость. Кроме магматических пород в строении центральных интрузий принимают участие различные метасоматиты: слюдиты, диопсидовые, нефелин-пироксеновые и другие породы. Соотношения изверженных и метасоматических пород имеют широкие вариации.

Все интрузивы залегают в бассейне рек Маймечи и Котуя среди карбонатных пород позднего протерозоя или раннего палеозоя, прорывают силлы протерозойских или раннетриасовых долеритов, местами содержат обломки гнейсов фундамента (массив Ыраас). Вмещающие породы (гнейсы, песчаники, сланцы и др.), как правило, интенсивно фенитизированы. Определения имеющихся К-Аг датировок возраста интрузивных образований маймеча-котуйского ийолит-карбонатитового комплекса варьирует в широких пределах 180-349 млн. лет, со значимым кластером возрастов в пределах 220-240 млн. лет [Егоров, 1991].

Для наглядности значительного различия магматитов ийолит-карбонатитовой формации от магматических образований иной формационной принадлежности ниже кратко охарактеризуем ийолит-карбонатитовый комплекс на примере некоторых массивов Маймеча-Котуйской провинции.

Гетерогенный массив Одихинча представляет собой сложный по своему строению интрузив площадью 56 км². Он расположен в нижней части течения р. Котуй и контролируется

Котуйским разломом (рис. 2-3). Вмещающими породами являются доломиты среднего кембрия. Осадочные породы в экзоконтакте на расстоянии 500 м и более превращены в кристаллические доломиты и мраморы, а также породы серии фенита-гвейтозита. Массив имеет концентрическое строение (рис. 2-6А), что обусловлено расположением полиформационных контрастных по составу последовательно образовавшихся комплексов: клинопироксенит-дунитового (на современном эрозионном срезе представленного реликтами оливиновых пород – оливинитов (метадунитов) общей площадью около 3 км кв.) и ийолит-карбонатитового. Породная ассоциация последнего включает мелилитовые породы, якупирангиты-мельтейгиты и ийолиты, которые пересекаются жилами нефелиновых сиенитов мощностью 1-2 м. Карбонатиты представлены маломощными (0.5-1 м) дайками. Массив Одихинча вмещает месторождения маложелезистого флогопита и потенциально неисчерпаемые ресурсы алюминия.

Гетерогенный массив Кугда площадью 16.5 км² расположен также на правом берегу р. Котуя в 25 км юго-восточнее массива Одихинча на пересечении Котуйского и Кугдинского разломов (рис. 2-2). Вмещающими породами, как и для массива Одихинча, являются доломиты среднего кембрия, превращенные вблизи контакта в форстерит-периклазовые мраморы. Строение массива грубоконцентрическое (рис. 2-6Б), что выражается в развитии слагающих его разновозрастных групп пород клинопироксенит-дунитового и ийолит-карбонатитового комплексов. Среди пород последнего преобладают якупирангит-мельтейгиты, мелилитолиты, форстеритовая брекчия. Менее распространены ийолиты, щелочные сиениты и карбонатиты. Массив Кугда известен благодаря месторождению ювелирного хризолита, хорошего качества маложелезистого флогопита и благоприятными перспективами для поисков фоскоритовых (апатитовых) руд.

Массив Маган (42 км²) расположен в 60 км южнее массива Кугда на водоразделе рек Маган и Джогджо (левых притоков р. Котуйкана) и контролируется тем же разломом, что и два предыдущих массива (рис. 2-2). Интрузив имеет в плане форму овала, вытянутого на 9 км в субмеридиональном направлении. Массив сложен последовательно сформировавшимися изверженными и метасоматическими породами: якупирангитами-мельтейгитами и апоякупирангит-мельтейгитовыми метасоматитами нефелин-пироксенового состава; ийолитами, флогопитоносными ийолит-пегматитами и микроийолитами; нефелиновыми и канкринитовыми сиенитами; фоскоритами; доломит-кальцитовыми и доломитовыми карбонатитами. Оливиниты (метадуниты?) и апооливиновые метасоматиты клинопироксенит-дунитового комплекса встречены в виде реликтов среди пород якупирангит-мельтейгитовой серии. Вмещающие кварцевые песчаники рифея превращены в кварциты на расстоянии до 700 м от массива и замещены фенит-эгириновыми породами. К массиву Маган в апокварцитовых

фенит-эгиринитах приурочено одно из крупнейших апатитовых месторождений Маймеч-Котуйского региона, а также месторождения флогопита (железистого) и магнетитовых руд.

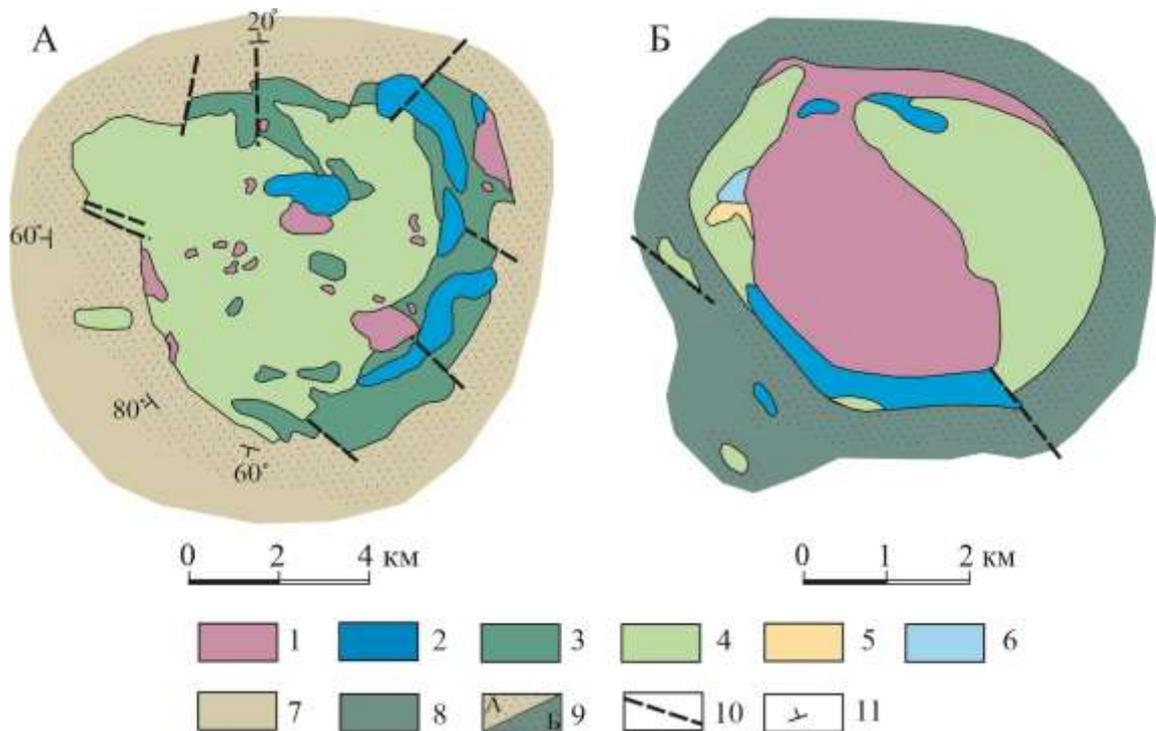


Рис. 2-6. Схематические геологические карты массивов Одихинча (А) и Кугда (Б) по материалам Полярной геолого-съёмочной партии (ГСП) ПГО «Красноярскгеология».

1 – оливиниты (метадуныты) и апооливиновые метасоматиты; 2 – мелилитовые породы; 3 – якупирангит-мельтейгиты; 4 – нефелин-пироксеновые породы ийолит-мельтейгитового ряда; 5 – щелочные сиениты; 6 – флогопитизированные существенно оливиновые породы; 7 – терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия и верхнего протерозоя; 8 – доломиты среднего кембрия; 9 – ореол контактового метаморфизма; 10 – разломы; 11 – элементы залегания осадочных пород.

Массив Ессей площадью около 10 км² находится в 40 км к северу от одноименного озера и локализован в зоне Маймеч-Котуйского разлома, пересекающегося здесь с разломом северо-западного простирания, к которому в 65 км к юго-востоку тяготеют диатремы кимберлитов Харамайского поля (рис. 2-1). Вмещают массив отложения пестроцветной толщи известняков, доломитов и мергелей ордовика. В строении массива принимают участие разновозрастные группы пород. Преимущественно это карбонатиты и породы фоскоритовой серии. Ограниченно развиты ийолиты и якупирангит-мельтейгиты. В виде реликтов в последних встречаются пироксенизированные метадуныты клинопироксенит-дунитового комплекса. Якупирангит-мельтейгиты и ийолиты подвергались дроблению в связи с пронизывающими их фоскоритами и карбонатитами. После денудации массив подвергся интенсивному выветриванию. Мощность коры выветривания достигает 60-100 м [Егоров, 1991]. Массив Ессей содержит крупное месторождение бадделиит-магнетит-апатитовых руд, перспективы которого связаны с его

значительным вертикальным размахом. Слабо изучена значительная площадь распространения карбонатитов, с которыми могут быть выявлены также апатит-франколитовые руды.

По мнению Л.С. Егорова [1991], в образовании ийолит-карбонатитовых массивов основную роль играет глубинная дифференциация оливин-мелилитовой мантийной магмы и многоактный (дискретный) подъем химически контрастных дифференциатов по центрированному пересечением разломов магмоводу. Усложняется состав пород массивов также дискретными метасоматическими процессами магматической и постмагматической стадий. Данная модель образования массивов весьма дискуссионна, так как она не может объяснить механизм, определивший разделение и порядок внедрения главных дифференциатов в гомодромной последовательности в целом. Не ясно, в частности, почему ультраосновной расплав или ультрамафитовый твердопластичный субстрат (в виде "кашеобразной" оливиновой массы) всегда опережает более легкие и мобильные фракции исходной магмы. Формирование всего спектра разнообразных пород ийолит-карбонатитовых массивов, видимо, связано с воздействием глубинных щелочных эманаций и магм на ранее внедрившиеся ультраосновные тела [Бородин, 1958; 1961; 1963; 1994; Бородин и др., 1966; Маракушев, 1987; 1994]. Следует отметить также, что помимо широко обсуждаемой проблемы генетической самостоятельности ультрамафитов [Васильев, Золотухин, 1975; Васильев, 1990; Малич, Лопатин, 1997а; 1997б; Малич, 1999 и др.] исследованиями И.Т. Расс [1998] обосновывается также генетическая автономность мелилитовых пород, являющихся производными самостоятельной высококальциевой мантийной щелочно-ультраосновной магмы.

2.4. Особенности россыпной металлоносности

Особенности россыпной металлоносности Маймеча-Котуйской провинции рассмотрены нами на примере потенциально уникальных россыпей тугоплавких платиноидов в районе Гулинского массива, а также россыпепроявления платиноидов, тесно связанного с ультрамафитами Бор-Уряхского массива.

2.4.1. Геологическая характеристика россыпей

Основными россыпеобразующими структурами в Гулинском рудном районе являются долины рек и ручьев (рис. 2-7), дренирующих преимущественно ультраосновные породы Гулинского массива. Комплекс современных и верхнечетвертичных аллювиальных отложений рек Ингарингда, Сабыда, Гулэ, Селинга и их притоков осмиеносны и золотоносны на всем их протяжении. Продуктивны русловые и террасовые пласты. Наибольшее значение по количеству

полезных компонентов имеют пласты террасового комплекса, в котором платиноидная и золотая минерализации сосредоточены в песчано-галечниковом глинистом с валунами слое, особенно в его нижней части, достигая наибольших концентраций на границе рыхлых отложений и плотика. Характерный полный разрез рыхлых отложений долин основных водотоков Гулинского района приведен в табл. 2-2.

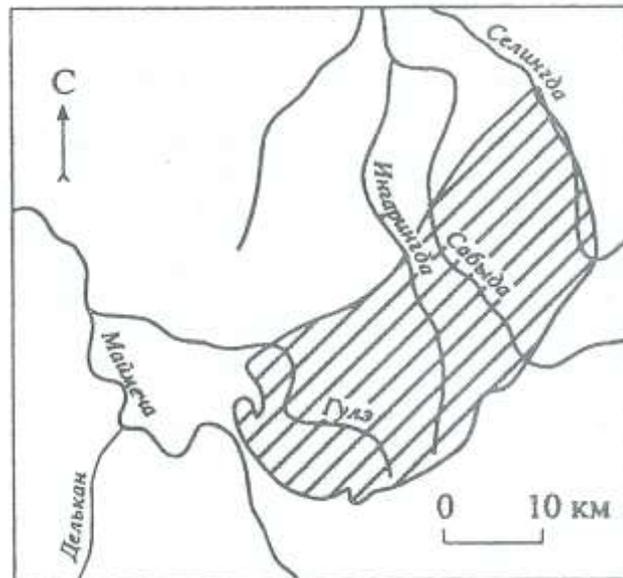


Рис. 2-7. Схема расположения гидросети в районе Гулинского массива. Заштрихована вскрытая эрозией обнаженная часть массива, состоящая преимущественно из ультрамафитов [Малич, 1999].

Схематичный продольный разрез современных и верхнечетвертичных отложений по долинам рек Ингарингда и Гулэ приведен на рис. 2-8, а схематичные поперечные разрезы по главным водным артериям в пределах Гулинского и Бор-Уряхского массивов – на рис. 2-9. Типичный разрез рыхлых отложений имеет следующий вид (сверху вниз): почвенно-растительный слой, песчанистые суглинки с мелкой галькой, песчанистые валунно-галечные отложения, коренные породы плотика. Крупнообломочный материал россыпи представлен преимущественно магнетитовыми клинопироксенитами, дунитами, реже – базальтами коготокской свиты. Главная минеральная ассоциация песчаной фракции образована магнетитом, хромшпинелидом, оливином и пироксеном. Гранулометрический состав МПГ россыпей определяется тремя классами крупности, минералов золота — шестью. Их значимость в порядке убывания крупности следующая (в мм): для МПГ – от 0.25 до 0.5 (60%), от 0.125 до 0.25 (30%) и от 0.5 до 1 (около 10%); для минералов золота – от 1 до 2 (26%), более 4 (22 %), от 2 до 4 (20%), от 0.5 до 1 (20%), от 0.25 до 0.5 (11%) и от 0.125 до 0.25 (около 1%).

Характерная черта россыпей р. Ингарингда и Гулэ – отсутствие в них признаков значительных перемещений металла. Кристаллические индивиды и поликристаллические агрегаты минералов осмия, а также полиминеральные агрегаты МПГ слабо окатаны, либо совершенно не окатаны, часто находятся в срастании с оливином и хромшпинелидом.

Характерный полный разрез рыхлых отложений долин основных водотоков Гулинского района
(по данным Полярной ГСП ПГО «Красноярскгеология»).

Интервалы глубин, м	Литологическая характеристика пород	Мощность, м
1. Верхние течения рек		
0.0-0.2	Почвенно-растительный слой	0.2
0.2-0.3	Озерно-биогенно-илистые суглинки со щебнем, дресвой и маломощными прослоями торфа	0.1
0.3-0.7	Делювиально-пролювиальные суглинки, супеси, глины со щебнем, дресвой и мелкими глыбами. Льдистость - 10-20%	0.4
0.7-0.95	Песок мелкозернистый глинистый с галькой, гравием, мелкими валунами до 20-30%. Льдистость до 10-15%	0.25
0.95-3.10	Галечник, галечник валунный, галечно-гравийные отложения с линзами средне-крупнозернистого песка. Содержание валунов колеблется от первых процентов до 20-30%, размер – 0.1-0.6 м. Глинистый материал – до 15%. Льдистость - до 10%, на отдельных участках до 15-20%, талики отсутствуют	2.15
3.1	Коренные породы	
2. Средние течения рек		
0.0-0.1	Почвенно-растительный слой	0.1
0.1-0.4	Делювиально-пролювиальные суглинки со щебнем и дресвой	0.3
0.4-0.5	Озерно-биогенно-илистые суглинки, торф с линзами льда	0.1
0.5-1.2	Современные аллювиальные пески, глинистые пески, гравийные пески. Льдистость до 15%	0.7
1.2-7.6	Современные аллювиальные галечные, валунно-галечные, галечно-гравийные отложения. Глинистый материал – 5-15%. Льдистость – до 10-15%	6.4
7.6-15.5	Верхнечетвертичные, аллювиальные галечные, галечно-валунные отложения с прослоями средне-крупнозернистого песка до 2,0 м. Валунны мелкие до 0.3 м, содержание от 5 до 25%. Льдистость – до 10%	7.9
15.5-	Коренные породы	
3. Нижние течения рек		
0.0-0.15	Почвенно-растительный слой	0.15
0.15-4.2	Современные аллювиальные галечники, гравийные галечники, пески, гравийные пески с мелкими валунами до 5-10% отложения. Глинистый материал – 5-15%. Льдистость – до 10-15%	4.05
4.2-9.3	Верхнечетвертичные аллювиальные отложения каргинского горизонта: галечники, валунные галечники, гравийные пески	5.1
9.3-21.5	Верхнечетвертичные ледниковые, озерно-ледниковые, водно-ледниковые отложения муруктинского горизонта: супеси с гравием и галькой, глины, алевролиты	12.2
21.5-42.2	Верхнечетвертичные морские, аллювиально-морские отложения казанцевского горизонта: пески, гравийные пески, гравийные галечники, глины, алевролиты	20.7
42.2-46.7	Среднечетвертичные ледниковые, озерно-ледниковые отложения бахтинского надгоризонта: глины, суглинки, супеси с гравием, галькой, щебнем, валунами; галечники, гравийные галечники, пески	4.5
46.7-55.7	Верхнеюрские слаболитифицированные пески, песчаники, алевролиты, алевролиты, глины	9.0
55.7-	Коренные породы	

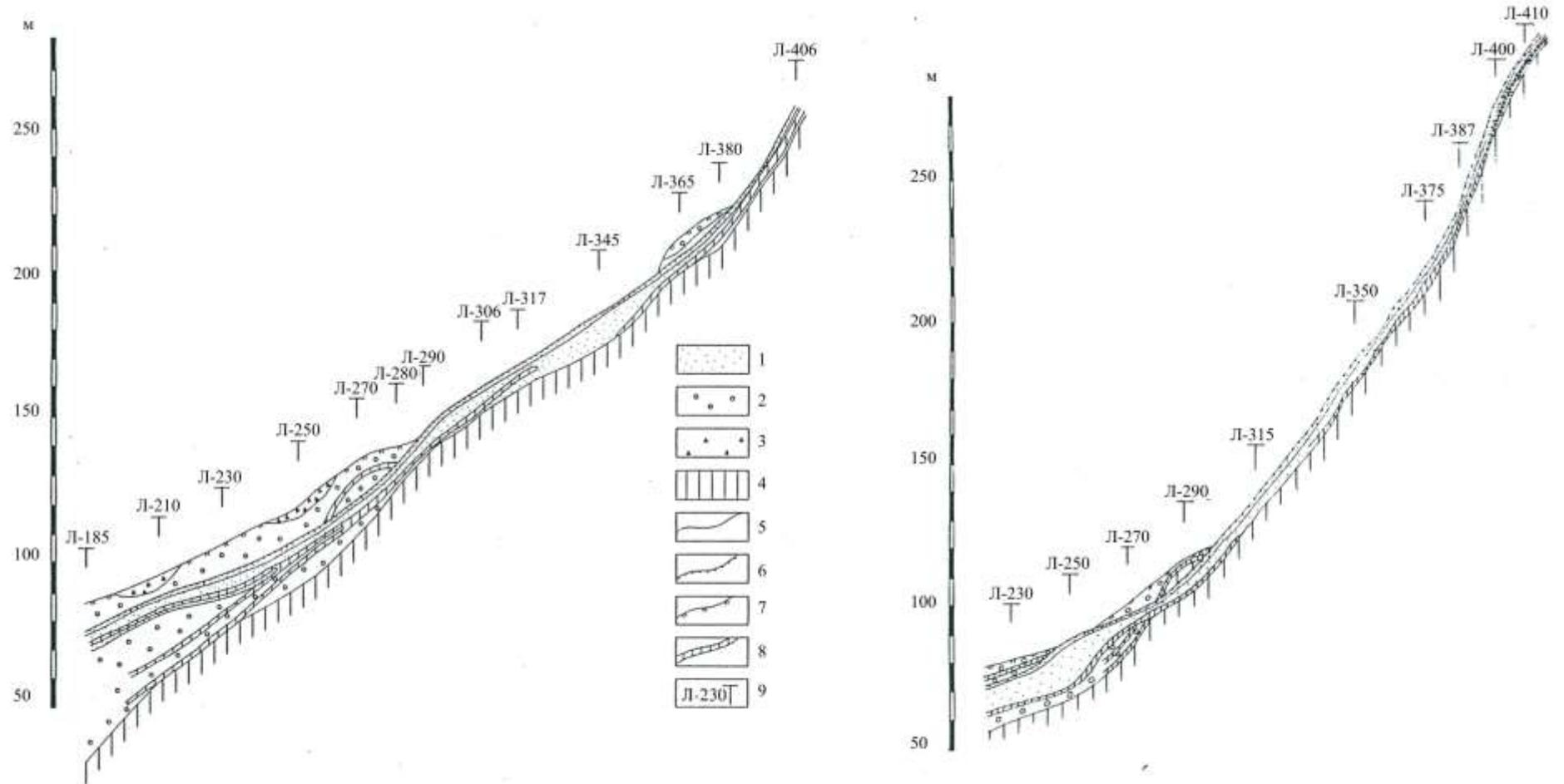


Рис. 2-8. Продольные разрезы по долинам рек Ингарингда (а) и Гулэ (б) [Малич и др., 1998б].

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – верхнечетвертичные аллювиальные, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения; 3 – верхнечетвертичные современные делювиально-пролювиальные отложения; 4 – дочетвертичные породы плотика; 5 – линия продольного профиля русла; 6 – бровка высокой пойменной террасы; 7 – бровка первой надпойменной террасы; 8 – продуктивный пласт; 9 – поисковая линия.

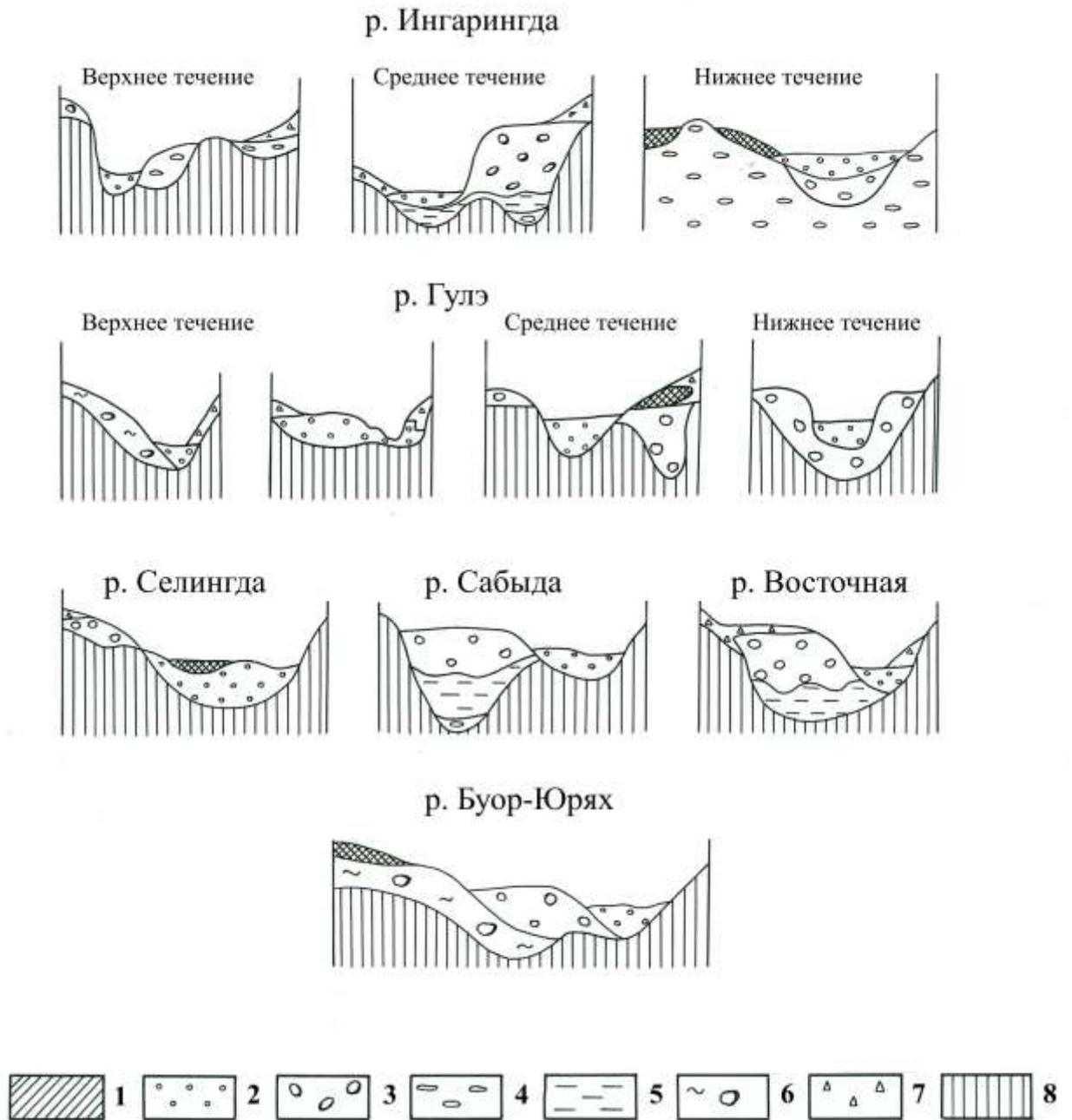


Рис. 2-9. Схема взаимоотношения четвертичных отложений в пределах Гулинского и Бор-Уряхского массивов (по данным Полярной ГСП ПГО «Красноярскгеология»).

1 – современные озерно-болотные отложения; 2 – современные аллювиальные отложения; 3 – верхнечетвертичные аллювиальные отложения; 4 – верхнечетвертичные флювиогляциальные отложения; 5 – верхнечетвертичные озерно-ледниковые отложения; 6 – верхнечетвертичные гляциальные отложения; 7 – верхнечетвертичные и современные делювиально-пролювиальные отложения; 8 – коренные породы.

Золото-платиноидные россыпи, развитые в пределах современной гидросети в районе коренных выходов Гулинского клинопироксенит-дунитового массива, имеют аллювиальное, а возможно частично и флювиогляциальное происхождение. Эрозия массива ультрамафитов, очевидно, началась в меловой период, так как зерна хромшпинелидов, характерные для

дунитов, обнаружены в терригенных отложениях раннего мела. Таким образом, россыпи образовались при дезинтеграции ультрамафитов (дунитов и хромититов) с последующим высвобождением минералов благородных элементов и их механическим переносом водными потоками рек.

Основной россыпеобразующей структурой в районе Бор-Уряхского массива является долина р. Буор-Юрях (рис. 2-3). Река Буор-Юрях является единственным водотоком, дренирующим массив. Ее два истока берут начало на юге воронки, образуя своими долинами кольцо диаметром около 3.5 км. После слияния истоков река течет в северо-восточном направлении, прорезая на незначительную глубину ультрамафиты массива и вмещающие его осадочные породы. Долины реки и ее истоков характеризуются незначительной шириной, неглубоким врезом. Рыхлые отложения, заполняющие долины, представлены современными аллювиальными валунно-галечными отложениями русла и поймы, делювиально-пролювиальными образованиями склонов и верхнечетвертичными водно-ледниковыми и ледниковыми валунными(?) глинами, суглинками и супесями с обломками пород (рис. 2-9). Мощность отложений варьирует от 1.5 до 6 м.

Современные аллювиальные отложения разнообразны по петрографическому составу и представлены валунами, гравием и галькой дунитов, пироксен-флогопитовых пород, карбонатитов, кварцитов и доломитов. Минеральный состав тяжелой фракции шлиха характеризуется высоким содержанием магнетита и низким – хромшпинелидов.

2.4.2. Прогнозные ресурсы благородных металлов

Для участков рек Ингарингда и Гулэ, имеющих достаточное количество поисковых линий, прогнозные ресурсы оценены по категории P_1 (табл. 2-3). Для других участков подсчет прогнозных ресурсов проведен по категориям P_2 и P_3 (табл. 2-3). При оценке ресурсов категории P_1 оконтуривание продуктивного пласта проводилось по бортовому содержанию равному 100 мг/м^3 . В зависимости от геоморфологических условий и различного гипсометрического уровня выделено три пласта: "русловой", "верхний" и "нижний", по которым блокировка и подсчет ресурсов производились отдельно.

К высокоперспективным площадям в пределах Гулинского массива отнесены долины рек Ингарингда и Гулэ. В частности, россыпь, расположенная в верхнем-среднем течении р. Ингарингда (рис. 2-8, 2-9, 2-10), характеризуется запасами полезного компонента в первые единицы тонн и имеет следующие параметры: протяженность – 26.4 км, средняя ширина пласта – 175 м, средняя мощность пласта – 1.2 м, средняя мощность торфов – 7.4 м, среднее содержание ЭПГ – 383 мг/м^3 .

Прогнозные ресурсы платиноидов и золота в районе Гулинского массива [Малич и др., 1998б].

Участки, полезный компонент	Прогнозные ресурсы по категориям, кг			Всего, кг
	P ₁	P ₂	P ₃	
ЭПГ				
р. Ингарингда	2214		1987	4792
р. Селингдэ		54	9500	9554
р. Сабыда		55		55
р. Восточная		36		36
Всего	2214	145	11487	13756
Золото				
р. Гулэ	1848		1207	3055
р. Сабыда		293	2882	3175
р. Маймеча		106	108	214
Всего	1848	399	4197	6444

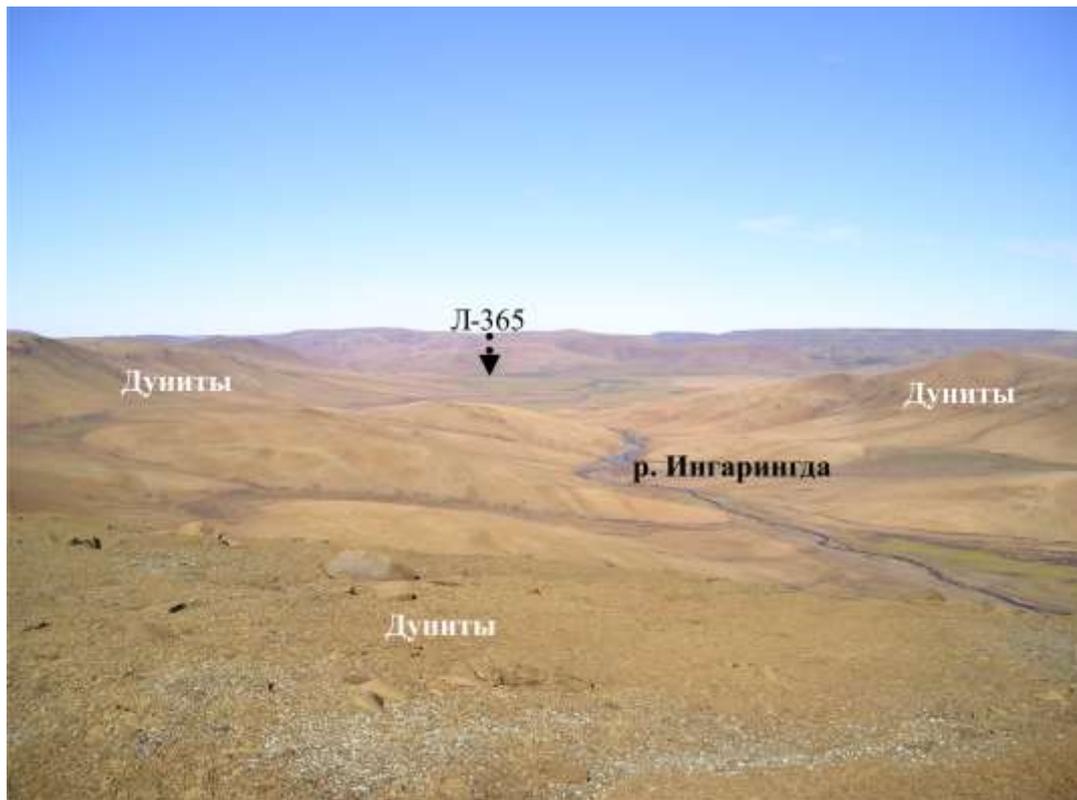


Рис. 2-10. Панорамный вид на верхнюю часть долины р. Ингарингда (поисковые линии Л-406 – Л-354), расположенной среди дунитов (бежевого цвета) в юго-восточной части Гулинского массива (фото автора). Место отбора МПГ из шурфовых выработок поисковой линии (Л-365) в долине р. Ингарингда показано чёрной стрелкой.

Говоря о перспективах россыпной металлоносности района, связанной с современными аллювиальными отложениями, нельзя исключать возможности выявления здесь и других

генетических типов россыпей – прибрежно-морских, погребенных, а также кор выветривания. Наряду с выявленными золото-платиноидными россыпями имеются перспективы обнаружения благороднометального оруденения в коренном залегании [Малич и др., 1995]. Общие ресурсы благородных металлов (платиноидов и золота) в районе Гулинского массива оцениваются десятками тонн.

На Бор-Уряхском массиве в рамках поисково-оценочных работ на платиноиды Полярной ГСП ПГО "Красноярскгеология" в 1986 г. проведены геолого-геоморфологические маршруты, шлиховое опробование и бурение поисковых линий. В частности, по данным шлихового опробования установлен шлиховой ореол МПГ в нижнем течении р. Буор-Юрях на границе выхода ее за пределы массива с содержанием ЭПГ в пробах до 100 мг/м³. По данным опробования на трех поисковых линиях (Л-130, Л-120, Л-98) из шести установлена платиноносность рыхлых отложений с содержанием полезного компонента от 11 до 265 мг/м³. Высока вероятность открытия сходных благороднометальных россыпепроявлений также в Кугдинском и Одихинчинском рудных районах.

2.4.3. Понятие крупности месторождения

Понятие крупности месторождения динамично во времени так как оно определяется и природными характеристиками объекта, и потребностями народного хозяйства [Россыпные месторождения..., 1997]. В данной связи, важнейшим показателем качества минерально-сырьевой базы платиновых металлов является степень концентрации запасов полезного компонента в месторождениях различной крупности. Например, согласно предложенной В.П. Орловым [1991] классификации, крупные месторождения по своим запасам должны соответствовать приблизительно половине годовой добычи данных элементов в России или от 10 до 15% от их мировой добычи. К уникальным месторождениям предлагается относить лишь объекты, запасы которых сопоставимы с годовой добычей в мире или России на момент открытия месторождения. Если использовать предложенную классификацию, то помимо месторождений норильско-галнахского типа и россыпного месторождения платины Кондерского клинопироксенит-дунитового массива Алданской провинции [Россыпные месторождения..., 1997; Малич, 1999] в ранг уникальных попадают россыпные месторождения тугоплавких платиноидов в Маймеча-Котуйском регионе. Новые данные по металлогении Гулинского массива позволили обосновать выявление новой платинометальной провинции России в Маймеча-Котуйский регионе [Малич и др., 1996].

Глава 3. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ПЛАТИНОИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ИЗ РОССЫПЕЙ И КОРЕННЫХ ПОРОД МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ ПРОВИНЦИИ

3.1. Вещественный состав минералов платиновой группы (МПГ) иридиево-осмиевых россыпей

Находки минералов платиноидов в районе Гулинского и Бор-Уряхского массивов были сделаны в конце восьмидесятых годов Л.А. Лопатиной, Г.Г. Лопатиным и Н.Г. Науменко. В ряде работ [Лихачев и др., 1987; Балмасова и др., 1992б; Малич, Рудашевский, 1992; Сазонов и др., 1994; 2001; Малич и др., 1995; 1998а; 1998б; Малич, 1996а; 1996б; 1999; 2004; Малич, Лопатин, 1997б; Малич, Баданина, 1998; Malitch et al., 2002; Malitch, Thalhammer, 2002; Малич, Когарко, 2011; Малич и др., 2011а; 2011б; 2011в; Merkle et al., 2012 и др.] приводится характеристика химического состава МПГ из ультрамафитов и россыпных образований, ассоциирующих с Гулинским и Бор-Уряхским массивами.

Морфологические особенности. Проанализированная нами выборка зерен (первые тысячи единиц) МПГ различных классов крупности с помощью бинокля и сканирующего электронного микроскопа выявила четыре их разновидности: (1) эвгедральные индивидуальные кристаллы, обладающие правильно развитыми гранями (рис. 3-1а, б; 3-2а,б); (2) агрегаты мелких эвгедральных кристаллов (рис. 3-1в, г); (3) субидиоморфные или гипидиоморфные кристаллы, характеризующиеся частичным огранением собственных внешних кристаллических граней, а частично поверхностями, форма которых, видимо, определялась более ранними кристаллами (рис. рис. 3-2в, г; 3-3а-г), иногда нарушенные части кристаллов; (4) округлые зерна без или со сглаженными кристаллографическими формами. Поверхность шлиховых зерен МПГ часто неровная, с многочисленной системой трещин, имеющих возможно деформационное происхождение. Некоторые поверхности кристаллов подвержены коррозионному воздействию. Во фракциях крупностью до 500 микрон доминируют первая, третья и четвертая разновидности зерен, тогда как в более крупных фракциях преобладают агрегаты мелких идиоморфных кристаллов (рис. 3-3а-г). Часты срастания с породообразующими минералами – хромшпинелидом и оливином (рис. 3-3в-е). Обнаружены негативные поверхности от оксидных и силикатных включений, частично заключенных в эвгедральных кристаллах (рис. 3-1а).

Химический состав минералов. Подавляющее большинство минералов платиноидов образованы Os-(Ir-Ru) твердыми растворами, которые по классификации Д. Харриса и Л. Кабри [Harris, Cabri, 1991] относятся к минералам осмия (осмию и Ir-содержащему осмию). Ранее эти МПГ по классификации Д. Харриса и Л. Кабри [Harris, Cabri, 1973] назывались самородным

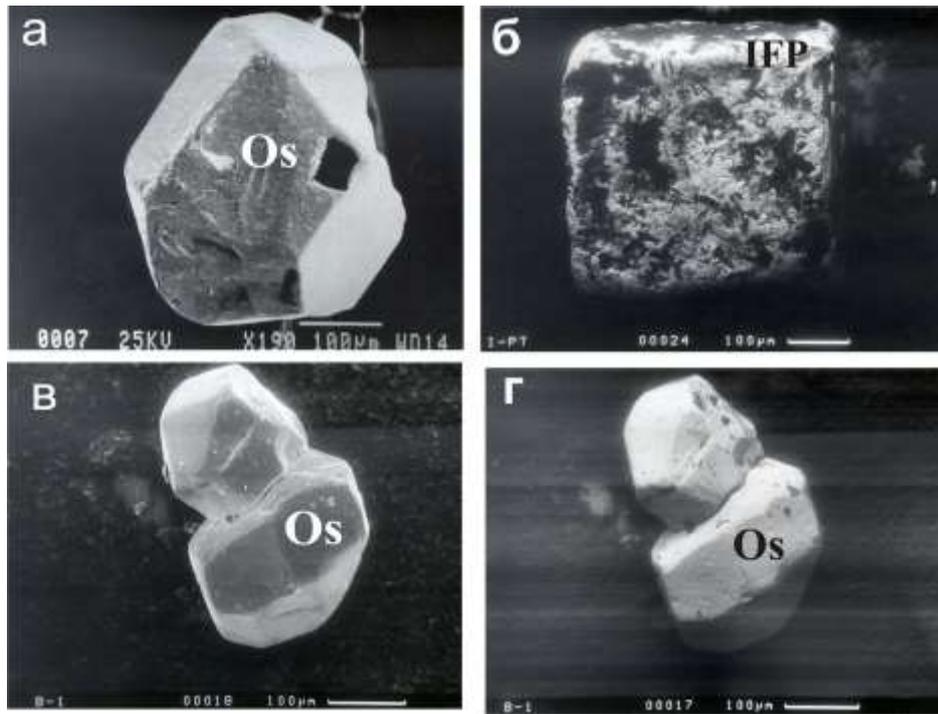


Рис. 3-1. Типовые особенности морфологии кристаллических индивидов осмия (а), железистой платины (б) и агрегата минералов осмия (в, г) из россыпи р. Ингарингда по [Malitch et al., 2002]. Os – осмий, IFP – железистая платина; изображения во вторичных электронах (а, в) и обратно-рассеянных электронах (б, г) с вещественным контрастом.

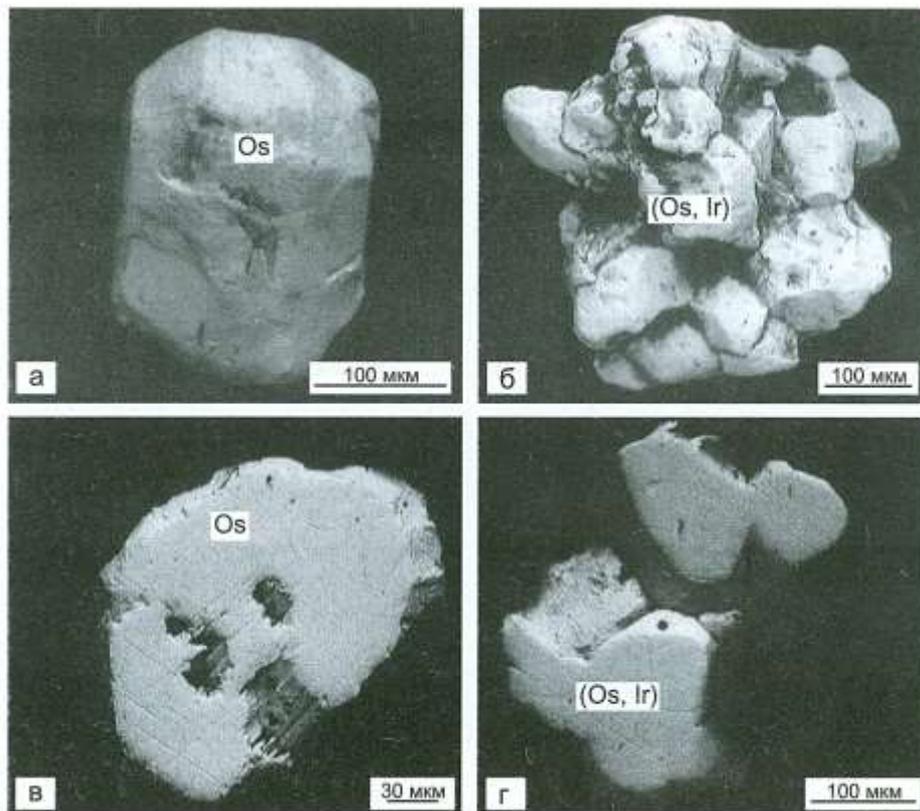


Рис. 3-2. Особенности морфологии (а, б) и внутреннего строения (в, г) кристаллического индивида осмия (Os) и минерального агрегата Ir-содержащего осмия (Os, Ir) Бор-Уряхского массива. Обр. BU-9 (а, в) и BU-4 (б, г). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

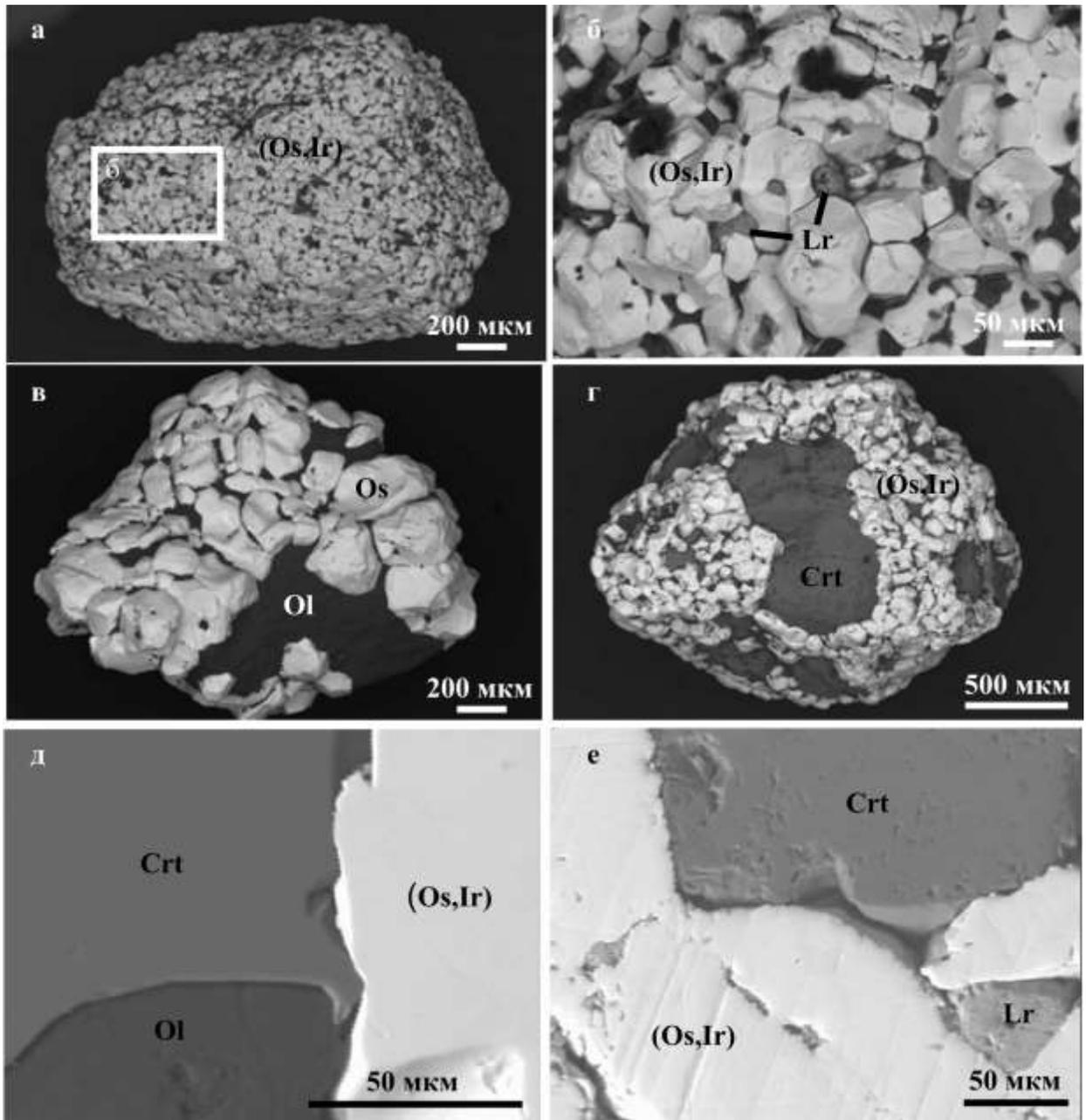


Рис. 3-3. Типовые особенности морфологии и внутреннего строения кристаллических агрегатов Ir-содержащего осмия и лаурита (а – общий вид, б – фрагмент, обр. 5-1), осмия и оливина (в, обр. 59-4), Ir-содержащего осмия и хромшпинелида (г, обр. 70-1), Ir-содержащего осмия, хромшпинелида и оливина (д, обр. 70-29), Ir-содержащего осмия, лаурита и хромшпинелида (е, обр. G3) Гулинского массива. (Os,Ir) – Ir-содержащий осмий, Os – осмий, LR – лаурит, Ol – оливин, CRT – феррихромит; изображения в обратно-рассеянных электронах.

осмием и иридосмином, соответственно. Лишь в единичных зернах МПГ установлена зональность. Сумма Os+Ir+Ru в Os-(Ir-Ru) твердом растворе составляет, как правило, 99 мас.% (табл. 3-1). Другим ЭПГ, систематически определяемым в некоторых зернах, является Pt (до 2.54 мас.%, в среднем составляя 2.21 мас.% при среднеквадратичном отклонении (CO) равном 0.13). Такие элементы как Pd (до 1.04 мас.%), Rh (до 0.63 мас.%) и Fe (до 0.24 мас.%)

Представительные химические составы минералов осмия из россыпи р. Ингарингда по [Малич и др., 1995; Malitch et al., 2002].

№ образца	a29	b7	b4	a4	a6	a24	b5	a25
Мас.%								
Os	98.45	93.24	87.75	82.28	78.88	68.22	60.31	53.71
Ru	0.22	1.64	2.39	2.90	2.18	3.43	3.64	5.11
Ir	0.58	4.55	8.99	13.52	18.08	27.25	34.80	40.02
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.28	0.14	0.36
Pt	0.00	0.39	0.60	0.46	0.69	0.30	0.54	0.54
Pd	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.25	99.82	100.15	99.16	100.02	99.48	99.43	99.98
Ат.%								
Os	99.00	92.12	85.63	81.01	77.42	66.58	58.91	51.19
Ru	0.42	3.05	4.39	5.38	4.02	6.30	6.69	9.16
Ir	0.58	4.45	8.68	13.17	17.56	26.32	33.64	37.74
Rh	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.51	0.25	0.63
Pt	0.00	0.38	0.57	0.44	0.66	0.29	0.51	0.50
Pd	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.78
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
As	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе CAMECA SX-50 (аналитик Т. Оже). Условия съемки: ускоряющее напряжение 25 кВ; ток проводимости 20нА; эталоны – AsGa (для As), пирит (для Fe и S) и чистые металлы для других элементов.

спорадически были выявлены в различных зернах, не являясь постоянной примесью в пределах всего зерна. Колебания содержаний Os для контрольной выборки проанализированных Os-Ir сплавов размером 0.25-0.5 мм (зерна a1 – a33) и 0.5-1.0 мм (зерна b1-b10) приведены на рис. 3-4. Данная диаграмма иллюстрирует постоянство концентраций Os в пределах индивидуальных зерен, в то время как между разными зернами существуют значительные вариации составов. В частности, содержания Os варьируют между 54.33 (CO 0.74) мас.% (зерно A25) и 98.80 (CO 1.03) мас.% (зерно A29). Концентрации Ir и Ru колеблются в пределах 0.72–40.80 мас.% и 0.10–6.71 мас.% соответственно. Вариации состава не связаны с морфологией и размером кристаллических индивидов и агрегатов минералов осмия. Для данных минералов осмия приведены средние содержания Os и Ir, которые связаны обратно пропорциональной

зависимостью (рис. 3-5а). На этом рисунке наглядно видна линия замещения, характеризующаяся сопряженным возрастанием содержаний Os и уменьшением концентраций Ir.

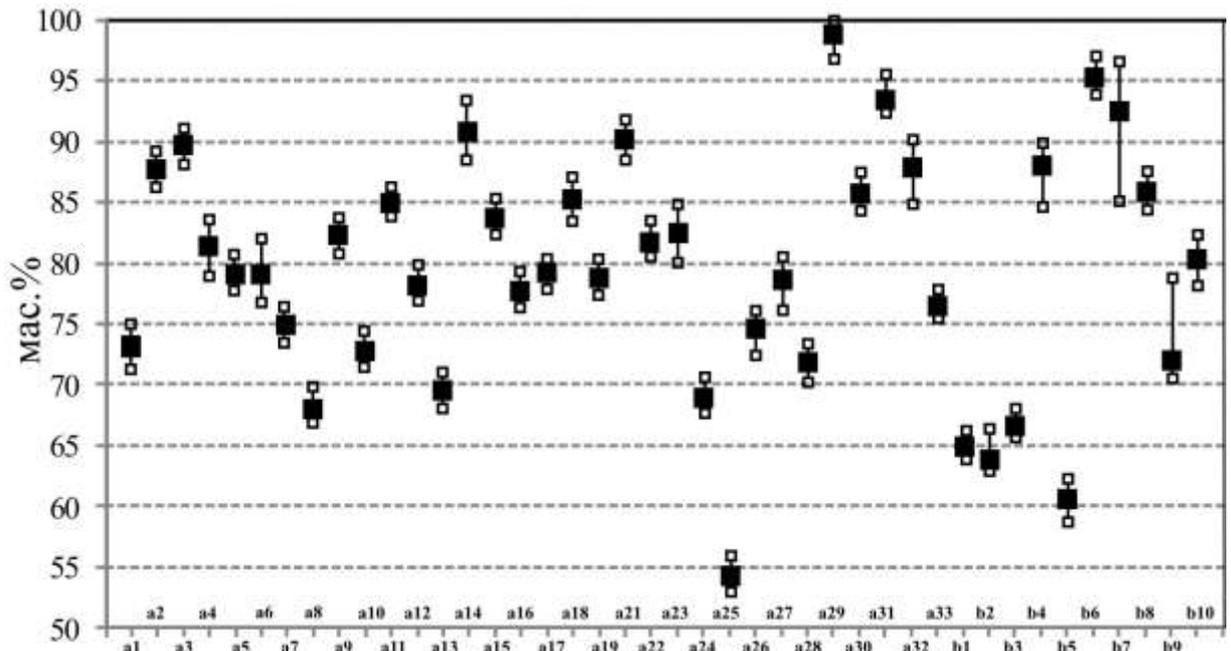


Рис. 3-4. Содержание осмия (мас.%) в представительной выборке Os-Ir сплавов из россыпи р. Ингарингда. Залитый квадрат – среднее, полые квадраты – минимальное и максимальное значения [Малич, 1999].

Средние составы минералов осмия, нанесенные на тройную диаграмму Os-Ir-Ru (рис. 3-5б) образуют два тренда: 1) содержание Ru возрастает с понижением концентрации Os в интервале от 100 до 80 ат.%; 2) содержание Ru не меняется наряду с замещением осмия иридием в интервале менее 80 ат.%. Пример выявленной зональности, вероятно диффузионной природы, приведен на рис. 3-6. Для знака b7 в периферических частях установлено уменьшение содержания осмия за счёт увеличения концентраций иридия и рутения, имеющих высокие парные корреляции. Данные корреляционные отношения характерны лишь для минералов с высоким содержанием осмия (тренд 1 на рис. 3-5б). Таким образом, подавляющее большинство зерен-знаков являются Os-(Ir-Ru) твердыми растворами, весьма выдержанными (гомогенными) по составу в пределах кристаллического индивида либо агрегата кристаллов, но демонстрирующих широкие вариации концентраций Os и Ir от знака к знаку.

В полифазных минеральных агрегатах также установлен Os-содержащий иридий, как правило, сосуществующий с Ir-содержащим осмием [Malitch et al., 2002]. На рис. 3-5 показаны две группы сосуществующих составов минералов осмия и иридия, примыкающих к полю несмешиваемости между гексагональными твердыми растворами на основе осмия и рутения и кубическими твердыми растворами на основе иридия. Отличительной особенностью минералов осмия из аллювия р. Буор-Юрх является их более иридиевый состав (табл. 3-2, рис. 3-7, 3-8).

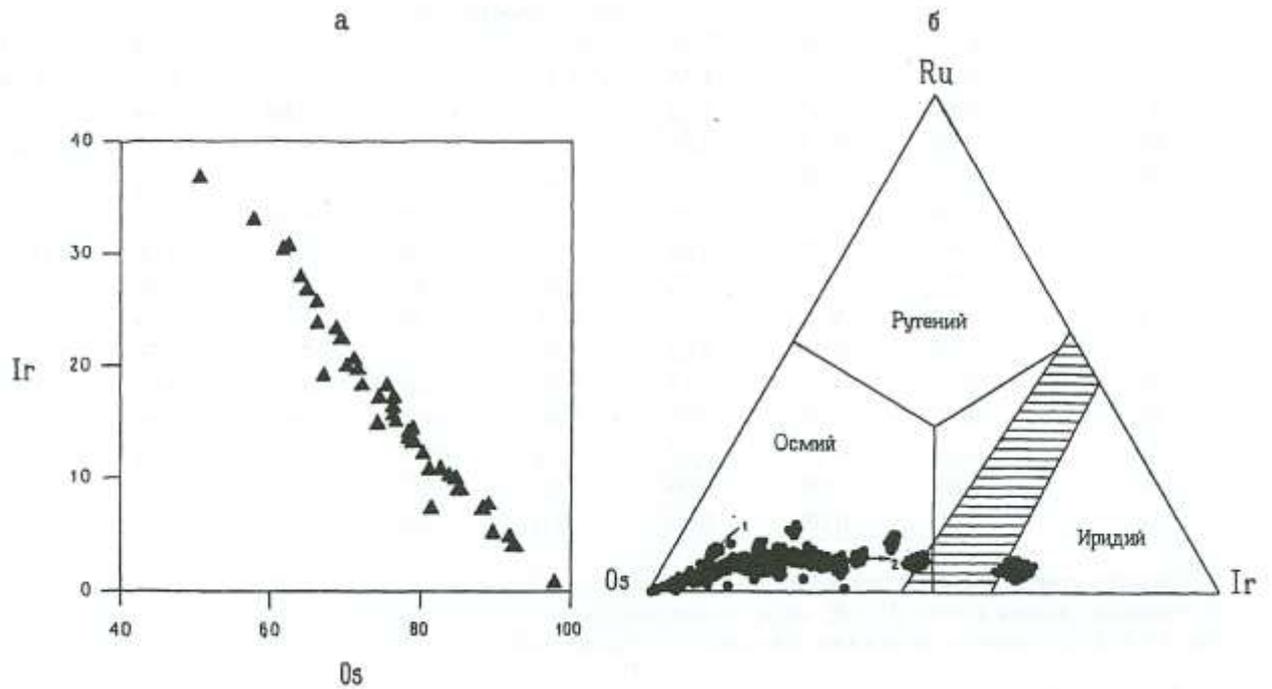


Рис. 3-5. Химические составы минералов осмия (а, б) и иридия (б) Гулинского массива в координатах Ir–Os (а), ат.% и Ru–Os–Ir (б), ат.% по [Малич, 1999; Malitch et al., 2002]. На рис. 3-5б заштрихованное поле соответствует области несмесимости по [Harris, Cabri, 1991].

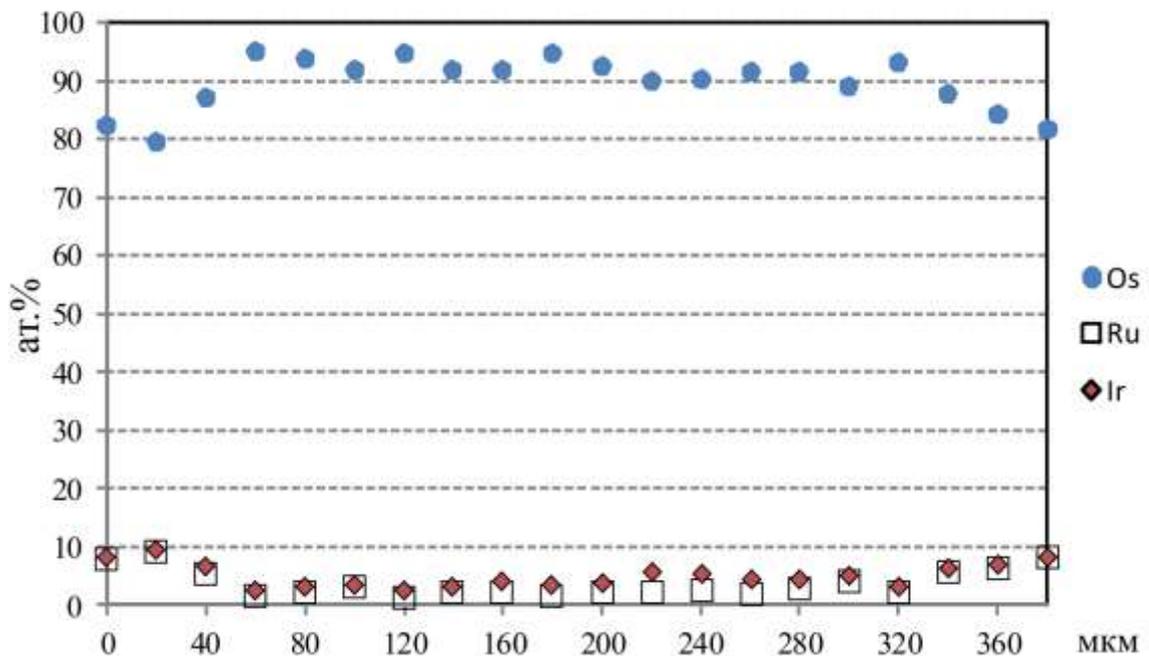


Рис. 3-6. Распределение концентраций Os, Ir и Ru в осмиевом самородке b7 по профилю «край – центр – край».

По классификации Д. Харриса и Л. Кабри [Harris, Cabri, 1991] подавляющее большинство данных минералов относится к Ir-содержащему осмию.

Среди МПГ из россыпей Гулинского массива в резко подчиненном количестве обнаружены индивидуальные зерна железо-платиновых твердых растворов (рис. 3-1б), для которых типичны включения Ru-Os-Ir сплавов (рис. 3-9а) и лаурита (рис. 3-9б). Также

встречены минеральные ассоциации иридия и лаурита, Ir-содержащего осмия и лаурита (рис. 3-3а,б,е), осмия и эрликманита.

Таблица 3-2.

Представительные химические составы МПГ Бор-Уряхского массива по [Малич, Когарко, 2011].

Анализ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Образец	BU-1	BU-1	BU-2	BU-3	BU-4	BU-4	BU-5	BU-8	BU-9	BU-13
Рисунок	3-7Г	3-7Г	3-7В		3-7а	3-7б				
Минерал	(Os,Ir)	Pt ₂ Fe	Pt ₂ Fe	Pt ₂ Fe	(Os,Ir)	Ir ₃ Fe	(Os,Ir)	(Os,Ir)	Os	(Os,Ir)
	Мас.%									
Fe	0.00	11.78	10.58	10.95	0.28	8.50	0.00	0.29	0.00	0.23
Ni	0.00	0.28	0.62	0.43	0.00	1.11	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.46	0.46	1.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	5.13	0.21	0.00	0.00	2.53	0.00	2.54	2.27	0.38	2.69
Rh	2.94	5.59	1.45	0.85	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pd	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Os	61.15	0.00	0.14	0.13	62.88	0.00	64.54	68.26	88.66	62.40
Ir	30.53	6.86	1.24	0.00	33.81	88.88	32.48	29.46	10.98	34.22
Pt	0.00	74.78	85.75	86.25	0.00	1.99	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.75	99.96	100.47	99.76	99.85	99.48	99.56	100.28	100.02	99.54
	Ат.%									
Fe	0.00	30.20	28.27	29.15	0.92	24.29	4.71	0.96	0.00	0.77
Ni	0.00	0.68	1.58	1.09	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	1.04	1.07	2.69	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	9.07	0.30	0.00	0.00	4.64	0.00	0.00	4.16	0.71	4.96
Rh	5.11	7.78	2.10	1.23	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pd	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Os	57.44	0.00	0.11	0.10	61.23	0.00	63.61	66.49	88.45	61.11
Ir	28.38	5.11	0.96	0.00	32.58	73.78	31.68	28.39	10.84	33.16
Pt	0.00	54.89	65.59	65.74	0.00	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма ЭПГ	100.00	68.08	69.08	67.07	99.08	75.41	100.00	99.04	100.00	99.23
Fe+Cu+Ni	0.00	31.92	30.92	32.93	0.92	24.59	0.00	0.96	0.00	0.77

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе ARL-SEMQ, Горный университет Леобена (аналитик К.Н. Малич). Здесь и далее условия съемки: ускоряющее напряжение 25 кВ; ток проводимости 20нА; эталоны – AsGa (для As), пирит (для Fe и S) и чистые металлы для других элементов. (Os,Ir) – Ir-содержащий осмий, Os – осмий, Ir₃Fe - ченгдеит, Pt₂Fe - железистая платина.

Ru-Os сульфиды, представленные минералами ряда лаурит (RuS₂) – эрликманит (OsS₂), характеризуются значительными вариациями состава (табл. 3-3 и рис. 3-8). Рутениевый номер – $Ru\# = [100 \cdot Ru_{ат.\%} / (Ru+Os)_{ат.\%}]$ – Ru-Os сульфидов варьирует от 99 до 2. Этот тренд составов соответствует таковому для минералов серии лаурит–эрликманит из подформных хромититов

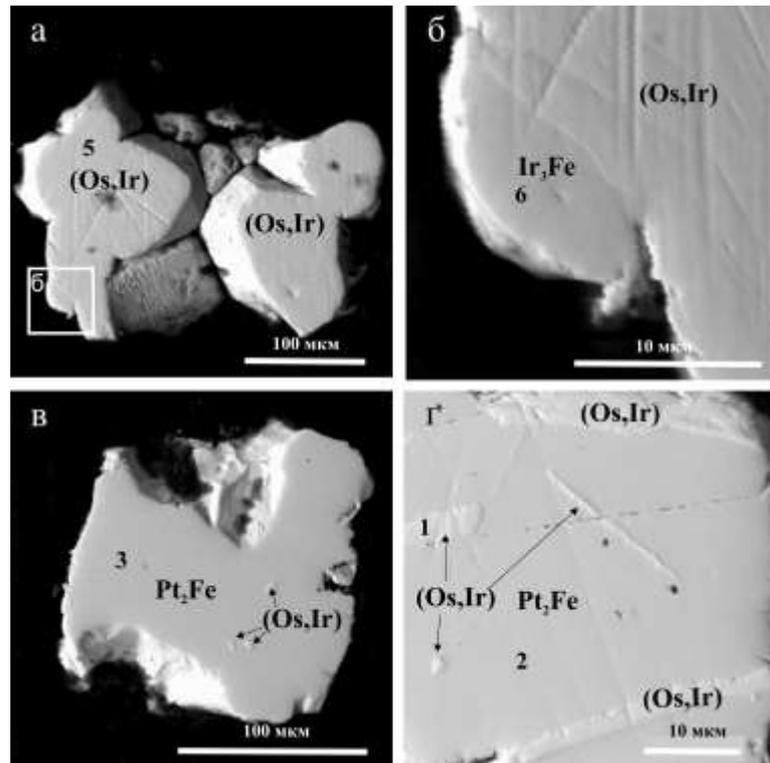


Рис. 3-7. Особенности внутреннего строения МПГ Бор-Уряхского массива [Малич, Когарко, 2011]. Общий вид (а) и фрагмент (б) обр. BU-4, представленного ассоциацией Ir-содержащего осмия (Os,Ir) и ченгдеита (Ir_3Fe). Общий вид обр. BU-2 (в) и фрагмент обр. BU-1(г) минеральной ассоциации железистой платины (Pt_2Fe) и Ir-содержащего осмия (Os,Ir). Все изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом. Цифры 1-3, 5 и 6 обозначают места проведения рентгеноспектральных микроанализов, которые соответствуют таковым в табл. 3-2.

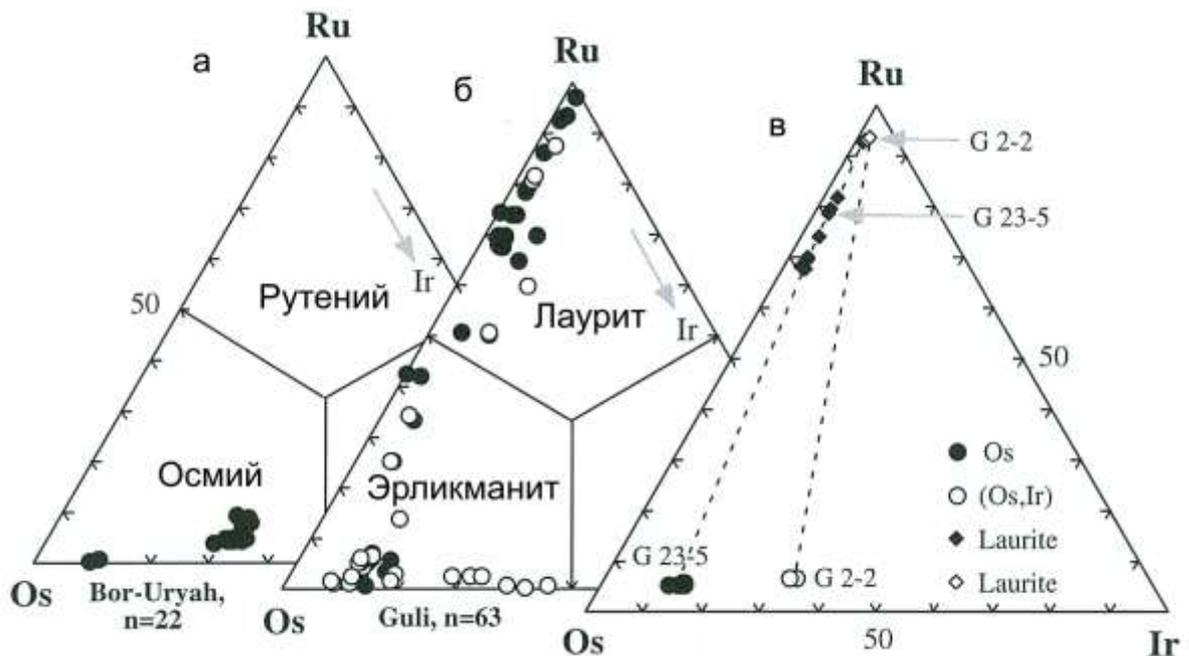


Рис. 3-8. Химические составы минералов осмия Бор-Уряхского массива (а), Ru-Os сульфидов Гулинского массива (б) сосуществующих Os-Ir сплавов и Ru-Os сульфидов (в) Гулинского массива в координатах Ru-Os-Ir, ат.% [Malitch et al., 2002]; (б) полые круги – включения в МПГ, залитые круги – растрания с МПГ.

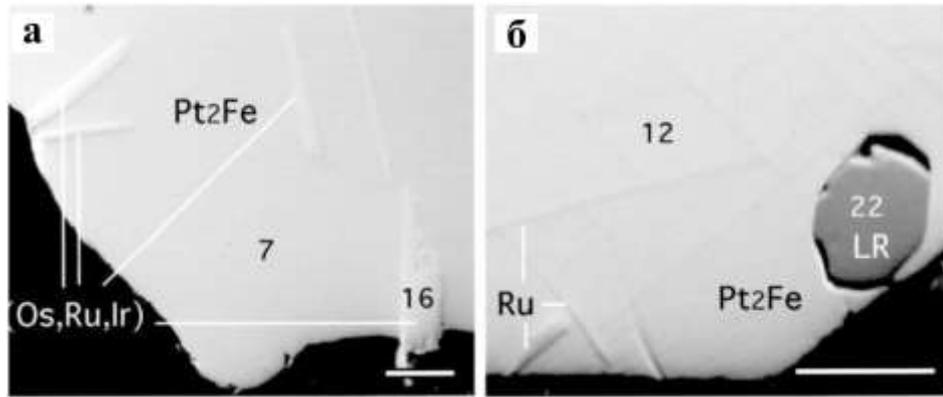


Рис. 3-9. Особенности внутреннего строения МПГ Гулинского массива; изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом (а – обр. G2, б – обр. G12) [Malitch, Thalhammer, 2002]. Цифры 7, 12, 16 и 22 обозначают места проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым в таблицах 2-4 в работе [Malitch, Thalhammer, 2002]. Pt₂Fe – железистая платина; (Os,Ru,Ir) – осмий; LR – лаурит; масштабная линейка соответствует 30 микронам.

[Melcher et al., 1997; Garuti et al., 1999; Malitch et al., 2003 и др.]. При этом в составе лаурита (рис. 3-8б) отмечается известный тип замещения рутения осмием. В отличие от лаурита, эрликманит представлен двумя сериями твердых растворов, которые характеризуются различными типами изоморфизма. Подчиненная выборка составов эрликманита характеризуется обычным типом замещения Ru–Os в непрерывном ряде твердых растворов между эрликманитом и лауритом (рис. 3-8б). Доминирующая выборка составов обладает необычным типом замещения Os–Ir (рис. 3-8в) (Os от 67.61 до 37.95 мас.%, Ir от 31.94 до 5.50 мас.% и Ru от 9.78 до 0.35 мас.%), определяя изоморфизм между эрликманитом и неназванным МПГ IrS₂. Данный тип изоморфизма типичен для Os-Ir сплавов Гулинского массива. Незначительные концентрации других элементов в эрликманите включают Pt, Fe, Ni и As (до 0.33, 1.81, 0.31 и 0.91 мас.%, соответственно, табл. 3-3).

Цвет и отражательная способность минералов осмия. Измерение отражательной способности минералов осмия проведено в видимой области спектра ($\lambda=440-720$ нм) на приборе МСФ-10. Эталон – кремний металлический, диаметр фотометрируемого участка 15-20 мкм, воспроизводимость измерений – не ниже 1 отн.%. Изучались индивиды минералов не менее 100 мкм. Изученные нами минералы осмия характеризуются достаточно стабильным типом кривой дисперсии отражательной способности [Малич, 1996б и др.]. Отражательная способность ($\lambda=585$ нм) варьирует от 52 до 58%, составляя в среднем 54%, что несколько ниже известных из литературы значений отражательной способности минералов осмия [Шумская, 1985]. Характер кривой дисперсии отражательной способности в совокупности с белым цветом и часто наблюдаемым слабым голубым оттенком могут служить надежными диагностическими признаками минералов осмия.

Представительные химические составы Ru-Os сульфидов Гулинского массива.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Образец	G2-2	GB 2-11	GB2-11	GBB 5	GBB 5	B2-29	G23-5	G23-5	G23-5	b7	b7	b1	b1	H1	b9
Минерал	Лаурит	Лаурит	ERL I	Лаурит	ERL II	Лаурит	Лаурит	Лаурит	Лаурит	Лаурит	ERL I	Лаурит	ERL I	ERL II	ERL II
Мас. %															
S	37.19	35.10	26.47	33.35	28.40	32.86	37.28	34.87	33.26	36.45	26.53	32.35	24.89	29.16	26.76
As	0.00	0.00	0.91	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.45	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	1.81	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.00	0.36	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	52.11	44.52	1.66	38.19	11.09	36.53	54.24	42.43	35.92	52.24	0.85	34.44	0.35	17.52	5.48
Rh	1.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.14	0.00
Os	5.43	15.96	59.45	23.98	56.18	20.84	6.04	19.09	27.00	10.12	65.44	26.37	42.37	47.56	60.09
Ir	1.83	2.53	8.29	2.46	5.02	8.89	1.52	2.43	3.28	1.35	5.74	6.80	30.19	3.97	8.66
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.16	0.25	0.31	0.14	0.20	0.00	0.33
Сумма	97.85	98.11	98.90	97.98	100.69	99.12	99.25	98.82	99.62	100.41	100.07	100.10	98.81	99.35	101.32
Ат. %															
S	67.20	67.07	66.18	66.81	67.26	66.46	66.83	67.12	66.82	66.29	67.18	66.19	66.17	66.65	66.69
As	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.00	0.51	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	2.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.38	0.00	0.55	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ru	29.87	26.98	1.32	24.27	8.33	23.44	30.84	25.91	22.89	30.13	0.68	22.35	0.30	12.70	4.33
Rh	0.72	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.81	0.00
Os	1.66	5.14	25.05	8.10	22.43	7.10	1.83	6.19	9.14	3.10	27.94	9.09	18.99	18.33	25.24
Ir	0.55	0.81	3.46	0.82	1.98	3.00	0.45	0.78	1.10	0.41	2.42	2.32	13.39	1.51	3.60
Pt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.05	0.07	0.13	0.05	0.09	0.00	0.14
Ru#	95	84	5	75	27	77	94	81	71	91	2	71	2	41	15

Примечание. Анализы 1-9 выполнены на микроанализаторе ARL-SEM-Q, Горный университет Леобена (аналитик К.Н. Малич), анализы 10-15 – на микроанализаторе CAMECA SX-50 (аналитик Т. Оже). Анализы 1-9 соответствуют минералам серии лаурит-эрликманит, сосуществующих в виде сростаний с Os-Ir сплавами; анализы 10-15 соответствуют включениям Ru-Os сульфидов в Os-Ir сплавах. ERL I – эрликманит, характеризующийся необычным типом изоморфизма (замещение осмия иридием); ERL II – эрликманит с типичным замещением осмия рутением; $Ru\# = [100 * Ru_{ат.\%} / (Ru + Os)_{ат.\%}]$.

Микротвердость минералов осмия. Определение микротвердости минералов осмия произведено на приборе ПМТ-3 (нагрузка 100 г) при увеличении в 470 раз по десяти отпечаткам для каждого образца. Микротвердость минералов осмия варьирует в пределах 606 - 689 кг/мм², составляя в среднем 655 кг/мм² [Малич, 1996б], что хорошо согласуется с известными литературными данными [Минералы благородных..., 1986].

Структура минералов осмия. Методом рентгеноструктурного анализа установлено [Малич, 1996б], что исследованные нами минералы осмия характеризуются параметрами элементарной ячейки $a=2.727\pm 0.002$ Å, $c=4.342\pm 0.002$ Å (гексагональная сингония, пространственная группа R63/mmc).

Состав включений в минералах осмия. Впервые выявленные данные о включениях в минералах осмия, являющиеся предметом специального сообщения [Малич и др., 1995; Малич, Оже, 1998], могут быть использованы в целях как прикладного характера, так и генетической интерпретации. В частности, особенности состава включений наряду с их распространенностью весьма информативны при решении вопроса о коренном источнике россыпной минерализации. Изучение МПГ с помощью сканирующей электронной микроскопии и микрорентгенспектрального анализа (более 200 количественных определений) показало, что Os-(Ir-Ru) твердые растворы содержат значительное количество включений. Наряду с различными включениями МПГ, выявлен широкий спектр оксидных и силикатных включений, захваченных осмиевыми минералами. Нами выделяется пять типов включений [Малич, Оже, 1998]: 1) монофазные силикатные (форстеритовый оливин, серпентин) и оксидные (хромшпинелид, хроммагнетит) включения; 2) полифазные силикатные и оксидные включения; 3) монофазные включения сульфидов полиметаллов (пентландит, джерфишерит); 4) полифазные включения сульфидов и МПГ (Pt-Fe сплав, мончеит и теллурупалладинит, табл. 3-4); 5) монофазные включения МПГ (лаурит, эрликманит, рутениридосмин, табл. 3-4).

Изученные силикатные и оксидные включения размером от 5 до 30 мкм представлены как индивидуальными минералами, так и сложными по строению минеральными ассоциациями. Для многих включений характерна форма типа "негативных" кристаллов. Наиболее широко развиты хромшпинелид (феррихромит), форстеритовый оливин и серпентин (табл. 3-5, ан. 1-5). Менее распространены клинопироксен, гортонолитовый оливин, хроммагнетит, магнетит, амфибол, флогопит, биотит, ильменит, сфен (табл. 3-5, ан. 6-8, 12). Кроме того, значительное количество минеральных фаз отвечает составам, идентифицированным, предположительно, как силикатное стекло (рис. 3-10, 3-11), так как их химический состав не соответствует известным минералам (табл. 3-5, ан. 11, 12). Данные образования характеризуются анализами с пониженными суммами, что позволяет предполагать наличие H₂O. Выявлены два поля составов силикатных стекол (табл. 3-5): обогащенные Na (до 6.12 мас.% Na₂O) и обогащенные K (до 8.24

мас.% K₂O). Детальное изучение силикатных фаз, обогащенных щелочами (Na и K), подтверждает наличие дискретных полей их составов без промежуточных значений (рис. 3-11).

Таблица 3-4.

Химический состав (мас.%) включений МПГ в минералах осмия [Малич и др., 1995].

№№	1	2	3	4	5	6	7	8
Образец	b1	b7	b7	b9	a25	b5	b7	b7
Минерал	RuS ₂	RuS ₂	OsS ₂	OsS ₂	RiO	Pt ₃ Fe	PtTe ₂	Pd ₉ Te ₄
Os	26.37	10.12	65.44	61.73	44.24	3.02	1.23	3.00
Ru	34.44	52.24	0.85	3.45	25.08	0.18	0.00	0.00
Ir	6.80	1.35	5.74	8.34	30.88	1.48	2.08	0.35
Rh	0.84	0.87	0.20	0.24	0.00	0.49	2.84	0.00
Pt	0.20	0.25	0.31	0.05	0.34	82.21	36.13	1.43
Pd	0.00	0.00	0.21	0.21	0.12	0.00	0.00	61.93
Fe	0.12	0.00	0.95	0.00	0.00	9.08	0.20	0.00
Ni	0.03	0.07	0.17	0.02	0.06	1.36	0.49	0.08
Cu	0.00	0.00	0.04	0.07	0.32	0.75	0.11	0.13
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.00	0.00
Sb	0.00	0.00	0.00	0.02	0.09	0.01	0.35	0.00
Te	0.04	0.10	0.00	0.04	0.00	0.03	58.80	34.98
As	0.09	0.08	0.33	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00
S	32.35	36.45	26.53	26.38	0.00	0.15	0.00	0.00
Au	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	101.28	101.53	100.77	100.59	101.13	98.99	102.23	101.90

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе CAMECA SX-50 (аналитик Т. Оже). Минералы МПГ из монофазных (1-5) и полифазных (6-8) включений. RuS₂ – лаурит, OsS₂ – эрликманит, RiO – рутениридосмин, Pt₃Fe – Pt-Fe твердый раствор, PtTe₂ – мончеит, Pd₉Te₄ – теллурупалладинит.

Феррихромит (или хромшпинелид) установлен в виде монофазных включений как внутри "матрицы" осмиевых минералов, так и между эвгдральными кристаллами последних. Выявленные составы изученных включений (табл. 3-5) при сравнении с хромшпинелидами из дунитов и хромититов [Малич, 1996а; 1999] по составу близки последним, что указывает на высокие перспективы обнаружения платиноидного оруденения в данных породах.

Оливин выявлен в виде идиоморфных включений, а также в полифазных включениях. Химический состав оливина (табл. 3-5) из индивидуальных включений содержит значительно больше форстеритового компонента (Fo_{83.7-91.9}), чем оливин из полифазных включений (Fo_{65.0-68.4}).

Клинопироксен был обнаружен в полифазных включениях. Все химические составы (табл. 3-5 4.12) отвечают диопсиду, содержащему Na₂O (0.85-1.22 мас.%) и TiO₂ (0.70-1.09 мас.%). Силикатные включения, полностью не включенные в матрицу осмиевых минералов, как

Химический состав (мас.%) силикатов и оксидов из включений в минералах осмия [Малич, Оже, 1998].

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Образец	b4	b6	a6	a6	a25	b5	b4/1	b4/1	b4/1	b4/2	b4/2	b4/2
Минерал	Ol-1	Ol-1	Crt	Crt	Crt	Mgt	Ol-2	Cpx	Sil-1	Sil-2	Sil-1	Cpx
Рисунок										3-10	3-10	3-10
SiO ₂	40.70	40.45	0.00	0.00	0.00	0.00	36.57	52.19	39.88	48.22	36.14	52.34
TiO ₂	0.03	0.00	1.87	1.93	3.57	0.00	0.05	0.94	1.70	1.80	3.10	0.70
Al ₂ O ₃	0.05	0.01	12.16	12.36	6.34	0.03	0.31	0.86	12.14	4.56	12.03	0.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	41.45	41.56	45.49	0.00	0.02	0.09	0.08	0.03	0.20	0.02
FeO	7.79	8.96	21.82	22.40	21.52	28.28	29.62	4.96	7.88	10.46	13.55	5.64
Fe ₂ O ₃	-	-	12.73	12.06	13.29	67.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.29	0.22	0.56	0.47	0.27	0.96	0.72	0.08	0.03	0.15	0.14	0.25
MgO	49.01	47.70	8.35	8.07	9.30	0.54	30.81	14.28	21.73	15.62	15.82	13.92
CaO	0.21	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	22.90	0.13	7.48	0.08	23.19
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.09	2.33	6.12	1.03	1.22
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.49	0.19	8.24	0.00
NiO	0.20	0.39	0.30	0.16	0.27	0.00	0.05	0.00	0.14	0.09	0.16	0.00
Сумма	98.28	98.16	99.24	99.01	100.05	96.93	98.23	97.39	92.53	94.72	90.49	98.14

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе CAMECA SX-50 (аналитик Т. Оже). Силикаты и оксиды из монофазных (1-5) и полифазных (6-11) включений. Минералы: Ol-1 – форстеритовый оливин; Crt – феррихромит; Mgt – магнетит; Ol-2 – гортонолитовый оливин; Cpx – диопсид; Sil-1 – силикатное стекло (?), обогащенное Na; Sil-2 – силикатное стекло (?), обогащенное K, FeO и Fe₂O₃ рассчитаны исходя из идеальной стехиометрии минерала.

правило, преобразованы в различные гидроксиды, подавляющая часть которых отвечает различным разновидностям серпентина.

Выявленный широкий спектр включений, захваченных осмиевыми минералами, типичен для шлиховых МПГ, связанных с зональными ультрамафитовыми комплексами уральско-аляскинского и кондерского типов. Вместе с тем, описанные ранее [Рудашевский и др., 1982; Nixon et.al., 1990; Johan et.al., 1991; Auge, Legendre, 1992; Мочалов, 2001; Johan, 2006 и др.] сходные включения ассоциируют с железо-платиновыми твердыми растворами. В то же время, содержащие Pt и Pd включения МПГ (табл. 3-4), обнаруженные в минералах осмия, свидетельствуют о присутствии данных платиноидов в минералообразующей системе. Включения оливина, клинопироксена и хромшпинелида в Pt-Fe и Os-Ir минералах большинством исследователей рассматриваются в качестве прямого свидетельства их коренного источника, а парагенетическая связь с водосодержащими силикатами, содержащими K, Na и Ca, в качестве щелочного потенциала минералообразующей среды. Процессы

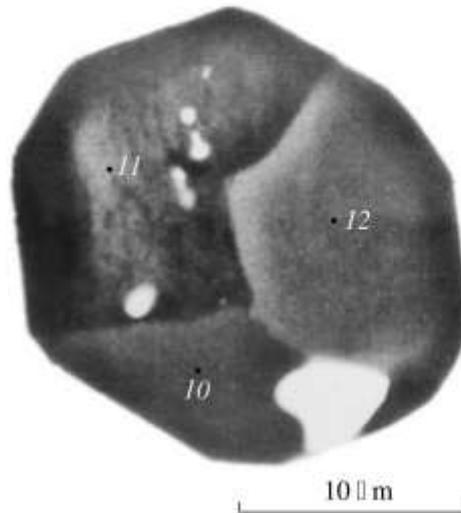


Рис. 3-10. Особенности внутреннего строения полифазного оксидно-силикатного включения в самородном осмии (белое), обр. b4 ($\text{Os}_{85}\text{Ir}_9\text{Ru}_4\text{Pt}_1\text{Pd}_1$) [Малич, Оже, 1998]. Цифры 10-12 обозначают места проведения рентгеноспектральных микроанализов, которые соответствуют таковым в табл. 3-5. Белые пятна внутри трёхфазного силикатного включения соответствуют ильмениту. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

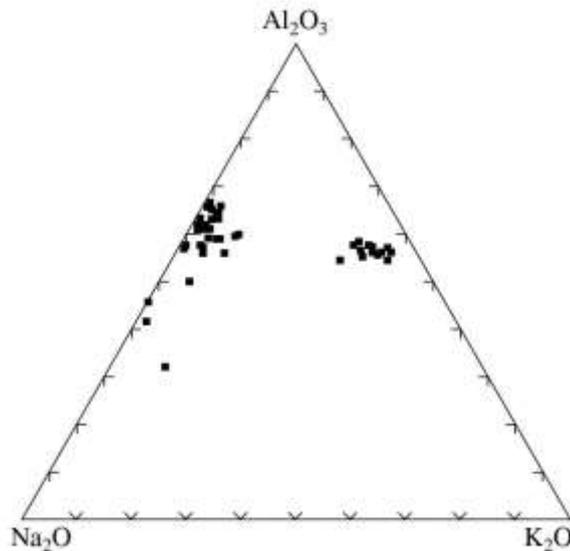


Рис. 3-11. Химический состав включений силикатного стекла в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (мас.%, в пересчете к 100%) [Малич, Оже, 1998].

интенсивного щелочного метасоматоза ультраосновных пород, проявленные в пределах Гулинского массива, достаточно полно описаны в ряде публикаций [Бородин, 1963; 1994; Бородин и др., 1966; Маракушев, 1987, 1994 и др.].

Детальное изучение золотой минерализации (реки Гулэ и Дунитовая в юго-западной части Гулинского массива), основанное на 140 шлиховых зернах размером от 0.25 до 10 мм, позволило выявить разнообразие их минеральных типов. По составу нами выделено четыре разновидности, среди которых доминирует (80%) электрум (Au,Ag) с содержанием серебра 20-60 мас.%. Электрум входит в состав монофазных и полифазных зерен (рис. 3-12, 3-13А,Б, 3-14),

сложенных также тетрааурикупритом (AuCu) и самородным золотом (Au). В подчиненных количествах выявлено серебросодержащее золото (Au_xAg , где $x > 6$) и палладистое золото (с содержанием палладия 8-11 ат.%). Впервые для Гулинского массива в минералах золота установлены включения МПГ – мончеит (PtTe_2) (рис. 3-13В), сперрилит (PtAs_2) (рис. 3-13Г) и изомертиит ($\text{Pd}_{11}\text{Sb}_2\text{As}_2$).

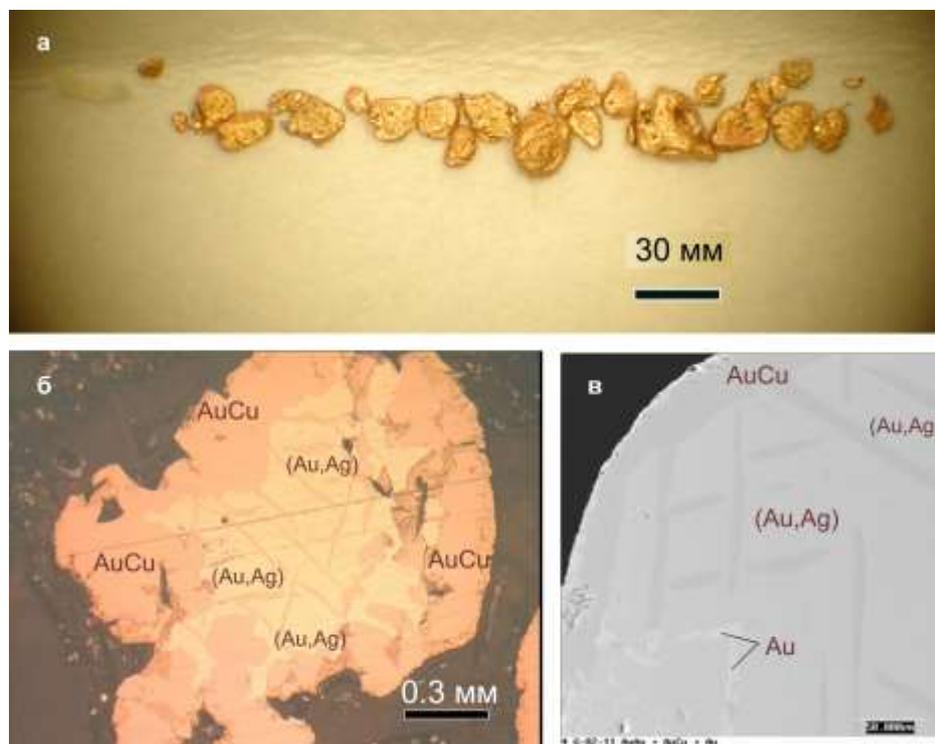


Рис. 3-12. Особенности морфологии (а) и внутреннего строения (б, в) золотой минерализации Гулинского массива. Изображения под биноклем (а), в отраженном свете (б) и обратно-рассеянных электронах (в). Минералы золота – электрум (Au,Ag), тетрааурикуприт (AuCu) и самородное золото (Au).

Кроме того, минералы золота характеризуются значительным спектром включений сульфидов (пентландита, пирротина, халькопирита, борнита, кубанита, никелина, галенита), силикатов (оливина, диопсида, флогопита, серпентина, сфена, эгирина, хлорита) и оксидов (феррихромита, ильменита, магнетита, рутила и бадделеита). Также установлены перовскит (CaTiO_3), цирконолит, фосфат кальция и редкоземельных элементов (минерал ряда апатит – монацит), Ti-содержащий гранат. Анализ состава золотой минерализации и минералов-узников в россыпном золоте позволил сделать вывод о длительном процессе формирования золотого оруденения – от высокотемпературной магматической (перовскит, бадделеит и др.), до низкотемпературной гидротермальной стадии (галенит, гематит, хлорит и др.). Верхний температурный предел постмагматического рудообразования определяется формированием тетрааурикуприта (менее 400°C). Полученные данные контрастируют с результатами изучения минеральных включений в Os-Ir сплавах-россыпей [Малич, Оже, 1998; Малич, 1999], в которых доминируют высокотемпературные минералы ультраосновного парагенезиса.

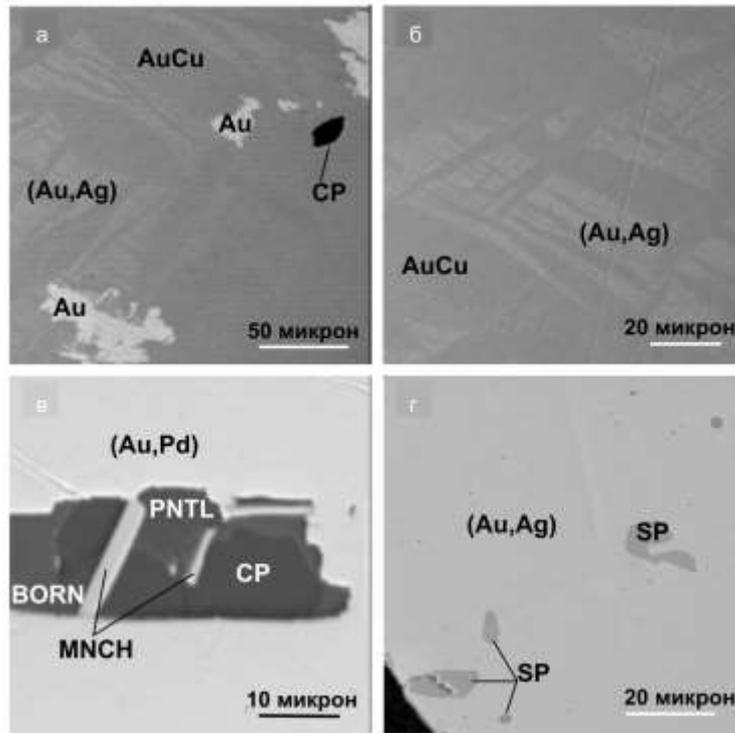


Рис. 3-13. Особенности внутреннего строения полиминеральных ассоциаций золота и платиноидов. (а) и (б) – электрум (Au,Ag), тетрааурикуприт (AuCu), самородное золото (Au) и халькопирит (CP); (в) – палладий-содержащее золото (Au,Pd), мончеит (MNCH), пентландтит (PNTL), халькопирит (CP) и борнит (BORN); (г) – электрум (Au,Ag) и сперрилит (SP). Изображения в обратно-рассеянных электронах.

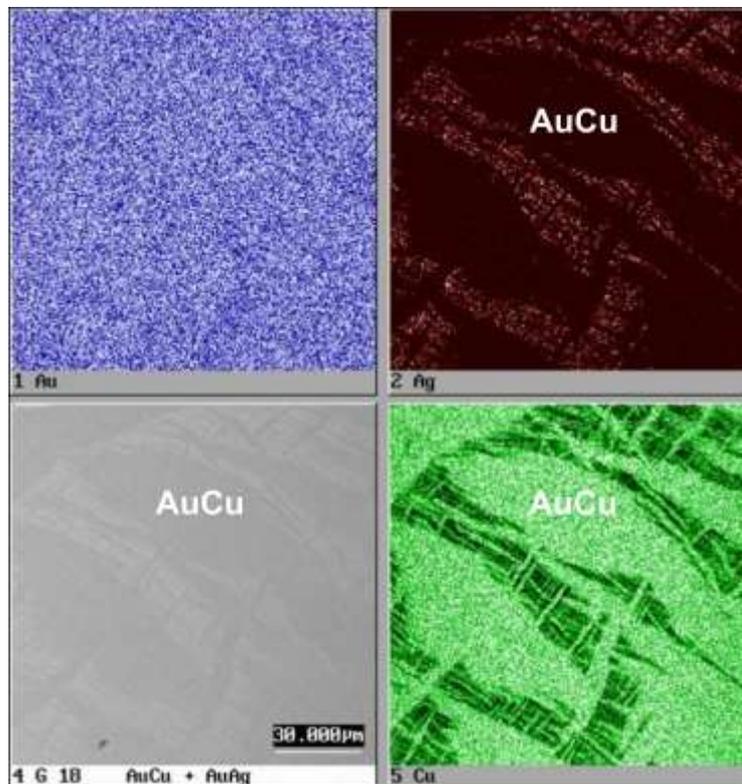


Рис. 3-14. Фрагмент внутреннего строения полиминерального агрегата, состоящего из электрума (Au, Ag) и тетрааурикуприта (AuCu). Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом (4) и в рентгеновских лучах Au (1), Ag (2) и Cu (5).

Выявленный набор минералов-узников в золоте позволяет предположить, что в золотом рудообразовании, в отличие от платиноидного, значительное участие принимали производные ийолит-карбонатитового магматизма [Малич и др., 2013б]. Выявленные различия минералов-узников в минералах осмия и золота, а также разные морфологические и гранулометрические особенности платиноидной и золотой минерализаций из россыпей Гулинского массива согласуются с выводом об их различных источниках.

Поликомпонентные твёрдые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe. За последние годы значительно расширились наши знания о минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ), что связано с интенсивным внедрением локальных методов определения в практику минералогических исследований, а также увеличением круга геологических объектов, перспективных на платиноидное оруденение. Среди 145 известных минералов платиновой группы (МПГ) наиболее распространенными являются Pd- и Pt-доминирующие минералы [Cabri, 2002; Малич, Баданина, 2012; Vymazalova, Chageev, 2018 и др.]. На долю минералов, содержащих Rh, а также тугоплавкие платиноиды (Os, Ir и Ru), приходится не более 30 % от всех МПГ. Однако выявление новых минеральных видов, содержащих тугоплавкие платиноиды, является источником информации о мантийном минералообразовании и способствует уточнению существующих представлений об условиях образования МПГ в мантии Земли [Feather, 1976; Bird, Bassett, 1980; Мочалов, Рудашевский, 1982; Рудашевский, 1987; 1989; Melcher et al., 1994; 1997; Жерновский, 1997; Nakagawa, Franco, 1997; Ohnenstetter, 1996; Волченко, Коротеев, 1998; Малич, Баданина, 1998; Malitch, Merkle, 2004; Merkle et al., 2012; Badanina et al., 2013; Баданина, Малич, 2017 и др.].

Новые необычные поликомпонентные твёрдые растворы платиноидов – (Ru,Pt,Os,Ir), (Pt,Ru,Os,Fe,Ir), (Pt,Ru,Os,Fe) и (Pt,Ru,Fe) – образуют полиминеральные ассоциации с другими МПГ, обладающими характерными чертами морфологии. В частности (рис. 3-15), идеально сохранившиеся гексагонально-таблитчатые кристаллы минералов осмия располагаются между или внутри полуокатанных кристаллических индивидов, представленных Pt-Fe твёрдыми растворами, лауритом (RuS₂) и поликомпонентными твёрдыми растворами системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe. Последние обнаружены в виде реликтов неизмененного первичного протораствора и структур распада твёрдого раствора в Pt-Fe минералах (рис. 3-15в-е).

Микрорентгеноспектральным анализом установлено, что лаурит почти стерилен от примесей в отличие от минералов осмия, содержащих значительные количества рутения, иридия и платины (табл. 3-6). Ассоциирующие с минералами осмия Pt-Fe твёрдые растворы характеризуются химическим составом, близким по стехиометрии к Pt₃Fe, содержащим переменные количества примесных элементов (Ru, Rh, Ni, Os) (табл. 3-6, ан. 10–12). В Pt-Fe твёрдых растворах выявлена неоднородность, обусловленная тончайшими (0.5-3 мкм)

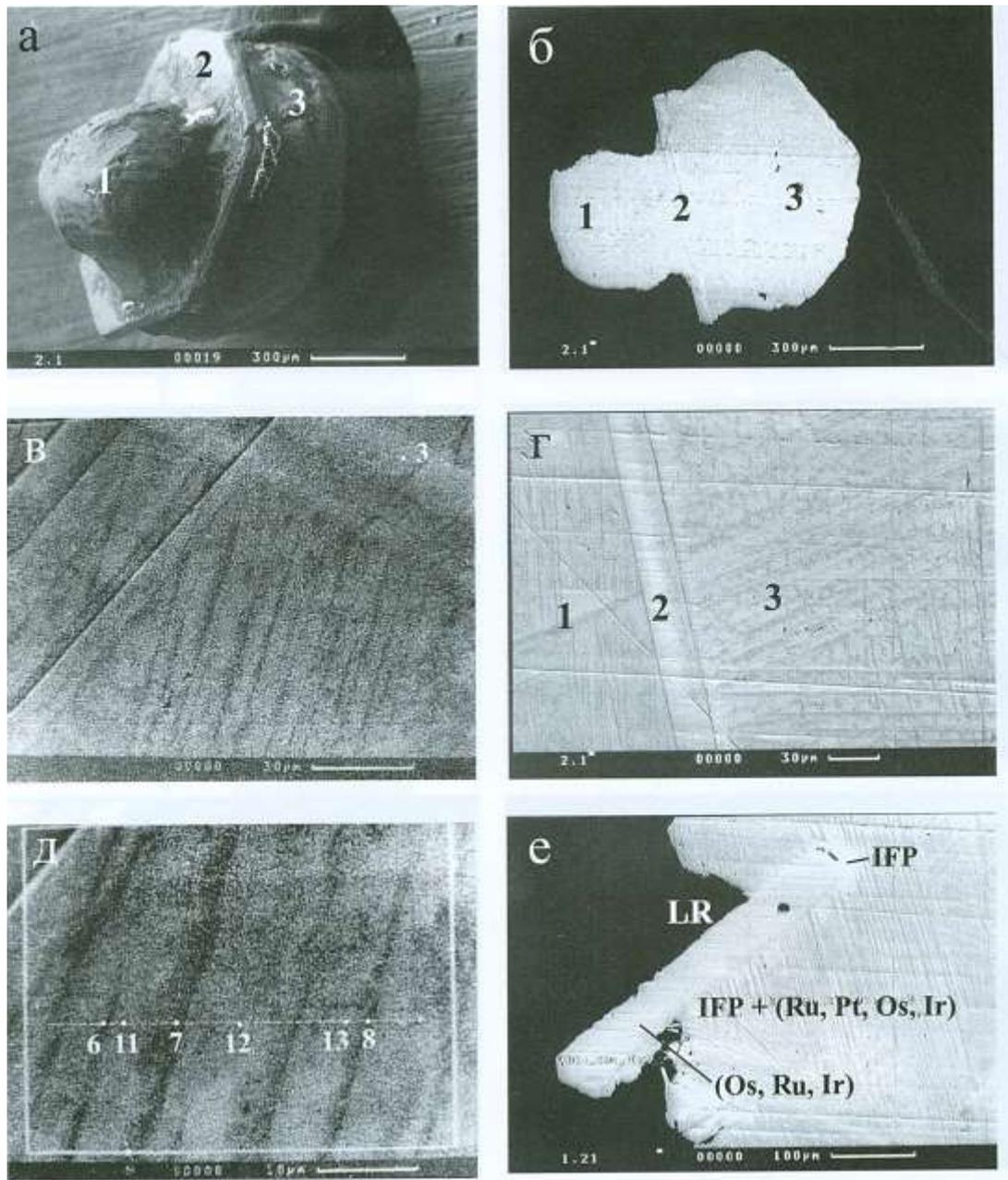


Рис. 3-15. Особенности морфологии (а) и внутреннего строения [общий вид (б), фрагменты (в-е)] ассоциации МПГ р. Гулэ [Малич, Баданина, 1998]. Зоны 1 и 3 состоят из железо-платинового твердого раствора (серое), в котором выявлены тонкие структуры распада твердого раствора системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe (темно-серое); 2 – рутениридосмин. Другие объяснения в тексте; цифры на рис. в, д – участки проведения рентгеноспектральных микроанализов, соответствующие таковым номерам в табл. 3-6. Изображения во вторичных (а) и обратно-рассеянных (б-е) электронах с вещественным контрастом.

минеральными фазами (рис. 3-15в-е, табл. 3-6, ан.6–8), представленными природными поликомпонентными твёрдыми растворами на основе платины и рутения. Нами также установлены реликты (размером 60 на 400 микрон) платиноидного протораствора на основе платины, тугоплавких платиноидов и железа (табл. 3-6, ан. 4, 5 и 9), соответствующие на рис. 3-16 полю составов под номером 4. Отличительная черта изученных поликомпонентных твёрдых растворов – значительная изменчивость их состава. Предельные химические формулы данных

минеральных образований могут быть представлены как: $Pt_{0.53}Ru_{0.18}Fe_{0.16}Os_{0.05}Rh_{0.04}Ir_{0.03}Ni_{0.01}$ и $Ru_{0.32}Pt_{0.25}Os_{0.19}Ir_{0.12}Fe_{0.08}Rh_{0.03}Ni_{0.01}$ (табл. 3-6, ан. 9 и 7 соответственно).

Таблица 3-6.

Химический состав поликомпонентных твердых растворов системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe и ассоциирующих с ними МПГ [Малич, Баданина, 1998].

Минерал	Осмий			Поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe						Pt-Fe минералы			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№ анализа													
Мас. %													
Pt	7.08	8.04	4.90	57.42	48.43	41.24	33.05	37.28	68.66	87.42	88.14	87.77	82.42
Ru	18.25	16.12	10.09	13.26	14.21	19.60	21.28	19.73	12.33	0.00	0.47	0.00	4.37
Os	51.11	52.51	74.39	11.09	17.93	21.80	24.13	23.83	6.64	0.00	0.00	0.00	1.33
Ir	22.41	20.71	8.83	9.91	12.45	11.42	15.90	12.91	3.54	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.91	1.98	1.38	1.93	2.63	2.07	2.25	2.82	2.65	2.80	1.81	2.89	2.64
Fe	0.00	0.28	0.00	5.97	3.85	3.49	2.93	3.05	5.75	8.57	8.50	8.21	7.89
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.00	0.26	0.20	0.24	0.57	0.28	0.38	0.27
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	99.76	99.64	99.59	99.58	99.86	99.62	99.80	99.82	99.81	99.36	99.20	99.60	98.92
Атомные коэффициенты													
Pt	0.06	0.07	0.04	0.44	0.38	0.32	0.25	0.29	0.53	0.70	0.71	0.71	0.65
Ru	0.30	0.26	0.18	0.20	0.22	0.29	0.32	0.29	0.18	0.00	0.01	0.00	0.07
Os	0.44	0.45	0.68	0.09	0.14	0.17	0.19	0.19	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01
Ir	0.19	0.18	0.08	0.08	0.10	0.09	0.12	0.10	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Rh	0.01	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04
Fe	0.00	0.01	0.00	0.16	0.11	0.10	0.08	0.08	0.16	0.24	0.24	0.23	0.22
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
Cu	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
S	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Примечание. Анализы выполнены на микроанализаторе "Camscan-4" – Link 10 000 (АО Механобр-Аналит, Санкт-Петербург, аналитик Л.С. Смольская). Условия съемки: ускоряющее напряжение $V=25$ кВ, ток проводимости $I=7$ мА. Эталоны – чистые элементы платиновой группы, Ni, Cu и пирит – FeS (для Fe и S).

Парагенетический анализ минеральных ассоциаций позволяет считать, что минеральные фазы на основе рутения и платины в виде структур распада в матрице железо-платиновых твердых растворов образовались при распаде протораствора, обогащенного платиной, тугоплавкими ЭПГ и железом, что не противоречит экспериментальным данным [Савицкий,

Полякова, 1975]. На высокую вероятность реализации данного процесса указывает обеднение примесными ЭПГ железо-платинового твердого раствора вблизи со структурами распада.

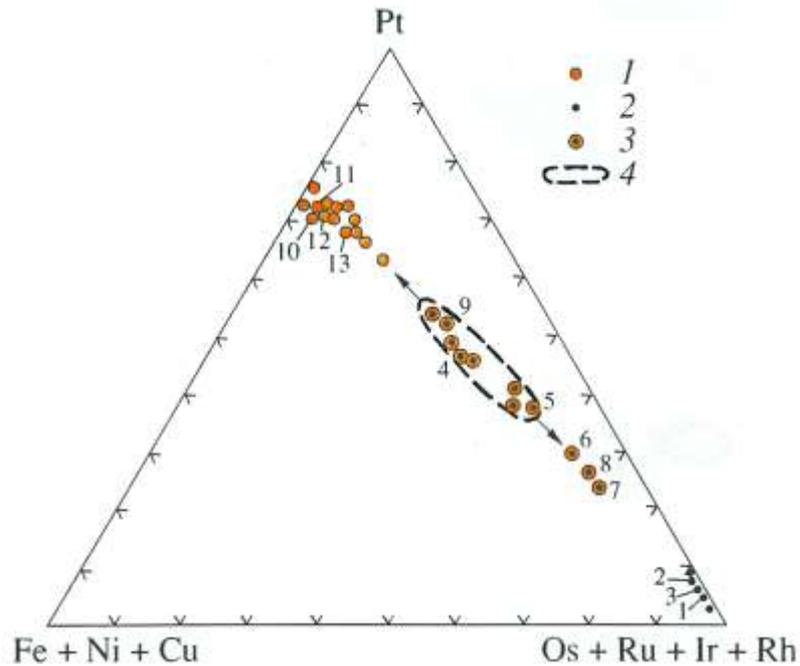


Рис. 3-16. Химические составы минералов платиноидов в координатах Pt – Fe+Ni+Cu – Os+Ru+Ir+Rh (ат.%) [Малич, Баданина, 1998]. 1 – железо-платиновые твердые растворы; 2 – рутениридосмин и минералы осмия; 3 – природные поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe; 4 – поле составов первичного протораствора на основе тугоплавких ЭПГ, Pt и Fe. Цифры соответствуют порядковым номерам химических анализов на рис. 3-15 и в табл. 3-6.

Выявленные составы поликомпонентных твёрдых растворов системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe (рис. 3-16) удовлетворительно согласуются с трендом фракционирования, предложенного К. Фезером [Feather, 1976]. На рис. 3-16 наглядно демонстрируется направленность эволюции платиноидного протораствора на две составляющие – Pt-Fe твердые растворы и минералы тугоплавких платиноидов. Характерно, что близкие по составу поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe были обнаружены в уникальных палеоархейских россыпях Витватерсранда, Южная Африка [Feather, 1976; Баданина, Малич, 2017] и в россыпях вне видимой связи с коренными источниками в пределах Коряжского нагорья на Дальнем Востоке [Рудашевский, 1989]. Учитывая, что платина с тугоплавкими платиноидами образует ограниченные изоморфные смеси [Савицкий, Полякова, 1975; Massalski, 1993], выявление природных поликомпонентных растворов системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe указывает на особые геодинамические условия их образования. Формирование изученного минерального парагенезиса платиноидов свидетельствует о мантийных условиях, характеризующихся повышенными P-T параметрами [Малич, Баданина, 1998].

Установленный набор минералов платиноидов в россыпях, ассоциирующих с Гулинским массивом, за исключением ряда редких из них, соответствует списку МПГ из россыпей,

связанных с другими клинопироксенит-дунистовыми массивами (табл. 3-7). При этом процентное соотношение встречаемости Os-Ir(-Ru) и Pt-Fe минералов в россыпях Гулинского массива не соответствует ранее известным [Platinum-group elements..., 1981; Геология и генезис месторождений..., 1994; Cabri et al., 1996; Малич, Лопатин, 1997; Россыпные месторождения..., 1997; Okrugin, 1998; Малич, 1999; Мочалов, 2001; Tolstykh et al., 2002; 2005; 2015 и др.], подчеркивая уникальность их иридиево-осмиевой специализации.

Исследование платиноидной минерализации Бор-Уряхского массива основано на 19 зернах Os-Ir и Pt-Fe сплавов размером от 0.1 до 0.25 мм [Малич, Когарко, 2011], отобранных из четвертичных и современных отложений в пределах поисковых линий Л-120 и Л-98 в северо-восточной части массива (рис. 2-3). Платиноидная минерализация Бор-Уряхского массива представлена как субидiomорфными и идиоморфными кристаллами, так и агрегатами идиоморфных кристаллов (рис. 3-2, 3-7), среди которых Os-Ir сплавы преобладают над Pt-Fe сплавами (12 и 7 зерен, соответственно).

Большинство (11 из 12) богатых осмием МПГ Бор-Уряхского массива являются Ir-содержащим осмием, с незначительным количеством ченгдеита (Ir_3Fe , рис. 3-7а,б; табл. 3-2, ан. б). Os-Ir сплавы встречены также в виде включений и ламелей в зернах Pt-Fe сплавов (рис. 3-7в,г), которые характеризуются составом, близким к Pt_2Fe (где Pt = сумме ат.% ЭПГ, Fe = сумме ат.% железа, никеля и меди, табл. 3-2, ан. 2-4). По геохимической специализации Pt-Fe твердые растворы можно подразделить на две группы. Первая содержит повышенные содержания иридия и родия (около 5 ат.% и 8 ат.%, соответственно; табл. 3-2, ан. 2). Pt-Fe сплавы второй группы характеризуются меньшими концентрациями примесных ЭПГ (0 – 0.96 ат.% иридия и 1.23 – 2.10 ат.% родия; табл. 3-2, ан. 3 и 4). Минерал со стехиометрией Pt_2Fe не известен в синтетической системе Pt-Fe [Massalski, 1993]. Однако природные Pt-Fe твердые растворы с химическим составом, близким к Pt_2Fe , известны для ультрамафитовых комплексов уральского и алданского типов, офиолитовых массивов и дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов [Cabri et al., 1996; Weiser, Bachmann, 1999; Служеникин, 2000; Malitch, Thalhammer, 2002; Малич, Баданина, 2015 и др.].

Согласно классификации Л. Кабри и М. Фезера [Cabri, Feather, 1975] в системе Pt-Fe известны четыре минерала Pt-Fe: самородная платина с разупорядоченной гранцентрированной кубической структурой (*fcc*, пространственная группа *Fm3m*) и содержанием платины более 80 ат.%; железистая платина с разупорядоченной гранцентрированной кубической структурой (*fcc*, пространственная группа *Fm3m*) и содержанием Fe между 20 и 50 ат.%; изоферроплатина с упорядоченной примитивной кубической структурой (*pcu*, пространственная группа *Pm3m*) и содержанием Fe между 25 и 35 ат.%; и тетраферроплатина с тетрагональной структурой (пространственная группа *P4/mmm*) и

МПГ минералого-геохимических типов россыпей клинопироксенит-дунитовых массивов
[Малич, Лопатин, 19976].

Минерал		Минералого-геохимический тип	
Вид, разновидность	Химическая формула	Иридиево-платиновый	Иридиево-осмиевый
Минералы осмия:			
а) осмий самородный	Os	В	ИИИ АА
б) Ir-содержащий осмий	(Os, Ir)	В	ИИИ ААВ
Рутениридосмин	(Os, Ir, Ru)	В	ВА
Осмирид	(Ir, Os)	ВВ	-
Т.р. Ru, Ir, Os, Pt	(Ru, Ir, Os, Pt)	-	А
Т.р. Ru, Pt, Os, Ir	(Ru, Pt, Os, Ir)	-	А
Т.р. Pt, Ru, Os, Fe	(Pt, Ru, Os, Fe)	-	А
Т.р. Pt, Ru, Fe	(Pt, Ru, Fe)	-	А
Изоферроплатина, железистая платина	Pt ₃ Fe, Pt ₂ Fe	ИИИ А	ИВА
Тетраферроплатина	PtFe	ВА	-
Туламинит	Pt ₂ FeCu	ВА	-
Сперрилит	PtAs ₂	ИА	А
Эрликманит	OsS ₂	ВА	ВАА
Лаурит	RuS ₂	ИБ	ВА
Куперит	PtS	В	А
Брэггит	(Pt,Pd)S	ВА	-
Купроирисит	CuIr ₂ S ₄	В	А
Купроросит	CuRh ₂ S ₄	В	-
Маланит	CuPt ₂ S ₄	В	-
Инаглиит	Cu ₃ PbIr ₈ S ₁₆	В	-
Кондерит	Cu ₃ PbRh ₈ S ₁₆	В	-
Ирарсит	IrAsS	ВА	А
Холлингвортит	RhAsS	ВА	-
Дисульфиды системы Os-Ru-Ir	(Ru,Os,Ir)S ₂	-	АВ
Мончеит	PtTe ₂	-	В
Теллурупалладинит	Pd ₉ Te ₄	В	

Примечание. Т.р. – твердый раствор; И – индивиды, мономинеральные агрегаты; А – полиминеральные агрегаты; В – включения в индивидах и агрегатах. Распространенность минералов: ИИИ, ААА – от 10 до 100 мас.%; ИИ, АА, ВВ – от 1 до 10 мас.%; И, А, В – от 0.1 до 1 мас.%. В химических формулах минералов указаны элементы с содержанием более 10 ат.%. Таблица составлена по данным автора с использованием материалов А.Г. Мочалова и др. [Геология и генезис..., 1994] по иридиево-платиновому типу.

содержанием железа примерно 45–55 ат.%, что соответствует ~PtFe. Выполненное ранее рентгеноструктурное исследование Pt-Fe железных твердых растворов Гулинского, Кондерского, Инаглинского и Нижне-Тагильского массивов [Malitch, Thalhammer, 2002] позволило сделать вывод, что все изученные Pt-Fe минералы, за исключением одного образца

тетраферроплатины из Нижне-Тагильского массива, являются железистой платиной, характеризующейся разупорядоченной гранцентрированной кубической структурой ($Fm\bar{3}m$) и содержанием Fe между 20.52 и 36.16 ат.%. Несмотря на отсутствие рентгеноструктурных данных для Pt-Fe твердых растворов Бор-Уряхского массива по химическому составу (табл. 3-2) данные минералы соответствуют железистой платине.

Соотношения фаз равновесия Os-содержащих сплавов Бор-Уряхского массива, основанные на бинарной системе Os-Ir [Massalski, 1993], а также наличие включений богатых осмием сплавов в Pt-Fe минералах свидетельствуют о высокой температуре образования МПГ. Таким образом, не вызывает сомнения, что коренным источником платиноидной минерализации являются ультрамафиты Бор-Уряхского массива. Предполагается [Малич, Когарко, 2011], что изученные Pt-Fe сплавы характеризуют различные коренные источники. Действительно, ранее выявленные высокие концентрации палладия в железо-платиновых твердых растворах из клинопироксенитов контрастируют с иридиевой специализацией Pt-Fe сплавов из хромититов и дунитов зональных клинопироксенит-дунитовых массивов [Johan et al., 1989; Малич, 1999; Malitch, Thalhammer, 2002; Malitch et al., 2020b и др.]. Богатые осмием сплавы Гулинского массива, представленные самородным осмием и Ir-содержащим осмием, типичны для дунитов и хромититов, соответственно [Малич и др., 2011в]. Основываясь на геологической позиции платиноидной минерализации и с учетом выявленных закономерностей геохимической специализации МПГ [Johan et al., 1989; Балмасова и др., 1992б, Малич, 1999; Malitch, Thalhammer, 2002; Barkov, Cabri, 2019; Малич и др., 2011в; Malitch et al., 2020b и др.] коренным источником изученных Os-Ir сплавов и Pt-Fe твердых растворов, обогащенных иридием и родием, являются хромититы и дуниты. Источником Pt-Fe сплавов с низкими концентрациями примесных ЭПГ предположительно являются оливиниты.

3.2. Вещественный состав и условия образования МПГ из коренных пород Гулинского массива

Минералы платиноидов, характерные для хромититов Гулинского массива, представлены Ir-содержащим осмием (Os,Ir) (рис. 3-17) и лауритом (RuS_2), которые преобладают над тетраферроплатиной (PtFe) и заккариниитом (RhNiAs) [Малич, Рудашевский, 1992; Малич и др., 1995, 2011б; 2011в; Малич, 1999]. Для дунитов характерен самородный осмий (Os) [Балмасова и др., 1992б]. Минеральная ассоциация платиноидов соответствует геохимическому распределению ЭПГ в данных породах [Малич, 1995; Malitch, 1998; Малич и др., 2011б].

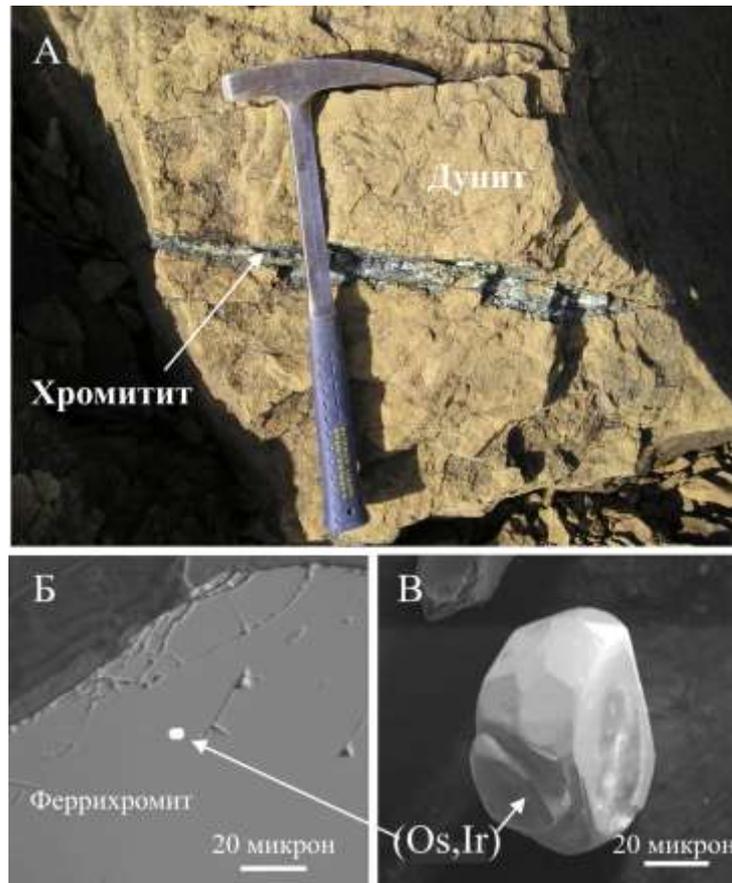


Рис. 3-17. Морфология жильных хромититов (А) и кристаллических индивидов Os-Ir сплавов in-situ (Б) и выделенных с использованием метода rrm-минералогии [Кнауф, 1996] (Б) [Малич и др., 2011б]. Последние обладают на порядок более крупным размером. Изображения в обратно-рассеянных электронах (Б) и вторичных электронах (В).

Ir-содержащий осмий ($\text{Os}_{66}\text{Ir}_{28}\text{Ru}_5$) кроме преобладающего осмия содержит иридий (~28 ат.%) и рутений (~5 ат.%). Лаурит помимо рутения и серы содержит незначительные концентрации осмия и иридия, которые изменяются в пределах 0.70-1.64 и 0.50-0.93 ат.% соответственно. Высокотемпературная природа образования Ru-Os сульфидов была подтверждена экспериментально [Andrews, Brenan, 2002]. Верхняя термальная стабильность лаурита оказалась равной 1200-1250° С при $\log fS_2 = -1$; при этом лаурит может находиться в равновесии с Os-Ir сплавами при 1200-1250° С и $\log fS_2$ в интервале от -0.39 до -0.07 [Andrews, Brenan, 2002]. На примере природных Os-содержащих сплавов и лаурита Гулинского (рис. 3-8в) и Шеландского [Badanina et al., 2013] массивов выявлена идеальная сходимость с экспериментально полученными результатами [Andrews, Brenan, 2002], свидетельствующими о совместной кристаллизации данных МПГ (1200-1250°С и $fS_2=10^{-0.39}-10^{-0.07}$).

Со времени одной из первых работ К. Аллегра и Дж. Лака [Allegre, Luck, 1980] исследования по Re-Os систематике применительно к благороднометальной минерализации из россыпей, связанных с офиолитовыми и зональными массивами, показали [Hattori, Hart, 1991; Hattori, Cabri, 1992; Hattori et al., 1992; Костоянов, 1998; Малич, Костоянов, 1999; Malitch et al.,

2002; Костоянов и др., 2003 и др.], что МПГ образовались в тесной ассоциации с ультраосновными породами, а не в гипергенных условиях как это предложено в ряде работ [Augustithis, 1965; Cousins, Kinloch, 1976; Bowles, 1986; 1995 и др.].

Преимущество использования Re-Os системы для осмий-содержащих МПГ по сравнению с другими минералами и породами связано с тем, что Os входит в кристаллическую структуру МПГ, не содержащую рений. Эта особенность позволяет выполнить прецизионное определение начальных Os изотопных отношений, предполагая, что начальный изотопный состав осмия МПГ не изменялся после их образования и, следовательно, отвечает таковому в источнике рудного вещества. Устойчивость Os-изотопной систематики Os-содержащих минералов позволяет использовать начальные изотопные составы осмия в качестве эффективного инструмента при решении вопросов их происхождения, источников рудного вещества и изотопной эволюции [Малич и др., 2000; 2016; Hattori, 2002; Meibom et al., 2002; Malitch, 2004; Walker et al., 2005; Pearson et al., 2007; Shi et al., 2007; Nowell et al., 2008; Coggon et al., 2011; Marchesi et al., 2011; González-Jiménez et al., 2014; 2015; Tessalina et al., 2015; Badanina et al., 2016; Dijkstra et al., 2016; Walker, 2016; Malitch et al., 2017; 2020b; 2021; Prichard et al., 2017; Luguet et al., 2019 и др.].

Для изотопно-геохимического исследования хромититов Гулинского массива использован комплекс методов, включая (1) определение всего спектра ЭПГ в ультраосновных породах пробирно-химико-спектральным и кинетическим методами анализа, (2) изотопное разбавление и масс-спектрометрию с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ID ICP-MS) после разложения хромититов при высоком давлении. Подробнее методики аналитических методов приведены в ряде работ [Алексеева и др., 1978; Колосова и др., 1984; Meisel et al., 2001 2003; Paliulionyte et al., 2006]. Определение изотопного состава осмия в индивидуальных зернах МПГ осуществляли посредством (1) масс-спектрометрии электроотрицательных ионов (N-TIMS) на термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT Triton TI и модернизированном масс-спектрометре МИ 1320 (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), (2) лазерной абляции и масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA MC-ICP-MS) на мультиколлекторном плазменном масс-спектрометре Thermo Elemental AXIOM (Технический Университет Фрайберга, Германия). В процессе Os-изотопного анализа осуществлялась нормировка изотопных отношений, позволяющая учитывать масс-дискриминационные и изобарные эффекты. Учет масс-фракционирования осуществлялся согласно экспоненциальному характеру его зависимости от массы регистрируемых ионов. Более подробно методика Os-изотопного анализа приведена в [Костоянов, Пушкарев, 1998; Junk, 2001; Badanina et al., 2016 и др.].

Os-изотопные данные для хромитита и Ir-содержащего осмия из хромитита в центральной части Гулинского массива характеризуются идентичными значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0.1242 ± 0.0004 и 0.1243 ± 0.0001 , соответственно [Малич и др., 2011б]). Выявленное сходство начального изотопного состава осмия хромититов и Ir-содержащего осмия свидетельствует о том, что Os-изотопная систематика хромитита контролируется начальным изотопным составом осмия Os-содержащих МПГ. Несколько более радиогенные $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ значения минералов осмия из четвертичных отложений р. Ингарингда и руч. Бурлаковский ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12404\text{--}0.12606$, рис. 3-18), расположенных в центральной части Гулинского массива, перекрывают вариации $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в хромитите и Ir-содержащем осмии из хромитита Гулинского массива (0.1242 ± 0.0004 и 0.1243 ± 0.0001 , соответственно [Малич и др., 2011а]). Показательно, что минералы осмия из россыпей, проанализированные разными методами, показали идентичные результаты (рис. 3-18). Действительно, по данным N-TIMS и LA MC-ICP-MS величина среднего значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ равна 0.12463 ± 0.00005 ($n=44$) и 0.12458 ± 0.00003 ($n=121$), соответственно [Малич и др., 2011а]. Таким образом, значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, выявленные в минералах осмия Гулинского массива, оказались близки Os-изотопному составу деплетированной мантии (0.1246 ± 0.0014 [Snow, Reisberg, 1995]). Пониженные относительно хондритового однородного резервуара значения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ указывают на субхондритовый источник ЭПГ.

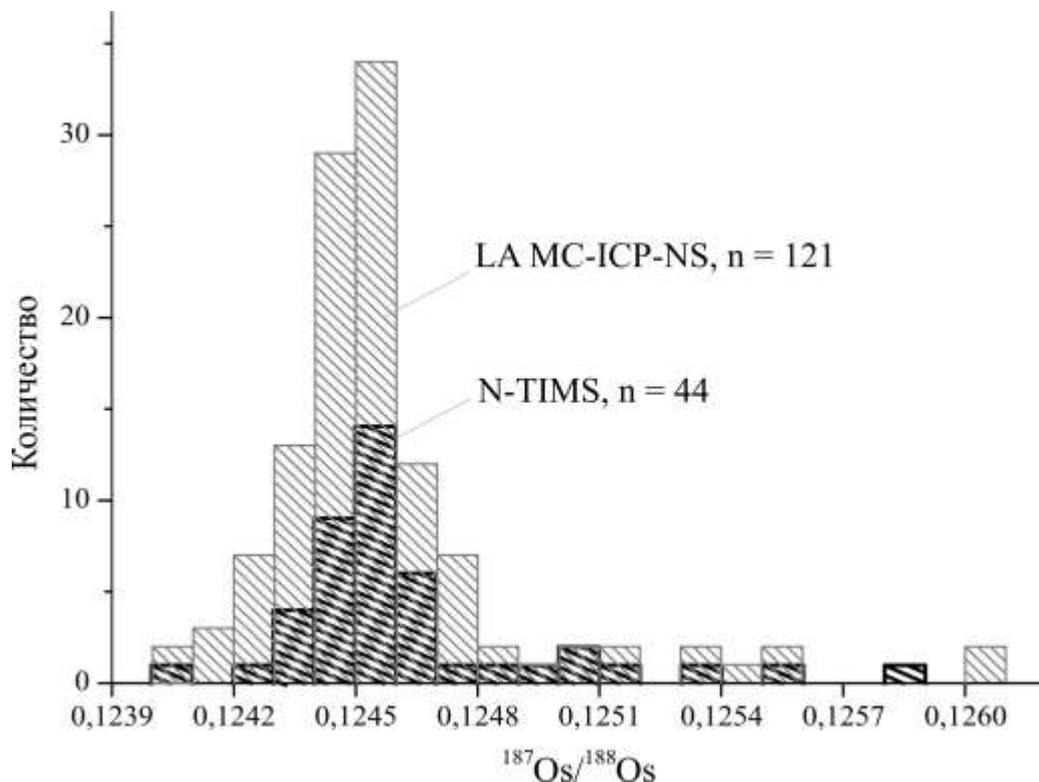


Рис. 3-18. Гистограмма начального изотопного состава минералов осмия Гулинского массива (р. Ингарингда и руч. Бурлаковский) по результатам N-TIMS и LA MC-ICP-MS [Малич и др., 2011а].

Окислительно-восстановительный режим глубинных процессов, мерой которого может служить собственная летучесть кислорода (intrinsic oxygen fugacity, fO_2), наряду с температурой и давлением является одним из определяющих условий эволюции пород верхней мантии, процессов ее плавления и дегазации [Борисов и др., 1991]. Экспериментальные исследования минералов платиновой группы из дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов с использованием твердых электрохимических ячеек позволили определить значения fO_2 для Ru-Os-Ir и Pt-Fe сплавов и уточнить окислительно-восстановительные условия их формирования [Кадик и др., 1993; 1998; Малич и др., 2011в; Баданина и др., 2015].

Экспериментальные определения собственной летучести кислорода (intrinsic oxygen fugacity) самородного осмия дунитов и иридистого осмия хромититов представлены в табл. 3-8 и рис. 3-19. Измерения собственной летучести кислорода минералов осуществлены на высокотемпературной установке на основе двух твердых электрохимических ячеек, в конструктивном плане подобной установке М. Сато [Sato, 1971] в интервале температур от 800 до 1100°C. Калибровка проведена по смеси газов CO_2-H_2 и твердофазовому буферному равновесию $Ni+0.5O_2=NiO$. Погрешность измерения fO_2 составляла $\pm 0.021 \log fO_2$, температуры – $\pm 2^\circ C$.

Таблица 3-8.

Значения коэффициентов А и В линейной зависимости $\log fO_2=A-B/T^\circ K$ для минералов осмия [Малич и др., 2011в].

Образец, формула	Название минерала	А	В	r	n
Os	Самородный осмий	9.369	41768	0.999	8
(Os,Ir)	Ir-содержащий осмий	12.179	33284	0.973	8

Примечание. r - коэффициент корреляции; n - число измерений

Результаты измерений собственной летучести кислорода образцов при нагреве и понижении температуры обнаруживают линейную зависимость $\log fO_2$ от $1 \cdot 10^4/T$ (рис. 3-19), имеющую вид $\log fO_2 = A - B/T$ (1), где А и В - константы, Т - температура (К). Значения констант приведены в табл. 3-8. Подчинение собственной летучести кислорода минералов линейной зависимости (1) свидетельствует, что во время проведения опытов не происходило никаких побочных реакций, приводящих к изменению окислительно-восстановительного состояния измеряемых образцов.

Значения fO_2 минералов осмия Гулинского массива при 800-1100°C находятся между стандартными буферными равновесиями вюстит - магнетит (WM) и кварц – фаялит - железо (QFI) (рис. 3-19). Полученные значения собственной летучести кислорода по наклону соответствуют зависимости буфера fO_2 WM [Малич и др., 2011в]. При высоких значениях температуры (выше 1000°C) fO_2 близка значениям летучести кислорода окислительно-

восстановительного состояния основных магм в близповерхностных обстановках [Борисов и др., 1991 и др.]. В то же время при температурах ниже 800-850°C собственная летучесть кислорода изученных минералов осмия оказывается близкой или ниже буферного равновесия IW, что соответствует высвобождению железа из силикатов и может указывать на условия образования самородных платиноидов, обогащенных железом [Кадик и др., 1998]. Однако в отличие от интерметаллидов на основе платины и железа или менее часто встречаемых минералов системы Ir-Fe, информация об Os-Fe сплавах остается ограниченной [Stockman, Hlava, 1984].

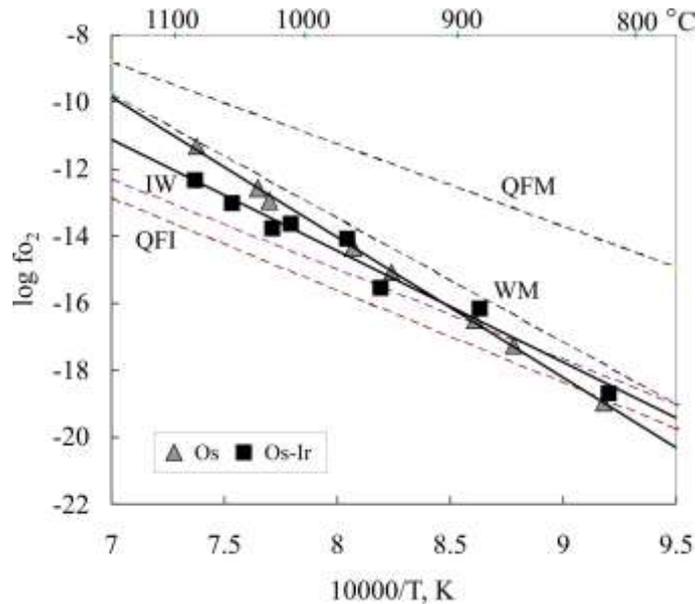


Рис. 3-19. Зависимость $\log f_{O_2} - 10^4/T$ (K) для измеренных образцов самородного осмия дунитов и иридиевого осмия хромититов [Малич и др., 2011в].

Сходство значений собственной летучести кислорода самородного осмия дунитов и иридиевого осмия хромититов свидетельствует о том, что образование этих минералов происходило в близких окислительно-восстановительных условиях. Действительно, гулинские хромититы, обладающие ярко выраженным подиформным характером залегания, пространственно и генетически связаны с дунитами. Выявленные окислительно-восстановительные условия минералов осмия из ультрамафитов Гулинского массива наряду с проведенными исследованиями для Ru-Os-Ir и Pt-Fe сплавов [Кадик и др., 1993; 1998; Баданина и др., 2015] свидетельствуют о сходстве значений f_{O_2} для исследованных МПГ мантийных перидотитов и ультраосновных магматических комплексов.

Закономерное отличие химического состава платиноидной минерализации в дунитах и хромититах может быть обусловлено либо фракционной кристаллизацией в мантийном источнике, либо уменьшением Os/Ir отношения в минералах осмия после внедрения силикатного расплава в коровых условиях [Merkle et al., 2012]. Однако, выявленные ранее

минералого-геохимические параметры фракционирования элементов платиновой группы в ультрамафитах Гулинского массива и особенности начального изотопного состава осмия Os-Ir сплавов указывают на глубинный характер зарождения и особые геодинамические условия формирования ультрамафитов, свидетельствующие в пользу рудообразующей системы мантийного генезиса [Малич, Лопатин, 1997а; 1997б; Малич, Баданина, 1998; Малич, 1999 и др.]. Действительно, на диаграмме Ni/Pd - Cu/Ir, впервые предложенной С.Д. Барнес с соавторами [Barnes et.al., 1988], дуниты Гулинского массива занимают область значений, характерных для мантии (рис. 3-20), что также указывает на их исключительно глубинную природу образования и незначительные изменения в процессе внедрения. Действительно, некоторая обогащенность гулинских дунитов тугоплавкими ЭПГ (мг/т: Os – 39, Ir – 14, Ru – 53 [Малич, 1995] и никелем (3650 г/т) по сравнению с недифференцированной мантией (Os – 3.4 мг/т, Ir – 3.2 мг/т, Ru – 5 мг/т, Ni – 2000 г/т [McDonough, Sun, 1995]) позволяет предположить, что они являются производными обогащенных тугоплавкими ЭПГ мантийных субстратов, зародившихся у основания тектоносферы на глубинах порядка 500 км [Щеглов, Говоров, 1985]. При этом тугоплавкие платиноиды, характеризующиеся исключительно высокими температурами плавления, вероятно не проходили стадию расплава и существовали в мантии в металлическом состоянии в виде кластеров [Tredoux et.al., 1995], подобно зародышам алмаза в кимберлите. Под кластером понимается любая структура из 3-1000 атомов, в которой каждый атом связан минимум с двумя другими связью типа металл - металл. В обедненных серой ультраосновных субстратах такие кластеры существовали до момента их объединения в группы с образованием твердых растворов платиноидов, которые в свою очередь служили зародышами при кристаллизации раннеобразующихся минеральных фаз, и, в частности, хромита. Возможность реализации этого процесса подтверждается на примере хромититов, которые, являясь по отношению к дунитам вторичными образованиями, обогащены тугоплавкими ЭПГ (мг/т: Os – 148, Ir – 96, Ru – 287, Rh – 10.2, Pt – 1.4, Pd – 0.8, табл. 2-1).

Против кумулятивной природы образования дунитов и хромититов свидетельствует отсутствие геохимического платино-палладиевого максимума как это наблюдается в меймечитах и других мантийных магмах (рис. 3-20). Показательно, что характер фракционирования ЭПГ в меймечитах не позволяет рассматривать их в качестве первичного субстрата, из которого могли формироваться дуниты. В отличие от гулинских дунитов и хромититов поле значений, характеризующее дуниты и хромититы других клинопироксенит-дунитовых массивов (Кондер, Феклистов и др.) частично перекрывается (рис. 3-20) с таковым хромититов дунит-гарцбургитовых массивов офиолитовой ассоциации, имеющих реститогенную природу образования [Ефимов, 1984; De Wit, Tredoux, 1987; Рудашевский, 1989 и др.]. На рис. 3-20 отмечен тренд, характерный для дунитов и хромититов клинопироксенит-

дунитовых массивов (тренд I). Данный тренд резко отличен от тренда II, объединяющего мантийные выплавки различных степеней плавления (меймечиты, коматииты, различные базальты).

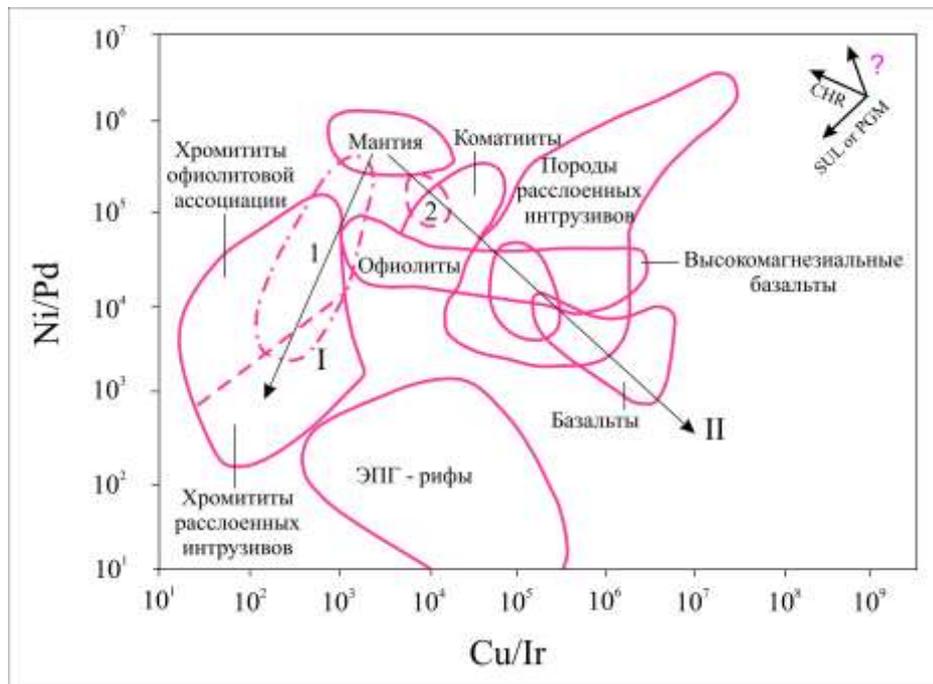


Рис. 3-20. Бинарная диаграмма Ni/Pd - Cu/Ir для дунитов и хромититов клинопироксенит-дунитовых массивов (1) и меймечитов (2) [Малич, Лопатин, 1997а]. I – реститовый тренд, II – тренд мантийных магм. Границы полей для мантии, пород офиолитовой ассоциации, расслоенных интрузивов и их платиноидных рифов, а также хромититов, коматиитов и высокомагнезиальных базальтов по [Barnes et al., 1988]. Векторы указывают на обогащение пород оливином (OL), хромитом (CHR), сульфидами (SUL) и МПГ (PGM).

Полученные результаты соответствуют ранее сделанному выводу [Малич, Лопатин, 1997б; Малич, 1999] о том, что ультрамафиты и платиноидная минерализация Гулинского массива обладают чертами сходства с таковыми клинопироксенит-дунитовых массивов Алдана, Урала, Дальнего Востока, Аляски, Британской Колумбии, Восточной Австралии и дунит-гарцбургитовых массивов Урала, Корякии, Тасмании, Новой Каледонии и других регионов. С первыми их сближает парагенетическая ассоциация пород (дуниты, хромититы, верлиты и клинопироксениты) и значительный россыпеобразующий потенциал (первые десятки тонн полезного компонента), со вторыми – гигантский площадной размер коренных выходов ультрамафитов (сотни кв. км) и металлогеническая специализация на тугоплавкие платиноиды.

Глава 4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ

Норильская провинция большинством отечественных и зарубежных исследователей [Добрецов, 1997; Pirajno, 2007; Богатилов и др., 2010; и др.] рассматривается как особая часть Сибирского гигантского траппового суперплюма, хотя прямая генетическая связь рудоносных норильских интрузивов с траппами для многих специалистов не очевидна. По данным О.А. Дюжикова и др. [1988], Норильский рудный район находится в западном окончании Енисейско-Оленёкского рудного пояса и приурочен к области тройного сочленения рифтов (рис. 4-1), обусловивших высокую степень флюидо-магматической проницаемости земной коры и эволюцию рудообразующих систем.

Геологическое строение территории, относимой в настоящее время [Геология и полезные..., 2002] к Игарско-Норильской палеорифтовой системе (ПРС), изучалось в Норильском районе В.К. Котульским, Н.Н. Урванцевым, М.Н. Годлевским, И.А. Коровяковым, Г.Д. Масловым, Г.Б. Роговером, В.Ф. Кравцовым, Л.Л. Ваулиным, Ю.Н. Седых, В.С. Нестеровским, В.А. Люлько, М.З. Комаровой, Н.С. Маличем, Р.Г. Матухиным, В.С. Голубковым, И.Н. Горяиновым, В.В. Дистлером, Д.А. Додиныным, О.А. Дюжиковым, Е.В. Тугановой, О.В. Петровым и многими др.; в Игарском районе – Ф.Г. Марковым, В.И. Драгуновым, Т.К. Баженовой, В.А. Даценко, О.А. Вотяхом, Г.Г. Гелецяном, В.Ф. Ржевским, А.Е. Мирошниковым, Г.К. Шкляриком и др.

Геологическая позиция, петрологические особенности и рудоносность интрузивных образований Норильской провинции детально охарактеризованы в работах М.Н. Годлевского [1959], В.В. Золотухина и др. [1975], А.Д. Генкина и др. [1981], В.В. Дистлера и др. [1988], В.А. Люлько и др. [1994], С.Ф. Служеникина и др. [1994], В.В. Рябова и др. [2000], С.Ф. Служеникина [2000], Е.В. Тугановой [2000], Д.А. Додина [2002], А. Налдретта [Naldrett, 2004], А.П. Лихачева [2006], Н.А. Криволицкой [2014б], Радько [2016], Малича и др. [2018б] и многих других (табл. 4-1). Особенно подробно изучались интрузивные образования Норильского региона, так как с некоторыми из них ассоциируют крупные и уникальные месторождения сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

4.1. Обзор схем расчленения интрузивных образований Норильской провинции

М.Н. Годлевским [1959] для Норильского региона выделено четыре вулканических цикла – один в перми и три в триасе. Рудоносные расслоенные интрузивы норильского типа им

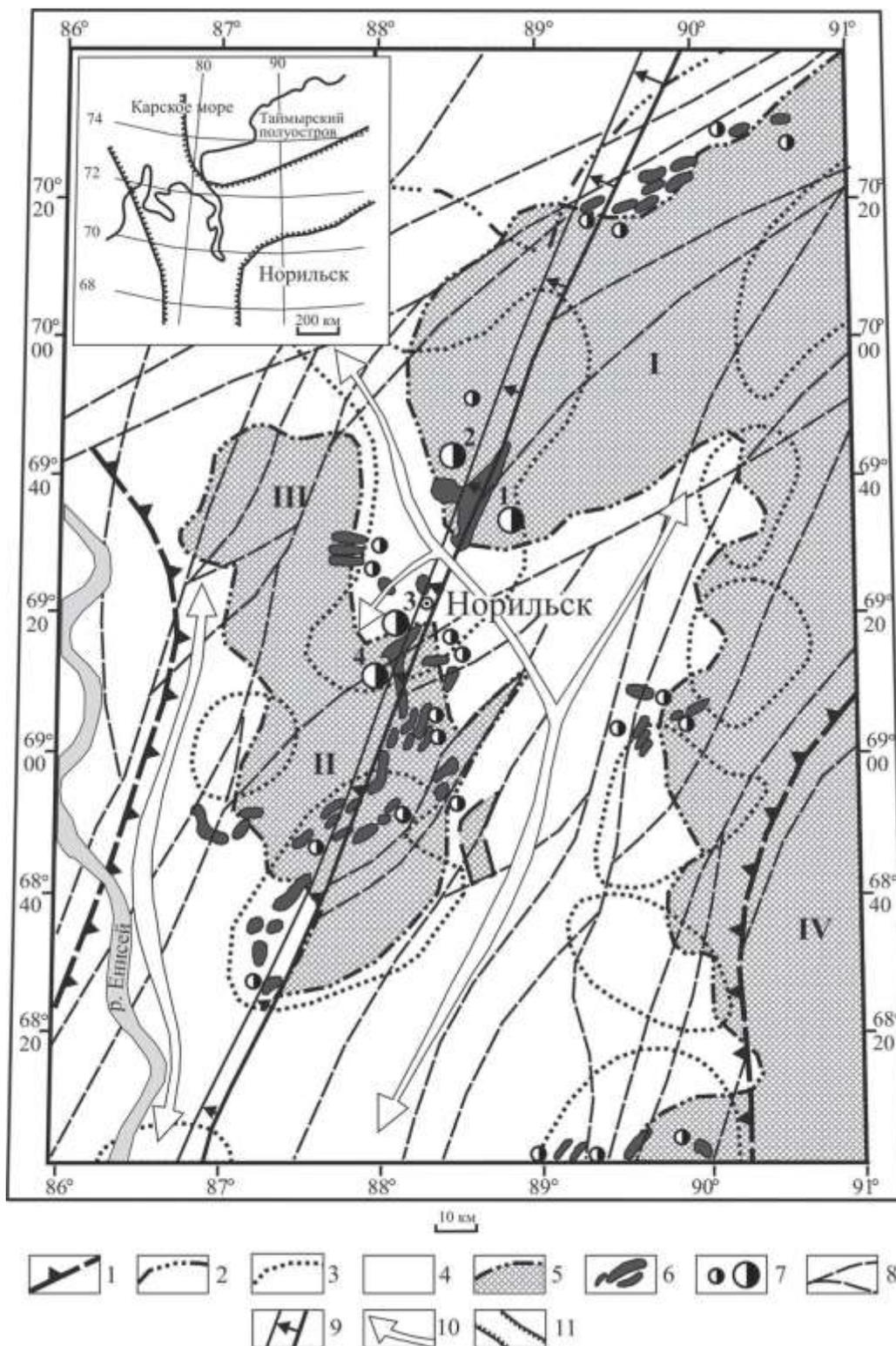


Рис. 4-1. Схематичный план глубинного строения Норильского района по [Дюжиков и др., 1988]. 1 – область разуплотненной верхней мантии; 2 – контуры предполагаемых региональных аэромагнитных аномалий; 3 – контуры региональных аэромагнитных аномалий; 4 – палеозойские осадочные образования; 5 – вулканогенные образования трапховых впадин (I – Хараелахская, II – Норильская, III – Вологодчанская, IV – Сиверминская); 6 – мафит-ультрамафитовые интрузивы; 7 – рудопроявления, рядовые и уникальные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения, малосульфидные месторождения (1 – Талнахское, 2 – Октябрьское, 3 – Норильск-1, 4 – Восточно-Норильское); 8 – разломы, 9 – Норильско-Хараелахский глубинный разлом, 10 – осевые зоны Хайтанско-Рыбнинского, Дудинского валов, 11 – тройное сочленение рифтов (на врезке).

Публикации о промышленно-рудоносных интрузивах Полярной Сибири.

<u>Геология</u>
Роговер [1959]; Урванцев [1982]; Додин, Батуев [1971]; Золотухин [1964], Дистлер и др. [1983]; Петров [1985]; Дюжиков и др. [1988]; Simonov et al. [1994]; Струнин и др. [1994]; Torgashin [1994]; Zen'ko, Czamanske [1994a, 1994b]; Туровцев [2002]; Yakubchuk, Nikishin, [2004], Sluzhenikin et al. [2014]; Krivolutskaya et al. [2018]; Геология Норильской... [2020]
<u>Геохронология</u>
Campbell et al. [1992]; Walker et al. [1994]; Dalrymple et al. [1995]; Kamo et al. [1996]; Васильев и др. [2010]; Malitch, Petrov [2010], Малич и др. [2010; 2012]; Malitch, Latypov [2011]; Burgess, Bowring [2015]; Isotope Geology... [2019]
<u>Минералогия и геохимия</u>
Гриненко [1966, 1984, 1990], Кузьмин, Туганова [1977]; Наторхин и др. [1977]; Grinenko [1985]; Genkin, Evstigneeva [1986]; Godlevsky, Likhachev [1986], Туганова, Малич [1990]; Naldrett et al. [1992; 1996], Czamanske et al. [1994], Distler [1994], Служеникин, Дистлер [1998]; Дистлер и др. [1999]; Комарова и др. [2000]; Додин и др. [2001]; Komarova et al. [2002]; Latypov [2002; 2007]; Arndt et al. [2003]; Cabri et al. [2003]; Li et al. [2003]; Ripley et al. [2003; 2010]; Спиридонов и др. [2003; 2015]; Покровский и др. [2005]; Петров и др. [2009; 2011]; Malitch et al. [2010]; Спиридонов [2010]; Krivolutskaya et al. [2011; 2012]; Служеникин, Криволицкая [2015]; Sluzhenikin, Mokhov [2015]; Duran et al. [2017]; Рябов и др. [2018]; Служеникин и др. [2018; 2020]; Лихачев [2019], Brovchenko et al. [2020]; Chayka et al. [2020]; Marfin et al. [2020]; Schoneveld et al. [2020]; Sluzhenikin et al. [2020]; Tolstykh et al. [2020]
<u>Происхождение</u>
Котульский [1946; 1948]; Старицкий, Туганова [1965]; Иванов и др. [1971]; Лихачев [1978]; Некрасов, Горбачев [1978]; Зотов [1979]; Зенько [1983]; Дистлер [1985]; Генкин и др. [1988]; Туганова [1988; 1991]; Радько [1991]; Naldrett [1992]; Wooden et al. [1992]; Fedorenko [1994]; Likhachev [1994]; Неручев, Прасолов [1995]; Czamanske et al. [1995]; Naldrett et al. [1995]; Walker et al. [1997]; Diakov et al. [2002]; Arndt [2005, 2011]; Arndt et al. [2005]; Lightfoot, Keays [2005]; Li et al. [2009a]; Горбачев [2010]; Добрецов и др. [2010]; Keays, Lightfoot [2010]; Starostin, Sorokhtin [2011]; Malitch et al. [2013; 2014; 2018; 2020a]; Ryabov et al. [2014]; Krivolutskaya [2016]; Iacono-Marziana et al. [2017]; Barnes et al. [2019; 2020]; Krivolutskaya et al. [2019; 2021]; Tolstykh et al. [2019]; Yao et al. [2020]; Yao, Mungall [2021]

отнесены к заключительным фазам магматизма. Среди них М.Н. Годлевский впервые выделил два типа интрузивов: тип интрузивов Норильск-1 и тип интрузивов г. Зуб, различающихся степенью расслоенности, составом пород и различными размерами месторождений сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд, ассоциирующих с ними.

Б.В. Олейниковым и В.Н. Шараповым [Олейников, Шарапов, 1961; Олейников, 1979] среди интрузивных образований выделено восемь фаз магматизма, объединяющихся в четыре комплекса – субщелочной, нормальной, субгипербазитовой и еще один нормальной.

А.М. Виленский, Г.И. Кавардин, Л.И. Кравцова и Г.Н. Старицына среди дифференцированных интрузивов северо-запада платформы наметили три ветви дифференциации базальтовой магмы – риолитовую, толеитовую и фонолитовую [Виленский и др., 1963]. Это расчленение основано на различиях в петрохимических коэффициентах, отражающих характер соотношения щелочей с рядом ведущих компонентов породы.

Д.А. Додин с соавторами [1962] для северо-западной части Сибирской платформы выделили несколько тектоно-магматических циклов, под которыми понимается процесс образования эксплозивных, эффузивных и интрузивных пород, ограниченный во времени сменой тектонических условий. Тектоно-магматические циклы характеризуются авторами часто только на основании изучения туфолавовой толщи. Намечающаяся комагматичность интрузивов с эффузивами весьма условна. Сомнительно и отнесение рудоносных интрузивов к четырем различным циклам только на основании их различного положения в стратиграфическом разрезе.

Н.Н. Урванцевым [1962] предложено расчленение интрузивов Норильского региона на пять групп: недифференцированные, слабодифференцированные, дифференцированные, отдельные дифференциаты и сложные интрузии.

А.П. Лихачев [1980, 1986; и др.] в качестве классификационного признака при типизации интрузивов норильского района использовал содержание в них средневзвешенного состава MgO, выделяя мафические безрудные интрузивы с содержанием MgO до 8%, мезомафические рудоносные (MgO от 8 до 30%) и ультрамафические (MgO>30%), отсутствующие в районе. Интрузивы с сульфидным медно-никелевым оруденением им относились к мезомафическим.

М.З. Комаровой [1974] в северной части Норильского плато выделено шесть интрузивных комплексов: ергалахский, катангский, норильский, среднеергалахский, туринский (далдыканский) и моронговский, а также отдельно тип интрузивов руч. Пикритового. Большая часть комплексов оказалась идентична расчленению М.Л. Лурье и др. [1962]. Особое внимание М.З. Комарова [1974] уделила интрузивам, с которыми ассоциирует сульфидное медно-никелевое оруденение. По ее данным породы моронговского комплекса по петрогеохимическим особенностям существенно отличаются от норильского, поэтому они были выделены в самостоятельный моронговский комплекс. Отличия выразились в свежести пород, широком развитии габбро-троктолитов с гломеропорфировыми скоплениями плагиоклаза, незначительной по масштабу сульфидной минерализацией (бедной никелем и медью), низким содержанием хрома и слабыми проявлениями метаморфизма вмещающих пород.

В.В. Дистлером, О.А. Дюжиковым, А.В. Тарасовым [1983] в составе магматических образований Норильского района выделены четыре группы позднепалеозойско-ранне-среднетриасовых формаций: щелочно-базитовая, гипербазитовая (коматиитовая), щелочно-гипербазитовая и базитовая. Рудоносные расслоенные интрузивы с сульфидными медно-никелевыми рудами и пикритовые лавы гудчихинской и туклонской свит были отнесены к коматиитовой формации благодаря петро-геохимическому сходству с расслоенными рудоносными интрузивами. Они характеризуются общей геохимической специализацией на никель, кобальт, хром, платину палладий и калий, а также близостью состава с коматиитами. Интрузивы выделенной формации авторами отнесены к трем типам: 1) дифференцированным лейкократовым интрузивам с преобладанием базитов; 2) «полнодифференцированным» интрузивам, в которых наряду с базитами четко обособлены гипербазитовые породы; 3) дифференцированным меланократовым интрузивам с преобладанием гипербазитов и базитов повышенной основности.

По данным В.А. Люлько и др. [1994] рудоносные интрузивы относятся к норильской ассоциации, которая подразделялась на две основные группы: хромистую (талнахско-норильскую) и малохромистую (моронговскую, нижнеталнахскую). По мнению В.А. Люлько и др. [1994], зубовская группа интрузивов по составу руд и содержанию в ультрамафитах хрома мало чем отличается от талнахско-норильской и поэтому объединяется с ней. Малохромистые сульфидоносные интрузивы по В.А. Люлько и др. [1994] косвенно указывают на зоны перспективные для поисков промышленно-рудоносных интрузивов. Выделенные типы рудоносных интрузивов отвечают таковым в понимании М.Н. Годлевского [1959; и др.], но под другими названиями, а также норильскому комплексу и нескольким типам в его составе, охарактеризованных геологами ВСЕГЕИ [Лурье и др., 1973].

Сотрудниками ВСЕГЕИ [Лурье и др., 1962; Туганова, 1977; Малич, Туганова, 1980 и др.] интрузивный магматизм позднепалеозойско-раннемезозойского возраста расчленен на двенадцать интрузивных комплексов, среди которых семь выявлены в Норильском районе. Это ергалахский трахидолеритовый (P2er), оганерский (катангский) долеритовый (T1og), ангарский кварцево-долеритовый (T1an), норильский (плагио)оливинит-габбровый (T1n), курейский троктолит-долеритовый (T1kr), далдыканский долерит-ферропегматитовый (T1dl) и агатский микродолеритовый (T1ag).

Среди интрузивов норильского комплекса было выделено пять типов [Туганова, 1976]: талнахско-норильский, горозубовский (тип интрузивов г. Зуб), нижненорильский (нижнеталнахский), моронговский и нижнефокинский. К *курейскому* комплексу отнесены два типа интрузивов: г. Озерной (Джалтулского плато) и р. Дегали (Второго порога р. Курейки). Характеристика интрузивных образований с сульфидным платиноидно-медно-никелевым

оруденением различного масштаба (от минерализации до уникальных месторождений), представленных норильским и курейским комплексами, детализируется в [Малич и др., 2018б].

На северо-западе Сибирской платформы в бассейнах рек Кулюмбе, Горбиачин, Курейка, Северная широко развиты интрузивы курейского комплекса [Туганова, 1976], с которыми связаны не менее 350 проявлений преимущественно пирротинового состава с пиритом и редкими халькопиритом, пентландитом и минералами платиновой группы. Все они распространены в пределах бортов Тунгусской синеклизы, приурочены к поперечным разломам северо-восточного простирания в поле широкого развития производных базальтовой магмы. Корреляционная схема рудоносных интрузивных образований северо-запада Сибирской платформы с учетом геотектонической позиции и минералого-петролого-геохимических особенностей приводится в табл. 4-2.

По степени перспективности на платиноидно-медно-никелевые руды ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири выделяются в составе трех геолого-экономических типов (табл. 4-3):

– *промышленно-рудоносного*, вмещающего уникальные и крупные месторождения (Норильск-1, Талнахское и Октябрьское);

– *рудоносного*, с которым ассоциируют мелкие (резервные) месторождения с забалансовыми запасами сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд (Зуб-Маркшейдерское, Черногорское, Имангдинское и Вологочанское);

– *слаборудоносного* с Cu-Ni сульфидной минерализацией без платиноидов (интрузивы Нижнеталнахский, Зеленогривский, Круглогорский и др.).

4.2. Геологические и петролого-геохимические особенности различно рудоносных интрузивов Норильской и Таймырской провинций

Промышленно-рудоносные интрузивы объединяют интрузивы ультрамафит-мафитового состава норильско-талнахского типа, содержащие четко выраженный горизонт перидотитов и повышенное количество хрома, с которыми ассоциируют вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные залежи, жилы и шилы, образующие крупные и уникальные комплексные месторождения платиноидно-медно-никелевых (с кобальтом, золотом, серебром и др.) руд. В верхней части интрузивов выявлен *малосульфидный* платиноидный горизонт, приуроченный к лейкогаббро с линзами ультрамафитов и пород с такситовой текстурой. Породы интрузивов проявляют отчетливую однородность в отношении изотопного состава неодима ($\epsilon Nd = 1.0 \pm 0.5$) при сходных значительных вариациях радиогенного значения $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (0.7055–0.7075). Примеры: интрузивы *Норильск-1, Талнахский*.

Корреляционная схема рудоносных платиноидно-медно-никелевых интрузивных формаций Сибирской платформы с учетом геотектонической позиции, петрологических особенностей и рудогенеза по данным [Малич и др., 2018б].

Интрузивные формации		Оливинит-габбровая	Габбро-меланотроктолитовая	Троктолит-долеритовая
Серия пород, слагающая формацию		Рудные плагиооливиниты (плагиоверлиты), меланотроктолиты, троктолиты, оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро, габбро-диориты (гибридные), лейкогаббро	Меланотроктолиты, троктолитовые, оливиновые, безоливиновые габбро-(долериты), габбро-диориты; реже прерывистые горизонты и линзы плагиоперидотитов и плагиооливинитов	Троктолитовые, оливиновые и безоливиновые долериты, реже меланотроктолиты, кварцевые долериты, ферродолериты
Мощность интрузивов		100-360 м (среднее 200 м)	10-400 м, чаще 20-100 м	20-260, реже до 400 м
Соотношение богатых и бедных оливином пород		25-30 (до 50): 50-75	50-70: 30-50	5-10: 90-95
Внутреннее строение интрузивов		Дискретные серии пород	Дискретные серии пород	Непрерывные серии пород
Форма интрузивов		Хонолиты, сложные полого (реже круто) секущие тела	Сложные и пластообразные тела	Силлы, реже пологосекущие интрузивы и дайки
Петрологические особенности	геохимические	В богатых оливином породах высокое содержание MgO (до 29 мас.%), пониженное TiO ₂ (<0.7 мас.%) и Na ₂ O+K ₂ O (менее 1.5 мас.%), при повышенном потенциале окиси калия (n<80). Повышенное количество хрома (до 0.8 мас.%), никеля, меди, кобальта, платиноидов. Повышенная концентрация Ni в оливине (0.2-0.3 мас.%), хрома в клинопироксене (до 1.05 мас.% Cr ₂ O ₃), хромите (32-44 мас.% Cr ₂ O ₃). В оливинсодержащих и безоливиновых габброидах содержание MgO в среднем 7.5 мас.%, TiO ₂ – 1.5-3 мас.%, Na ₂ O+K ₂ O более 2.5 мас.% (n>80). Количество Cr, Ni, Cu, ЭПГ ниже на 2 порядка	В меланотроктолитах повышенное содержание MgO (14-16 мас.%), в ультрамафитах до 27 мас.%, низкое содержание TiO ₂ ; и P ₂ O ₅ (среднее 0.5 и 0.06 мас.%, соответственно), пониженное содержание Cr ₂ O ₃ , CaO и Al ₂ O ₃ , а также Na ₂ O+K ₂ O (~1 мас.%) при повышенном потенциале калия. Высокое количество железа (до 18 мас.%) за счет сульфидов (троилита, пирротина), магнетита и ильменита, а также повышенное – никеля, меди и кобальта (за счет халькопирита и пентландита). В габброидах петрохимический состав аналогичен составу обычных интрузивных долеритов	Характерно повышенное количество MgO в меланотроктолитах и троктолитовых долеритах (до 12-16 мас.%), титана (>1.0 мас.%) и Na ₂ O+K ₂ O (2.5-3 мас.%). В оливиновых и безоливиновых долеритах MgO~6-7 мас.%
	минералогические	Присутствуют две ассоциации минералов: глубинная и малоглубинная. В первой содержатся высокобарические минералы: хромит, хромистый авгит и ортопироксен,	Присутствует клинопироксен слабо варьирующего состава по разрезу. Количество железа в нем увеличивается вверх и вниз (по разрезу) от меланотроктолитов и	Количество хрома в клинопироксенах и никеля в оливинах (0.04-0.08 мас.%) близко к их количеству в малоглубинной ассоциации пород в габброидах верхних

		магнезиальный оливин (Fa 5-8 и Fa 18-25), анортит. В рудах: джерфишерит, карбиды Si и Wo, сульфиды с тугоплавкими платиноидами (Ir, Os, Ru); во второй – обычные минералы долеритов: титанистый авгит (TiO ₂ до 0.9 мас.%), более железистый оливин (Fa 30-55), менее основной плагиоклаз (An 60-78)	плагиоперидотитов. Оливин в ультрамафитах имеет более магнезиальный состав (Fa 20-25), чем в габброидах (Fa>30); в первых он замещается серпентином, во-вторых – боулингитом. Плагиоклаз в первых представлен анортитом (An 90-100), во-вторых – лабрадор-битовнитом (An 60-80). В верхних габбро и контактовых долеритах плагиоклаз альбитизирован, пелитизирован, оливин замещен боулингитом, клинопироксен амфиболом, хлоритом	частей интрузивов оливинит-габбровой формации. Характерно повышенное количество кобальта в сульфидах (в частности, в пентландите до 11 мас.%) и низкое содержание никеля и платиноидов
Морфологические типы руд, связанные с интрузивными формациями	Вкрапленные (интерстиционная, каплевидная, лапчатая) и прожилково-вкрапленные сульфидные руды, приуроченные к нижним частям интрузивов (к ультрамафитам и образовавшимся по ним основным породам с такситовой текстурой. Залежи и жилы массивных руд в нижних (реже верхних) эндо- и экзоконтактах интрузивов. В верхнем экзоконтакте – брекчиевидные руды. Массивные руды сопровождаются ореолом прожилково-вкрапленных медистых руд. Вкрапленное малосульфидное платиноидное оруденение в верхних «такситах».	Вкрапленное оруденение (интерстиционная, реже каплевидная вкрапленность) приурочено, главным образом, к богатым оливином породам	Рассеянная вкрапленность сульфидов по всему разрезу интрузивов, реже обогащенные сульфидами горизонты (и шилеры) в виде висячих рудных тел	
Параметры рудных тел	Пластовые тела вкрапленных сульфидных никелево-медных руд протяженностью до первых десятков километров при мощности до 90 м; залежи сплошных руд – до первых километров при мощности до 45, чаще 19-20 м	Пластовые тела вкрапленного оруденения до 50-70 м мощности при протяженности первые десятки километров	Обогащенные вкрапленностью (до 15-20%, обычно 1-5%) сульфидов (главным образом пирротина) прерывистые горизонты и линзообразные тела достигают 0.5-1.5 м мощности при протяженности несколько километров	
Состав руд	основной состав руд	Никелево-медный (с кобальтом, платиноидами и золотом)	Медно-никелевый (с кобальтом)	Кобальтово-медный (с никелем)
	ведущие элементы	Cu, Ni, Co, S, Pt, Pd	Ni, Co, Cu, S	Cu, Co, S
	второстепенные элементы	Rh, Ru, Ir, Os, Se, Fe, Ag, Au, As, Zn, Pb и др.	Pd, Pt и др.	Ni, Pt, Pd и др.
	ведущие минералы	Пирротин, троилит, халькопирит, пентландит, кубанит, магнетит, минералы платиновой группы (МПГ)	Троилит, пирротин, халькопирит, кубанит, кобальт-содержащий пентландит (Co до 3.7 мас.%)	Пирротин, халькопирит, магнетит, ильменит
	второстепенные минералы	Ильменит, миллерит, талнахит, моихукит, пирит, сфалерит, галенит и др. (всего >100)	Моихукит, талнахит, МПГ и др.	Пирит, реже пентландит кобальтовый (Co до 11 мас.%), кубанит, еще реже минералы

	рудных минералов)		МПГ и др.
Ретроспективная геотектоническая позиция	В пределах рифтовых систем. Приурочены к мантийным разломам и к пересечению их с крупными региональными и локальными разломами, нередко оперяющими первые		В пределах рамы рифтовых систем. Вдоль зон поперечных разломов (или структурных швов) над сочленением крупных структур чехла платформы и оперяющих более мелких нарушений
Глубинное строение	Характеризуется высокоградиентными прогибами в фундаменте; насыщенностью коры горсто-грабеновыми структурами, высокой плотностью разломов, в том числе мантийных; крупными объемами извергнутых масс мантийного вещества (в том числе глубинного >200 км и малоглубинного); увеличенной мощностью "базальтового" слоя, наличием промежуточного слоя между земной корой и мантией с повышенной (относительно коры) скоростью продольных волн ($V_p=7.3$ км/с)		Характеризуется строением, типичным для стабилизированных блоков платформы с близкими (~20 км) мощностями гранитного и базальтового слоя, с умеренными прогибами фундамента и меньшей раздробленностью коры. Промежуточный слой между земной корой и мантией отсутствует
Состав родоначальной магмы	Перидотит-коматиитовая + толеит-базальтовая	Толеит-базальтовая и возможно, перидотит-коматиитовая	Преимущественно толеит-базальтовая
Типы интрузивов и месторождений	Талнахско-норильский (норильский)*, горозубовский*; Октябрьское, Талнахское, Норильск-1, Черногорское, Горозубовское, Норильск-2 и др.	Нижненорильский** (нижнеталнахский**), моронговский*** и др.	Курейский***, дегенский*** и др.

* С интрузивными формациями ассоциируют уникальные и крупные сульфидные платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платиноидные месторождения. ** Ассоциируют сульфидные медно-никелевые рудопроявления, рассеянные по разрезу интрузивов. *** Рудопроявления и минерализация.

Геолого-экономические типы различно рудоносных интрузивов Норильской и Таймырской провинций [Петров и др., 2009; Malitch et al., 2014; 2018].

№	Интрузив	Скважина	Тип интрузива
1	Норильск-1	МН-2	промышленно-рудоносные
2	Талнахский	ОУГ-2	
3	Хараелахский	КЗ-844, КЗ-963	
4	Черногорский	МП-2бис	рудоносные (с забалансовыми платиноидно-Cu-Ni рудами)
5	Зуб-Маркшейдерский	МП-27	
6	Вологочанский	ОВ-29	
7	Нижнеталнахский	ТГ-31	слаборудоносные (с Cu-Ni минерализацией без платиноидов)
8	Круглогорский	МП-2бис	
9	Бинюдинский	С-1, С-2, С-3	потенциально рудоносные («слабоизученные»)
10	Дюмталейский	ТП-43	

Рудоносные интрузивы с забалансовыми платиноидно-медно-никелевыми рудами включают интрузивы ультрамафит-мафитового состава горозубовской и имангдинской группы, обладающими сходными породными, минералогическими, геохимическими и Nd-Sr изотопными характеристиками с таковыми промышленно-рудоносных интрузивов. С рудоносными интрузивами ассоциируют вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные руды, образующие мелкие и средние месторождения медно-никелевых руд, а также средние и крупные месторождения платиноидов. Данная группа интрузивов характеризуется установленными признаками малосульфидного оруденения (Черногорский и Имангдинский интрузивы), либо по геолого-петрологическим признакам перспективна на выявление МС-горизонта (Зуб-Маркшейдерский, Вологочанский и др.). Примеры: интрузивы *Черногорский, Норильск-2, Имангдинский, Зуб-Маркшейдерский, Вологочанский, Южноясинский*.

Слаборудоносные интрузивы объединяют мафит-ультрамафитовые интрузивы нижнеталнахского типа, с которыми связано медно-никелевое рассеянное оруденение в виде рудопроявлений и минерализации вкрапленного (редко шлирового) типа с незначительным (сотые доли %, реже до десятых долей %) содержаниями меди и никеля. В отличие от интрузивов первых двух геолого-экономических типов, породы слаборудоносных интрузивов имеют низкое содержание хрома и платиноидов (тысячные доли г/т, реже сотые доли г/т в единичных интрузивах) и не перспективны на МС-оруденение. Породы слаборудоносных интрузивов обладают отличными от промышленно рудоносных и рудоносных интрузивов

значениями $\varepsilon\text{Nd}\sim-5$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.7076-0.7086$. Примеры: интрузивы *Нижнеталнахский*, *Зеленогривский*, *Нижненорильский* и др.

Геологическое положение исследованных ультрамафит-мафитовых интрузивов в пределах Норильской и Таймырской провинций показаны на рис. 1-3, 4-2, 4-3.

Для *промышленно-рудоносных интрузивов*, с которыми ассоциируют крупные и уникальные платиноидно-медно-никелевые месторождения, породы и оруденение изучены по скважинам (рис. 4-2) МН-2 (Норильск-1), ОУГ-2 (Талнахский), КЗ-844 и КЗ-963 (Хараелахский).

Рудоносные интрузивы, с которыми связаны мелкие и средние месторождения меди и никеля и крупные – платиноидов, изучены по скважинам (рис. 4-2) МП-2бис (Черногорский), МП-27 (Зуб-Маркшейдерский) и ОВ-29 (Вологочанский).

Слаборудоносные интрузивы, содержащие небольшие медно-никелевые рудопроявления и минерализацию, изучены по скважинам (рис. 4-2) ТГ-31 (Нижнеталнахский) и МП-2бис (Круглогорский).

Кроме того, изучен ряд интрузивов (Бинюдинский и Дюмталейский), отличающихся от вышеназванных по петролого-геохимическим параметрам. Данные интрузивы отнесены с определенной долей условности в *группу потенциально-рудоносных интрузивов* (табл. 4-2).

Бинюдинский и Дюмталейский интрузивы, расположенные на Таймыре (см. рис. 1-3), изучены по скв. С-1 (Бинюдинский) и ТП-43 (Дюмталейский). Бинюдинский интрузив сложен вверху и в средней части преимущественно ультрамафитами: (оливинитами, плагиооливинитами, плагиоверлитами) и отнесен предварительно к коматиитовому типу [Романов, Курбатов, 2001; Курбатов, Романов, 2008]. Дюмталейский интрузив представлен главным образом феррогаббро с титаномагнетитовыми рудами в верхней части и троктолитовыми феррогаббро с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением – в нижней.

Описание особенностей пород ультрамафит-мафитовых и мафитовых интрузивов и ассоциирующего оруденения по разрезам перечисленных скважин сопровождается петрографическим, петрохимическим, геохимическим и металлогеническим анализом, таблицами и графиками содержания петрохимических окислов силикатных пород (в том числе хрома) и рудообразующих компонентов в оруденелых породах, в том числе меди, никеля, кобальта, платины, палладия, серы и др.

По перечисленным скважинам были сделаны описания 460 шлифов и аншлифов, выполнены химические анализы силикатных пород и руд, изучен химический состав силикатных и рудных минералов. На разрезах скважин указаны места взятия образцов и минералого-геохимических проб, на которых базируются выполненные исследования. Петро-

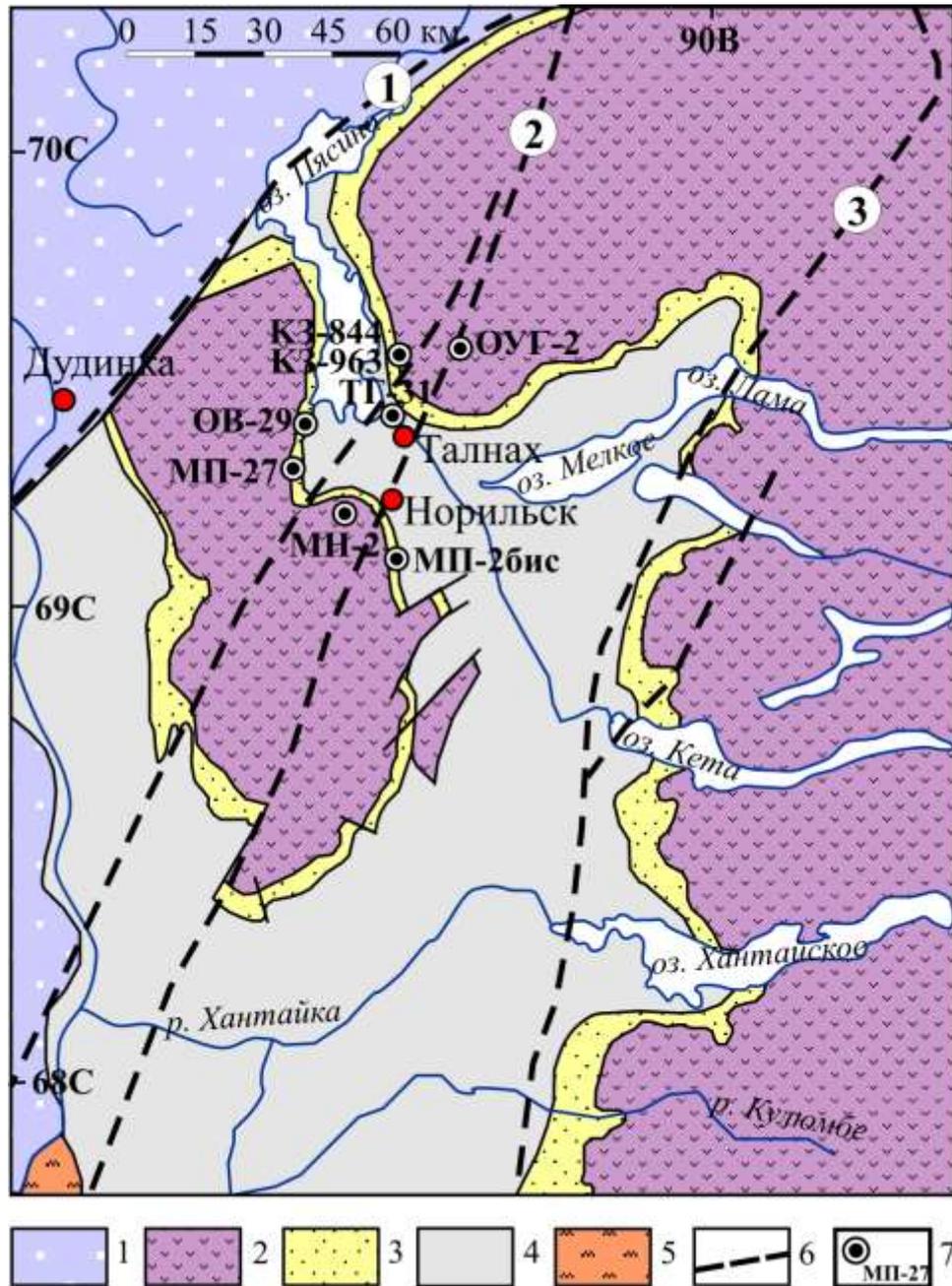


Рис. 4-2. Обзорная геологическая схема Норильской провинции с местоположением разведочных скважин, выбранных для петролого-геохимических и изотопно-геохимических исследований ультрамафит-мафитовых интрузивов. 1 – мезо-кайнозойский комплекс рыхлых отложений; 2 – верхнепермско-нижнетриасовый вулканогенный (базальтоидный) комплекс; 3 – верхнепалеозойский (С2–Р2) комплекс терригенных отложений (тунгусская серия); 4 – нижне-среднепалеозойский комплекс аргиллито-мергелево-карбонатных сульфатоносных отложений (С–D3); 5 – верхнепротерозойские образования; 6 – зоны разломов: (1) Северохарелахского, (2) Норильско-Харелахского, (3) Имангдинско-Летнинского и прочих; 7 – расположение скважин с опорными разрезами ультрамафит-мафитовых интрузивов различных типов: *промышленно-рудноносного* типа (скв. ОУГ-2 – Талнахский; КЗ-844, КЗ-963 – Харелахский, МН-2 – Норильск-1); *рудноносного типа* (скв. МП-2бис – Черногорский; МП-27 – Зуб-Маркшейдерский; ОВ-29 – Вологочанский); *слаборудноносного типа* (скв. ТГ-31 – Нижнеталнахский, скв. МП-2бис – Круглогорский).

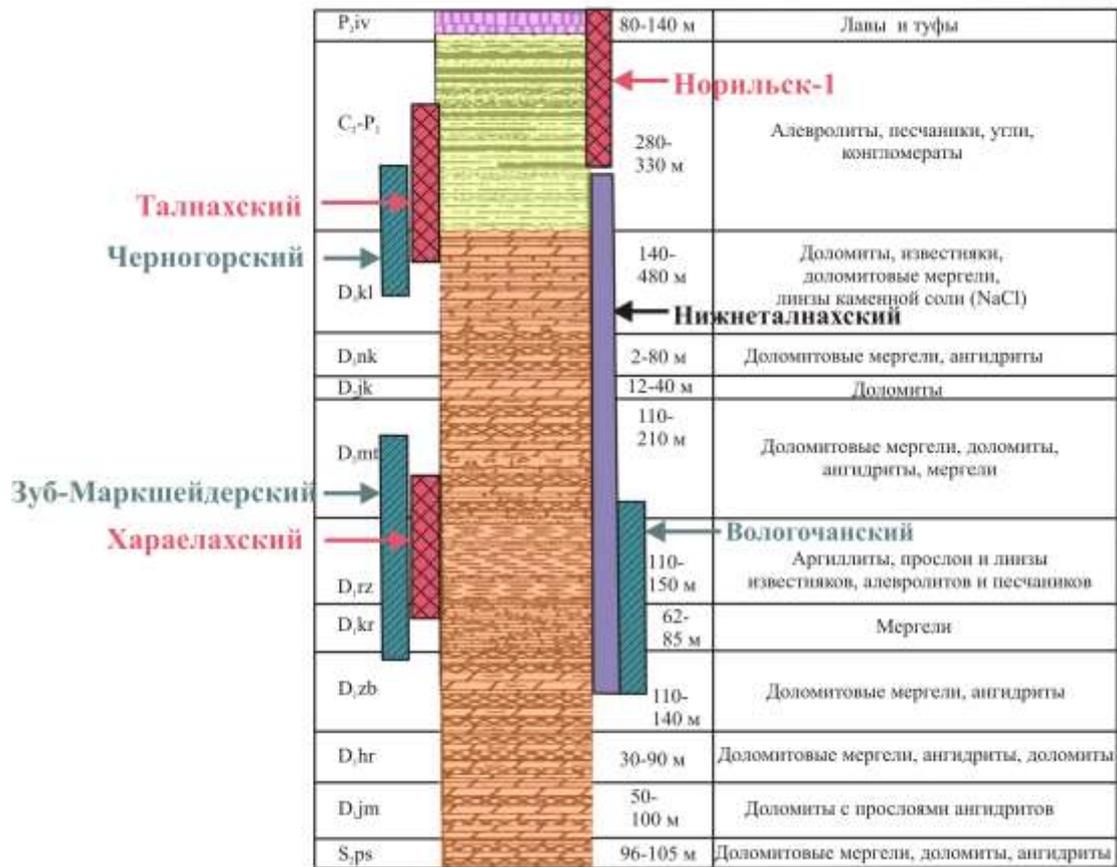


Рис. 4-3. Стратиграфический разрез, показывающий расположение промышленно-рудноносных (Харелахского, Талнахского и Норильск-1), рудоносных (Черногорского, Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского) интрузивов и слабо рудоносного Нижнеталнахского интрузива [по данным Дюжикова и др. [1992] и Czamanske et al. (1995)].

геохимические данные приведены ранее в табл. 1–11 приложения 1 [Малич и др. 2018б] с указанием номера скважины и названия исследованных пород и в данной работе не дублируются. Чтобы не перегружать краткий петролого-геохимический анализ каждой скважины при ее описании в тексте приведен минимум петролого-геохимических данных.

При описании пород различных интрузивов в данной работе приняты некоторые изменения в их названиях, которые ранее не вполне точно отражали их состав или противоречили общепринятым представлениям о названиях групп тех или иных пород. Например, на разрезах приведены не обобщенные рудоносные группы пород, такие как «пикритовые» или «такситовые», а более точные названия пород с учетом их минералого-геохимического состава.

4.2.1. О терминологии и номенклатуре пород, слагающих ультрамафит-мафитовые интрузивы

(1) Название ультраосновных пород, так называемых «пикритовых габбро-долеритов (или

пикритов)» не используется, т.к. термин «пикрит (пикритовый)» обычно употребляется только для излившихся на поверхность эффузивных пород: пикритовых базальтов или ультраосновных эффузивов – пикритов, и не должен использоваться для пород, слагающих интрузивы.

При детальном петролого-геохимическом изучении горизонта ультрамафитов (так называемых «пикритов») внутри него присутствуют несколько варьирующих по составу разновидностей пород с преобладанием плагиоверлитов, плагиооливинитов, рудных оливинитов и меланотроктолитов. Меланотроктолиты в нижней и верхней частях горизонта переходят соответственно в габбро-троктолиты и оливиновое габбро.

В горизонте ультрамафитов происходила частичная габброизация с постепенным увеличением плагиоклаза. Плагиоверлиты (плагиооливиниты) содержат от 5 до 15% плагиоклаза (состава битовнит-анортит), который имеет ксеноморфную форму, заполняя интерстиции между кристаллами оливина, содержание которого достигает 70–80%. Меланотроктолиты (габброизированные плагиоперидотиты) при существенном содержании оливина (30–35%) имеют более значительное количество плагиоклаза (~30%), чаще ряда лабродор-битовнита, а также большее в сравнении с плагиоверлитами клино- и ортопироксенов (в сумме ~20–25%). Название «меланотроктолит» используется для пород, содержащих до 60–65% фемических минералов и значительное количество плагиоклаза (до 30–35%).

(2) Термин «такситовый габбро-долерит» также неудачен, т.к. в определяющее название породы включен текстурный признак, а не основной вещественный состав, как это принято в петрографии. В то же время, в так называемом «такситовом» горизонте при его изучении нами выявлен широкий спектр составов пород: оливинсодержащие, оливиновые габбро, габбро-троктолиты, меланотроктолиты, вплоть до ультрамафитов (плагиоверлитов и плагиооливинитов) (скв. МН-2, ОУГ-2); в некоторых участках горизонта наблюдаются анортозитоподобные породы, сложенные преимущественно плагиоклазом. Судя по приведенному перечню пород, горизонт с такситовой текстурой подвергся значительной неравномерной габброизации. Предположительно до этого он имел более ультраосновной состав, о чем свидетельствуют реликты плагиоверлитов и плагиооливинитов и других более магнезиальных пород.

При построении разреза (колонки) интрузивов справа приведены вещественные составы для каждого образца пород с указанием глубины его отбора (например, рис. 4-5, 4-11 в разделе 4.2.2), что дает возможность уточнить вещественный состав участков неравномерно измененных (габброизированных) пород, отличающихся различными структурными особенностями. Можно говорить о такситовой текстуре горизонта лишь в целом.

(3) Предлагается отказаться от термина «долерит» в применении к рудоносным и особенно промышленно-рудоносным интрузивам, т.к. этот термин используется для пород

нерудоносных (безрудных) интрузивов, широко развитых на Сибирской платформе, особенно на бортах Тунгусской синеклизы. Долерит обладает специфическими свойствами, отсутствующими в рассматриваемых интрузивах. Из значительного опыта изучения множества интрузивов долеритов, отнесенных к катангскому (оганерскому и др.) комплексам, они чаще всего имеют более свежий облик и сложены безоливиновыми или оливинсодержащими разновидностями долеритов. Мощность интрузивов долеритов составляет от единиц метров до 50 м (реже больше). В наиболее крупных интрузивах долеритов имеется слабая расслоенность, выражающаяся в появлении шпиров троктолитовых долеритов вблизи подошвы интрузивов, а вверху – габбро-пегматитов с высокой железистостью. Структура обычных долеритов – микродолеритовая, долеритовая, классическая пойкилоофитовая (с крупным клинопироксеном и очень мелкими включениями в нем лейст плагиоклаза), практически отсутствующих в рудоносных интрузивах [Лурье и др., 1973]. Первые известные исследователи норильских рудоносных интрузивов (В.К. Котульский, М.Н. Годлевский, А.И. Коровяков и др.) к названию «габбро» добавляли термин «диабаз», подчеркивавший существенное количество в нем вторичных изменений, которые связаны с наложенными метасоматическими процессами, широко развитыми в рудоносных интрузивах. В дальнейшем название «диабаз» автоматически перешло в «долерит», что не отвечает составу пород. Для пород интрузивов норильского типа характерно их значительное изменение. Ультрамафиты сильно трещиноваты, участками полностью серпентинизированы, наблюдается пелитизация, сосюритизация, биотитизация, амфиболизация, хлоритизация, пренитизация, карбонатизация и другие изменения. Иногда до 60% минералов изменены, особенно в ассоциации с вкрапленными сульфидными платиноидно-медно-никелевыми рудами, которым сопутствовали флюиды.

Вместо термина «диабаз» предлагается отмечать количество неравномерно развитых вторичных изменений в габброидах и отказаться от термина «долерит». Предлагаемые изменения названий помогут правильно решать неясные вопросы генезиса и источников вещества (как силикатного, так и рудного), чем завуалированно-тенденциозно применяемыми неточными для состава и структуры пород терминами «пикритовый», «такситовый», использованием термина «долерит» и др.

Также было бы большим достижением отказаться от термина «трапп» (что в переводе означает лестница) при названии эффузивных и особенно интрузивных пород. Термин «трапп» безлик и давно вышел из употребления у многих геологов в связи с расчленением пород бывшей «трапповой формации» по вещественным признакам.

4.2.2. Геологические и петролого-геохимические особенности промышленно-рудноносных интрузивов с сульфидным и малосульфидным типами оруденения (интрузив Норильск-1, Талнахский, Хараелахский интрузивы)

Интрузив Норильск-1 имеет максимальную мощность 360 м и залегает между терригенными отложениями P_2 и эффузивами T_1 , полого пересекая их [Роговер, 1959; Sluzhenikin, Mokhov, 2015 и др.]. Интрузив слагают различные породы – от габбро-диоритов до плагиодунитов; он содержит вкрапленное сульфидное оруденение в нижней части. С интрузивом ассоциируют массивные руды, а также вкрапленные – в нижней части интрузива и прожилково-вкрапленные руды в нижнем экзоконтакте. В верхней части интрузива расположено малосульфидное платиноидное оруденение [Служеникин и др., 1994].

По данным ПАО «ГМК “Норильский никель”» по месторождению Норильск-1 балансовые запасы платиноидов составляют по категории $A+B+C_1$ 1305.5 т; по категории C_2 – 1170.8 т при среднем содержании платиноидов в сульфидных рудах 5.74 г/т [Государственный доклад..., 2018].

Интрузив Норильск-1 охарактеризован нами по скважине МН-2 (рис. 4-2, 4-4). Интрузив сложен (рис. 4-5, 4-6а) сверху вниз габбро-диоритами (обр. 51, 52), лейкогаббро с прослоями меланотроктолитов (обр. 54), габбро (обр. 53, 55, 56), оливинсодержащим габбро (обр. 57, 58), оливиновым габбро (обр. 59–61), плагиоверлитами (обр. 62–66), ниже которых располагаются разновидности ультраосновных и основных пород с такситовой текстурой (обр. 67–77) и контактовые габбро-долериты (обр. 78). Их петрохимические и геохимические особенности приведены в табл. 1, прил. 1 [Малич и др., 2018б] и на рис. 4-6–4-9.

Габбро-диориты (глубины 327.9–330.8 м, обр. 51 и 52) обладают призматически зернистой структурой. Породы содержат 65–80% плагиоклаза, 10–30% клинопироксена. Плагиоклаз пелитизирован, клинопироксен амфиболизирован. Среди рудных минералов установлены: магнетит, ильменит, пирит; в мезостазице – амфибол, хлорит, мелкие зерна кварца. Габбро-диориты характеризуются высоким содержанием (мас.%) SiO_2 – 50.7–51.1 (рис. 4-7а), Al_2O_3 – 20.9–21.2 (рис. 4-7б), CaO – 10.3–10.5 (рис. 4-7в), Na_2O – 4.1–4.4 (рис. 4-7г), K_2O – 0.9–1.1 и низким – MgO – 4.7–5.0 (рис. 4-7) и $Fe_{\text{Общ}}$ – 6.6–6.7 (рис. 4-6б).

Лейкогаббро и *габбро* (гл. 330.8–350.0 м, обр. 53, 55, 56) имеют призматически зернистую структуру, с участками порфиroidной, и характеризуются такситовой текстурой. На глубинах 338.8–339.8 м породы содержат шпирь меланотроктолитов (обр. 54), образующих горизонт мощностью до 1 м, к которому приурочено малосульфидное платиноидное оруденение с высоким содержанием платиноидов до 33 г/т (табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Характерной чертой меланотроктолитов является ксеноморфизм плагиоклаза по

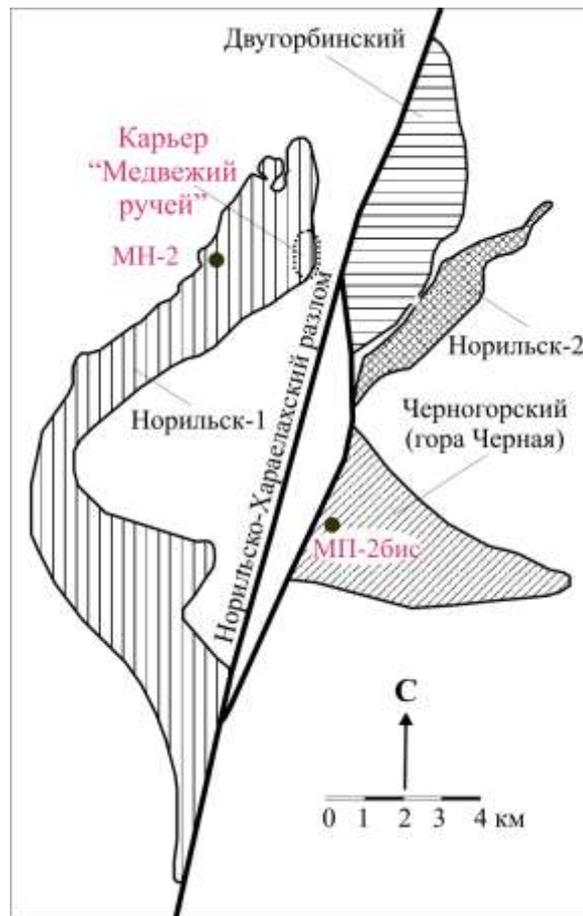


Рис. 4-4. Расположение карьера «Медвежий ручей» и разведочных скважин интрузива Норильск-1 (скв. МН-2) и Черногорского интрузива (скв. МП-2бис) (по материалам ООО «Норильскгеология»).

отношению к оливину и клинопироксену, что также характерно для ультрамафитов нижней части интрузива. По сравнению с вмещающими породами, которые содержат (мас.%) SiO_2 – 44.3–47.8, CaO – 12.0–12.7, MgO – 7.2–10.0, TiO_2 – 0.5–1.1, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 2.2–4.6, меланотроктолиты недосыщены SiO_2 (42.9 мас.%), имеют более низкие значения CaO (~8.0 мас.%), TiO_2 (0.33 мас.%) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (1.9 мас.%), но значительно более высокое содержание MgO (19.63 мас.%, рис. 4-6б, 4-7).

Оливинсодержащее и *оливиновое габбро* (гл. 350.0–363.7 м, обр. 57–61) имеют гипидиоморфнозернистую, призматическизернистую, порфиривидную, участками пойкилитовую неравномернозернистую структуру. По химическому и минералогическому составу это типичные габброиды, состоящие из плагиоклаза 55–70%, клинопироксена 20–30%, оксидов (магнетита, титаномагнетита) 2–5%, иногда единичных зерен сульфидов (пирита, реже пирротина). Различаются эти породы содержанием оливина: в оливинсодержащих габбро до 5–8%, в оливиновых – до 10–12%. Породообразующие минералы на 10–30% изменены: по плагиоклазу развивается соссурит, пелит; по клинопироксену – амфибол, хлорит и другие; по оливину – боулингит. Химический состав пород характеризуется незначительными вариациями (мас.%) SiO_2 – 47.7–48.0%, Al_2O_3 – 16.7–17.6, CaO – 11.7–12.9 (рис. 4-7в), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 9.8–10.7

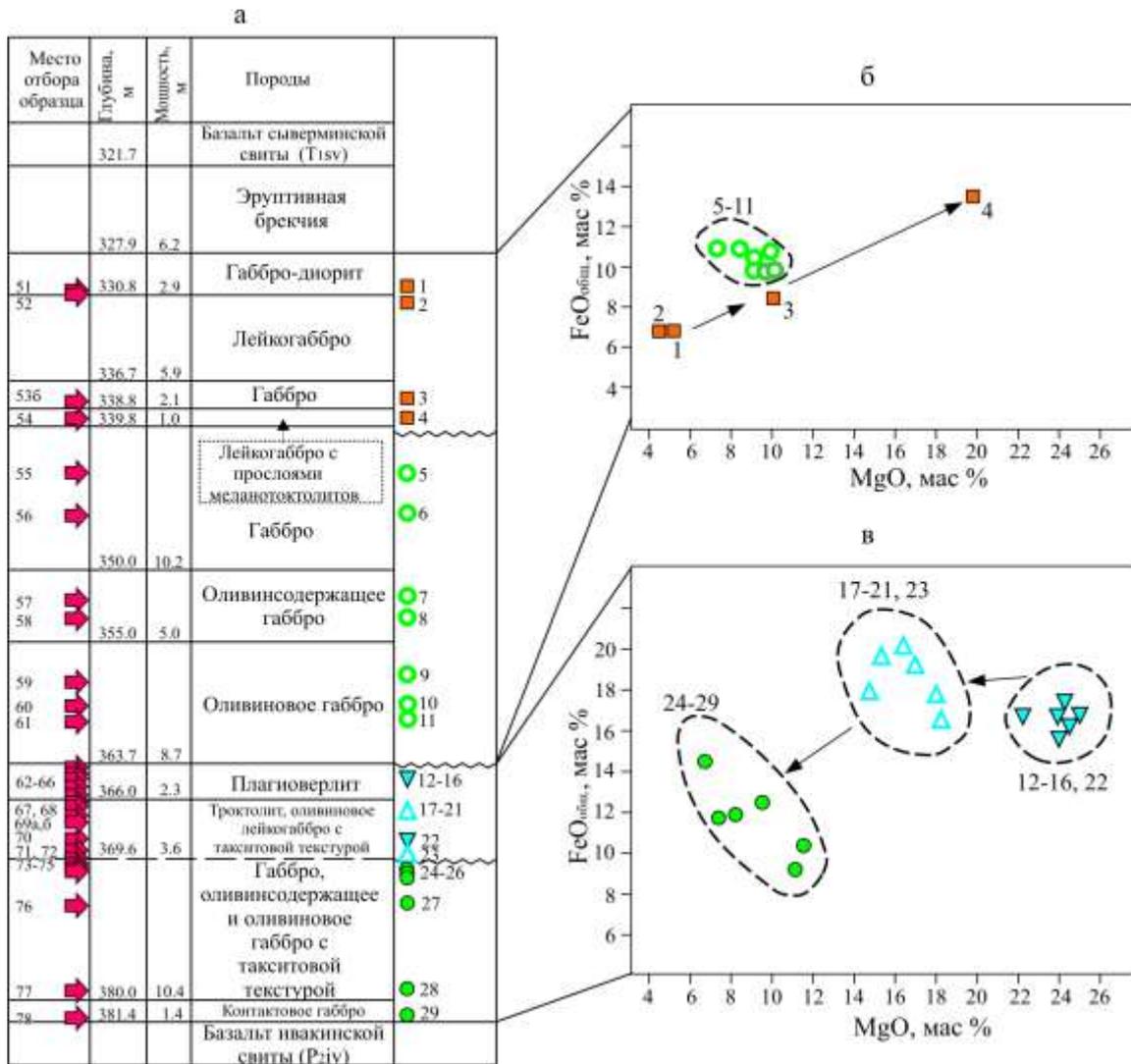


Рис. 4-6. Схема расположения исследованных образцов пород по разрезу интрузива Норильск-1 (а); бинарные диаграммы $\Sigma\text{FeO}-\text{MgO}$ (мас.%) для пород верхней (б) и нижней (в) части интрузива Норильск-1 [Малич и др., 2018а].

(рис. 4-7б), $\text{MgO} - 8.2-9.9$, $\text{Na}_2\text{O} - 1.5-2.1$, $\text{K}_2\text{O} - 0.4-0.7$ и $\text{Cr} - 0.05-0.06$ (см. табл. 1, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Ультраосновные породы (гл. 363.7–366.0 м, обр. 62–66) представлены плагиоверлитами, которые резко отличаются по структуре, минералогии и петро-геохимическому составу от вышележащих пород. Плагиоверлиты обладают панидиоморфнозернистой, пойкилитовой и/или порфиоровидными структурами, характерными для ультрамафитов. Отличительной особенностью плагиоверлитов является присутствие идиоморфного феррихромита (от 3 до 10), ксеноморфного плагиоклаза (до 8–10%) и вкрапленного сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения (до 5%), с преобладанием пирротина, халькопирита и пентландита. Плагиоверлиты характеризуются (рис. 4-6 и 4-8) повышенным количеством $\text{MgO} - 22.0-24.8$ мас.% и более низким, чем в габброидах, содержанием (мас.%) $\text{SiO}_2 - 40.6-42.6$, $\text{CaO} - 5.5-7.0$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 8.0-11.1$ и щелочей (при преобладании $\text{K}_2\text{O} - 0.3-0.8$ над $\text{Na}_2\text{O} - 0.2-0.4$). Для плагиоверлитов

характерно (см. табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) значимое количество серы (до 1.09 мас.%), никеля (до 0.22 мас.%), меди (до 0.27 мас.%), хрома (0.65–2.19 мас.%), платины (1.0–2.4 г/т), палладия (1.8–8.4 г/т).

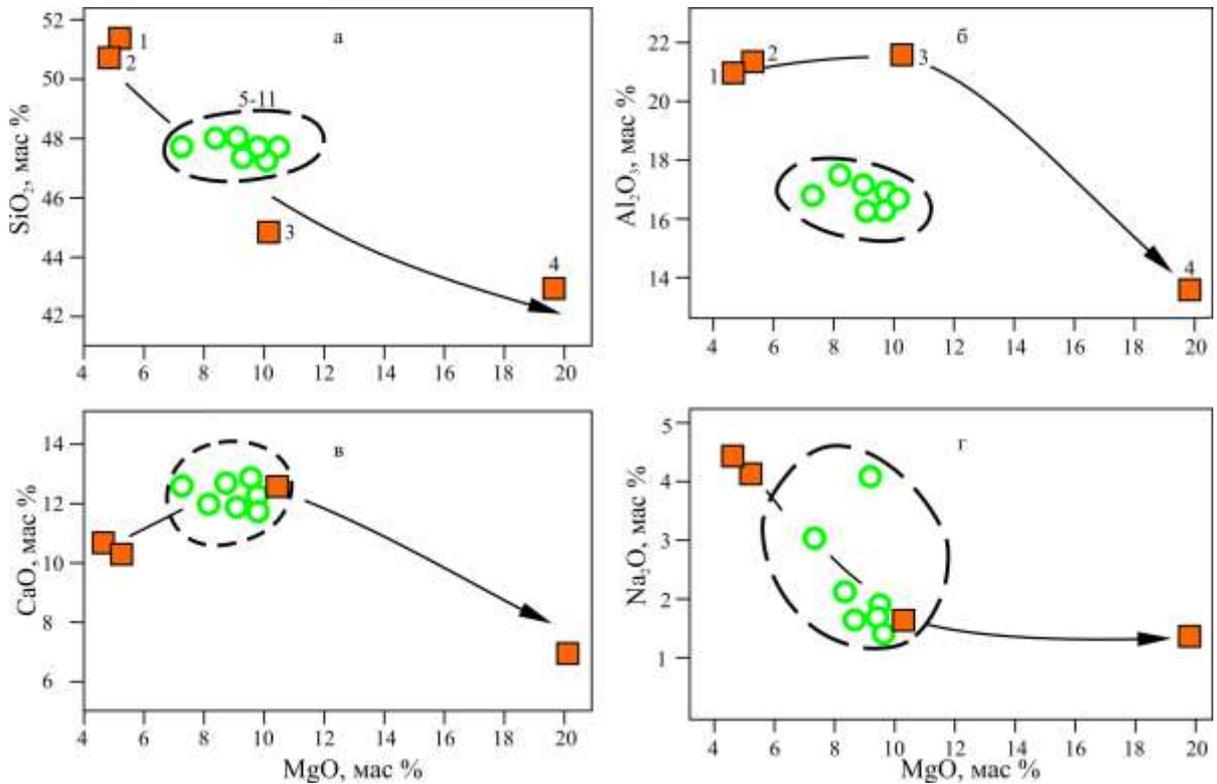


Рис. 4-7. Петрохимические вариации состава пород верхней части интрузива Норильск-1 на бинарных диаграммах SiO₂–MgO (а), Al₂O₃–MgO (б), CaO–MgO (в) и Na₂O–MgO (г) [Малич и др., 2018а].

Подстилающая плагиоверлиты пестрая по составу породная ассоциация сложена троктолитами с реликтами плагиоверлитов, а также оливинным лейкогаббро, оливинным и оливинсодержащим габбро (рис. 4-6а, гл. 366.0–380.0 м, обр. 67–77). Данные породы обычно выделяются в составе так называемых «такситовых габбро-долеритов», что не отражает их вещественного состава, лишь указывая на их текстурные особенности. В данном горизонте присутствуют породы близкие (по ряду признаков) плагиоверлитам, которые подверглись существенной габброизации. Такситовая текстура возникла благодаря неравномерной перекристаллизации. Для пород характерны участки с гипидиоморфнозернистой, гломеропорфировой, габбровой, призматически зернистой или порфировидной структурами, иногда с реликтами панидиоморфнозернистой и пойкилитовой, характерной для плагиоверлитов. Размеры минералов варьируют от крупнозернистых до мелкозернистых. В отличие от вышележащих плагиоверлитов, отмечается присутствие не менее двух генераций плагиоклаза и оливина. По химическому составу данные породы имеют неоднородный состав (мас.%): SiO₂ – 37.0–49.2 (рис. 4-8), Al₂O₃ – 8.0–20.8 (рис. 4-8б), FeO_{общ} – 9.0–19.8 (рис. 4-8в), CaO – 7.0–12.3 (рис. 4-8г), TiO₂ – 0.4–1.2. По сравнению с плагиоверлитами, в этих породах

уменьшается количество MgO 7.4–18.0 мас.% (за исключением реликтового участка плагиоверлита на глубине ~367 м с MgO равным 24.4 мас.%) и характерно более высокое содержание Al₂O₃, CaO и Na₂O за счет увеличения количества плагиоклаза и продуктов его изменения.

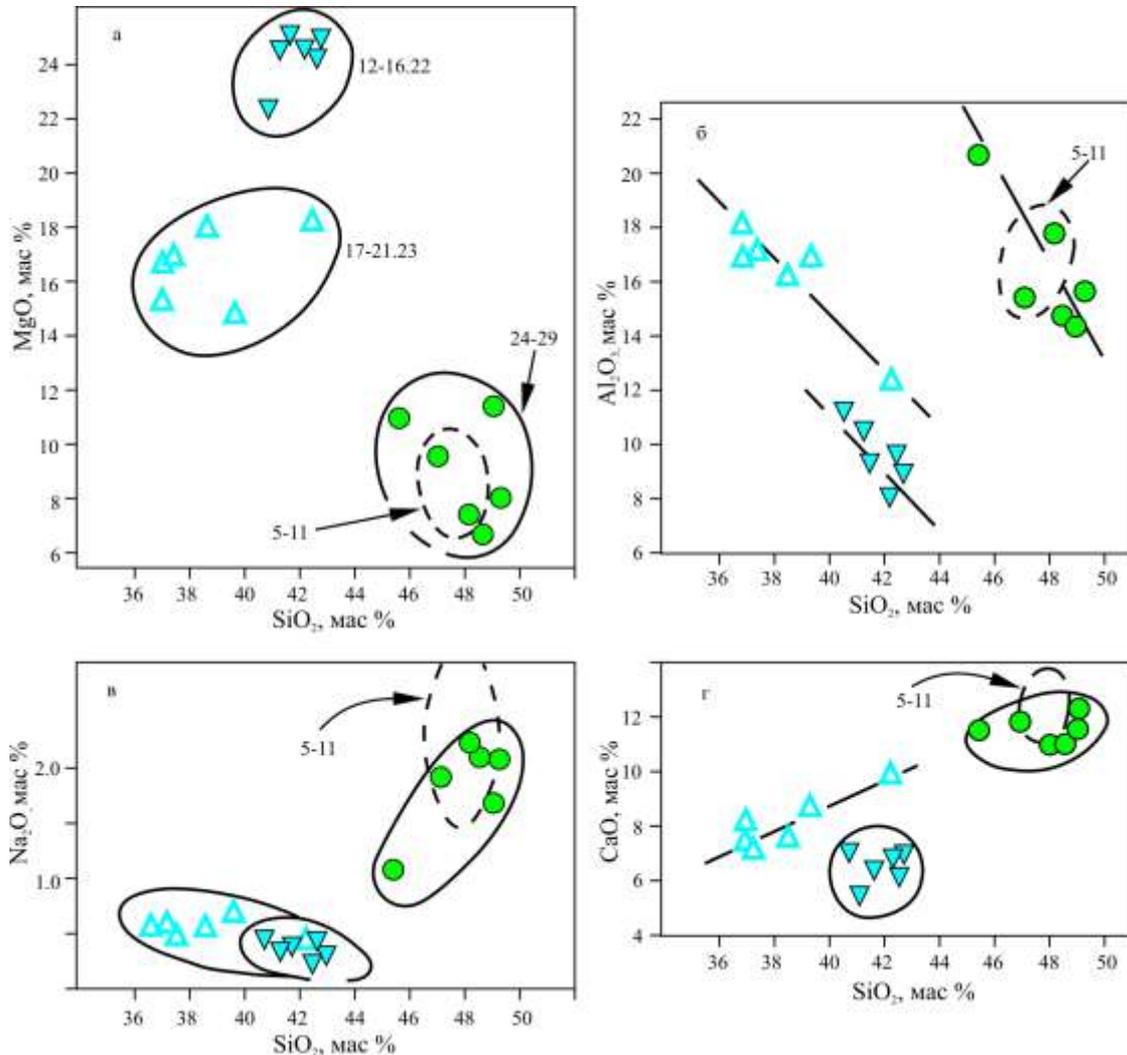


Рис. 4-8. Петрохимические вариации состава пород нижней части интрузива Норильск-1 на бинарных диаграммах MgO–SiO₂ (а), Al₂O₃–SiO₂ (б), Na₂O–SiO₂ (в) и CaO–SiO₂ (г) [Малич и др., 2018а].

По петрохимическим и геохимическим параметрам породы с такситовой текстурой подразделяется на две дискретные группы (см. табл. 1 и 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]; рис. 4-6в, 4-8 и 4-9). Для первой группы пород (гл. 366.3–369.6 м, обр. 67– 72), подстилающей плагиоверлиты, типична недосыщенность SiO₂ – 37.0–42.7 мас.% (рис. 4-8), самое высокое количество FeO_{общ} до 19.8 мас.% (рис. 4-6в), низкое – Na₂O – 0.4–0.7 мас.% (рис. 4-8в) и K₂O – 0.41–0.91 мас.%. Характерно более высокое содержание хрома 4.4–5.9 мас.%, чем в вышележающих плагиоверлитах (см. табл. 1, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), а также наибольшее для всего разреза интрузива (см. табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б], рис. 4-9) количество никеля (до 0.52 мас.%), меди (до 0.86 мас.%), серы (0.9–2.2 мас.%), платины

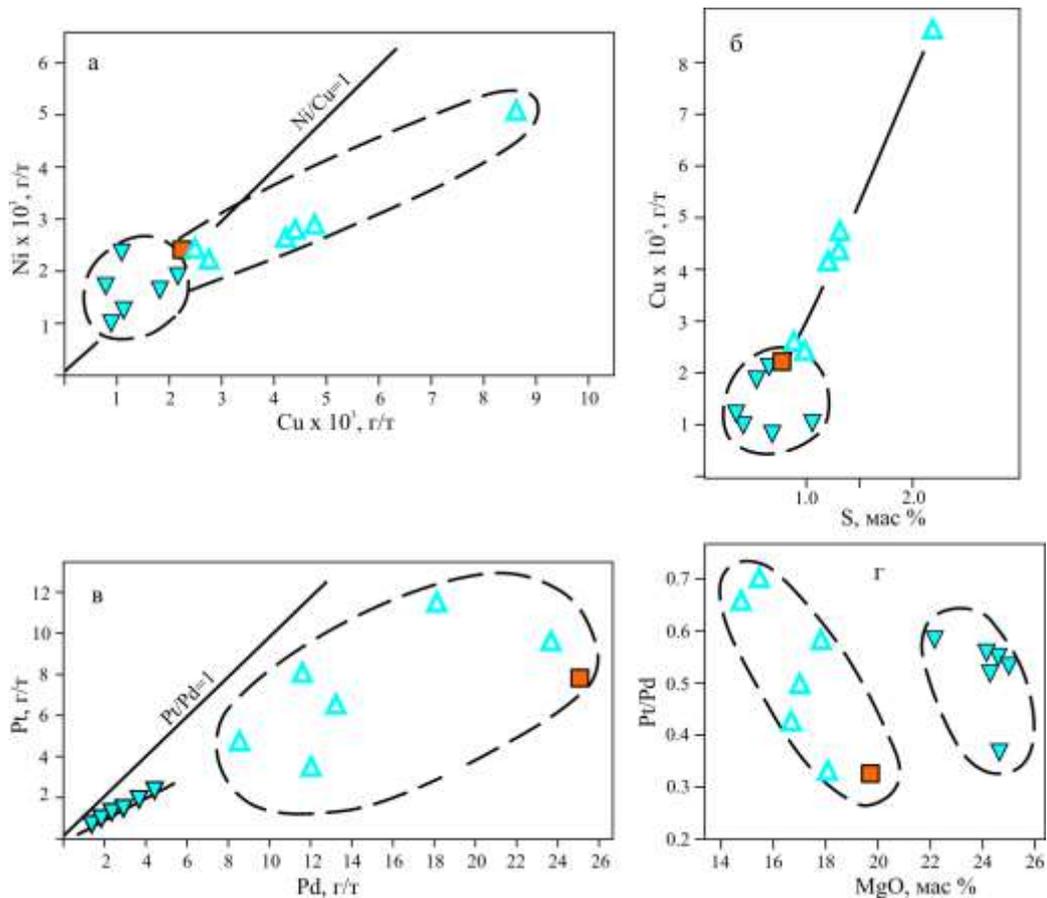


Рис. 4-9. Вариации рудных компонентов в магнезиальных и железистых ультрамафитах интрузива Норильск-1 на бинарных диаграммах Ni*1000–Cu*1000 (а), Cu*1000–S (б), Pt–Pd (в), Pt/Pd–MgO (г) [Малич и др., 2018а]. Залитые треугольники – плагиоверлиты; полые треугольники – железистые ультрамафиты с такситовой текстурой; квадрат – меланотроктолиты верхней части интрузива.

(3.9–11.9 г/т) и палладия (11.6–23.5 г/т). Данная группа пород (гл. 366.0–369.6 м) наследует важные особенности плагиоверлитов, которые, вероятно, слагали их до изменения. Такими особенностями являются (i) высокие количества хрома (4.4–5.9 мас.%), что не характерно для габброидных горизонтов, (ii) наличие в его пределах реликтов высокомагнезиальных плагиоверлитов (MgO до 24.4 мас.%), а также (iii) наибольшие количества рудных элементов (меди, никеля, кобальта, платины, палладия и серы), что свойственно ультрамафитам интрузивов норильского типа. Сульфиды сопровождаются биотитом и другими водосодержащими минералами, характерными для плагиоверлитов.

Для второй группы пород с такситовой текстурой (рис. 4-6), гл. 369.7–379.2 м, обр. 73–77) содержание SiO₂ изменяется в пределах (мас.%): 45.5–49.2 (рис. 4-8), Al₂O₃ – 14.3–20.8 (рис. 4-8б), FeO_{общ} – 9.0–12.3 (рис. 4-6в), TiO₂ – 0.43–1.21, MgO – 7.4–11.3, CaO – 11.0–12.3 (рис. 4-8г), Na₂O – 1.1–2.2 (рис. 4-8в), K₂O – 0.23–0.53. В отличие от вышележающих «такситовых» пород первой группы количество хрома понижается на 2–3 порядка (0.019–0.110 мас.%), а содержания серы, меди, никеля и платиноидов широко варьируют (серы 0.07–2.18 мас.%, меди

125–4700 г/т, никеля 82–3100 г/т, платины – от <0.04 до 2.81 г/т и палладия 0.16–7.64 г/т (см. табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Породы контактовой части интрузива (рис. 4-5 и 4-6, обр. 78) близки по химическому составу обычным габброидам (рис. 4-6в, 4-8), содержат незначительное количество серы (0.096 мас.%), никеля (162 г/т), меди (306 г/т) и палладия (0.16 г/т) (см. табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Особенности состава пород в координатах FeO–MgO показаны на рис. 4-6. Распределение фигуративных точек составов имеет отчетливо дискретный характер с выделением габброидной группы и двух групп магнезиальных и железистых ультрамафитов (показаны на рис. 4-6в залитыми и полыми треугольниками, соответственно). При анализе особенностей петрохимических вариаций для пород верхней части интрузива (рис. 4-7) устанавливается различие между габбро-диоритами, габброидами расслоенной серии (габбро, оливинсодержащего и оливинового габбро) и породами, вмещающими малосульфидный горизонт. Различие пород в нижней части интрузива (плагיוверлитов, железистых ультрамафитов и габброидов с такситовой текстурой) показано на бинарных диаграммах MgO–SiO₂, Al₂O₃–SiO₂, Na₂O–SiO₂ и CaO–SiO₂ (рис. 4-8), где они образуют дискретные поля составов.

Вариации состава в верхней части интрузива отвечают определенному циклу [Малич и др., 2018а]. В ряду пород (обр. 51, 52–53–54) направленно возрастают содержания железа и магния, которые уменьшаются с появлением габброидов расслоенной серии (обр. 55–61, рис. 4-6б). Меланотроктолиты, вмещающие малосульфидный платиноидный горизонт (обр. 54, рис. 4-6а), расположены в центре вариационного цикла. По мнению А.А. Степашко [Малич и др., 2018а], габброиды расслоенной серии (обр. 55–59), завершая верхнюю часть разреза, одновременно начинают следующий цикл (рис. 4-6б, в): оливинное габбро (обр. 60–61) – магнезиальные ультрамафиты (обр. 62–66) – железистые ультрамафиты (обр. 67–72) – габброиды (обр. 73–77). Таким образом, в разрезе интрузива Норильск-1 выделяются две части, для которых перераспределение вещества происходило, по-видимому, по близкой вариационной схеме. В каждой части интрузива сверху вниз фиксируется сначала увеличение железа и магния, сменяющееся по разрезу общим уменьшением содержаний этих компонентов (рис. 4-6). Первый вариационный цикл на разрезе скважины МН-2 отвечает интервалу 330–360 метров. В оливинном габбро интервала 355–363 метра происходит переход от первого ко второму циклу. Мощность второго цикла порядка 20 метров (интервал ~ 360–380 метров). Вероятно, что появление магнезиальных пород в центре двух частей разреза является следствием петрохимической цикличности [Малич и др., 2018а]. Таких пород намного больше в

пределах нижней части, что сдвигает ее средний состав в область более высоких содержаний железа и магния по сравнению со средним составом верхней части интрузива.

Различие двух частей разреза можно объяснить смешением двух самостоятельных магм в одном резервуаре. Однако, возможна и другая гипотеза, предполагающая длительную эволюцию магматической системы (десятки миллионов лет [Малич и др., 2010; 2012]) с постепенным обогащением расплавов железом и магнием (элементами с максимальной плотностью) в промежуточном магматическом резервуаре. Разделение оказалось столь значительным, что процессы последующего перераспределения компонентов в магме проходили независимо в верхней и нижней частях резервуара. Представляется, что наблюдаемые вариации рудных компонентов (рис. 4-9) связаны с двумя процессами. Первоначально произошло общее обогащение никелем, медью и платиноидами нижней части интрузива Норильск-1. Характерно, что содержания никеля и меди в магнезиальных и железистых ультрамафитах (см. табл. 2, прил. 1 [Малич и др., 2018б]; рис. 4-6, 4-9) последовательно увеличиваются вниз по разрезу (обр. 62, 63–64, 65, 66–67, 68–69, 70–72), достигая максимальных значений в железистых ультрамафитах. Образование железистых ультрамафитов, включая концентрирование рудных компонентов, по-видимому, произошло на второй стадии.

Таким образом, с петрохимической точки зрения разрез интрузива Норильск-1 состоит из двух частей. Для каждой части характерно закономерное изменение состава, наличие ультрамафитов в центральной части и габброидов по периферии. В верхней части интрузива располагается маломощный горизонт лейкогаббро, содержащий малосульфидное оруденение (с платиноидами), которое ассоциирует с такситизированными меланотроктолитами. Отмечаются близкие содержания платиноидов в породах нижнего сульфидоносного и верхнего малосульфидного горизонтов, составляющие в сумме >30 г/т. Состав нижней части интрузива значительно обогащен железом и магнием, что вероятно предполагает их перераспределение в процессе длительной эволюции магматического расплава. Образование породных ассоциаций интрузива Норильск-1 обусловлено: (i) гравитационной дифференциацией и (ii) перераспределением рудных компонентов при образовании железистых ультрамафитов [Малич и др., 2018а]. Максимальная продуктивность железистых ультрамафитов характерна для верхней и нижней частей интрузива Норильск-1.

Талнахский интрузив открыт в 1960 г. геологами Норильской КГРЭ В.М. Кравцовым, В.С. Нестеровским и Ю.Н. Кузнецовым. Интрузив прослежен на 20 км при ширине 0.5–1.9 км и максимальной мощности 218 м (рис. 4-10). В плане он имеет лентовидную форму и ассиметричное уплощенно-линзовидное поперечное сечение [Степанов, 1975]. Его распространение четко контролируется главным тектоническим швом Норильско-

Хараелахского глубинного разлома (рис. 4.2, 4.10) и сопряженных дизъюнктивов. Интрузив полого ($7-9^\circ$) погружается в северо-восточном направлении, в основном залегая в угленосных терригенных породах C_2-P_2 , лишь в южной части в кровле контактирует с туфолоавовой толщей (P_2-T_1). В северо-восточной части его подошвой является карбонатная толща верхнего девона (D_3). Талнахский интрузив имеет мощный (>200 м) контактово-метасоматический ореол [Туровцев, 2002].

В верхней части интрузива залегают гибридно-метасоматические породы, габбро-диориты, амфиболизированное габбро, верхние ультрамафиты, обогащенные хромитом, лейкогаббро с такситовой текстурой. В средней части – безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые габброиды, ниже дискретно изменяющиеся по составу плагиоперидотиты (плагиооливиниты/плагиодуниты и плагиоверлиты) со шлирами и жилородными образованиями меланотроктолитов, троктолитов и лейкогаббро. В нижней части интрузив сложен так называемыми «такситовыми» габброидами широко варьирующего состава – от безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых габбро со

С Талнахским интрузивом связано одноименное уникальное платиноидно-медно-никелевое месторождение с вкрапленными в интрузиве (мощностью 6–100 м), массивными (мощностью до 30 м) и прожилково-вкрапленными рудами в нижнем экзоконтакте ($>10-15$ м). По данным ПАО «ГМК «Норильский никель»» по месторождению Талнахское балансовые запасы платиноидов по категории $A+B+C_1$ составляют 3193 т; по категории C_2 – 1181.3 т, при среднем содержании платиноидов в сульфидных рудах 4.59 г/т [Государственный доклад..., 2018].

При изучении петрографии, минералогии и геохимии пород, вскрытых скважиной ОУГ-2 (рис. 4-11; табл. 3 и 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), выделено пять горизонтов различного состава:

Горизонт 1. Габбро-диориты со шлирами диорит-пегматитов (обр. Т-1–Т-4; гл. 1085.8–1126.0 м). Структура пород гипидиоморфнозернистая, порфириовидная, участками призматическизернистая, габбровая, иногда крип-товая и микропегматитовая, среднезернистая, неравномернозернистая, для диорит-пегматитов – крупнозернистая.

Породы сложены призматическим, реже таблитчатым плагиоклазом (35–40%), 0.2–0.25 мм в длину, частично альбитизированным или пелитизированным; ксеноморфными зернами клинопироксена (25–30%) размером 3.5 мм в поперечнике, по которому развит амфибол и хлорит, реже биотит. Из рудных минералов присутствуют: титаномagnetит (5–10%) в виде скелетных кристаллов и неправильных зерен (0.1–0.4 мм), частично замещенных лейкоксеном. В мезостазисе пород наблюдается микропегматит, состоящий из альбита, калиевого полевого шпата и кварца, а также игольчатый апатит и анальцим; на границе с пироксеном – хлорит, амфибол, биотит. Количество «вторичных» минералов составляет от 20 до 50%.

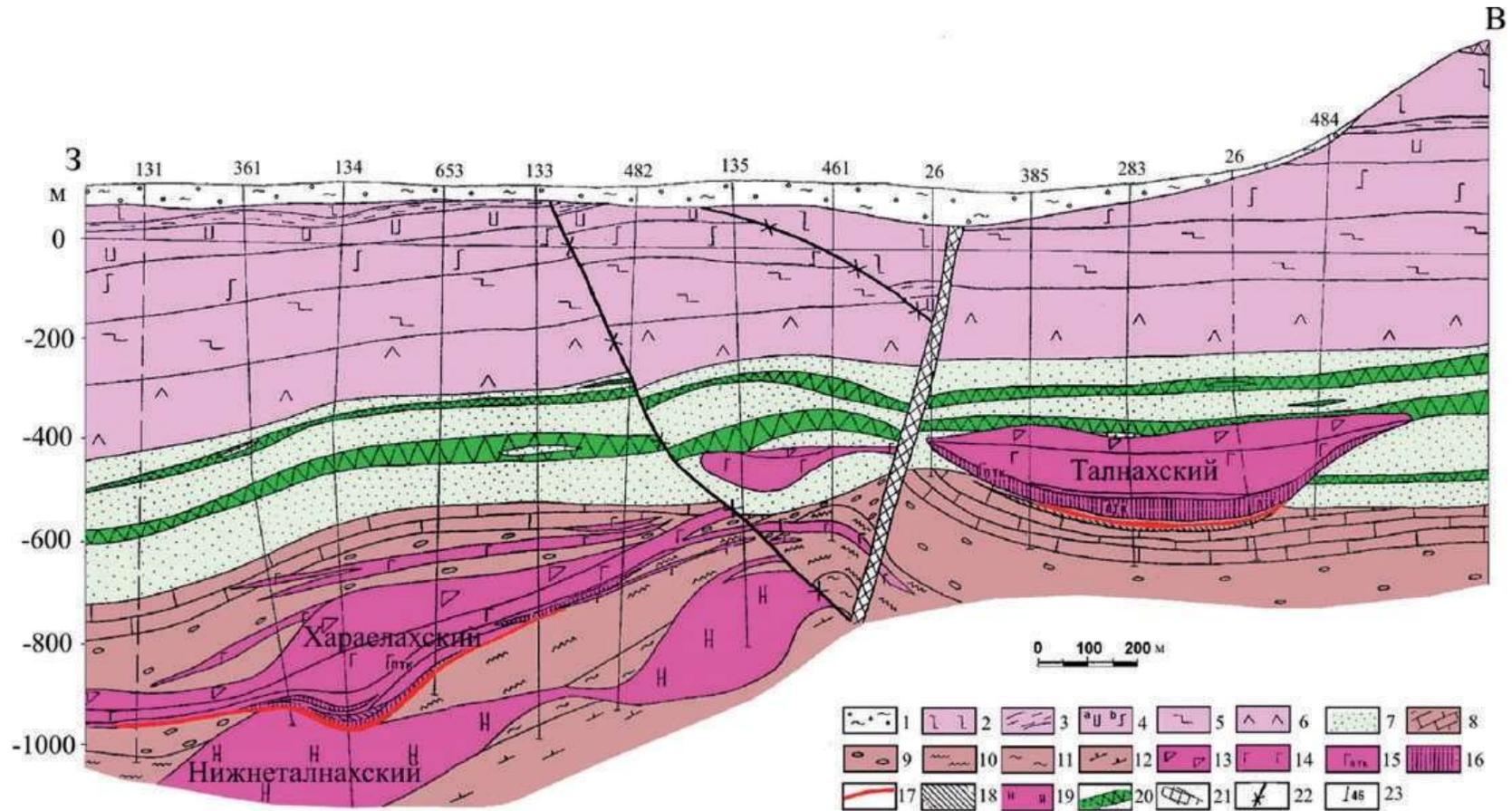


Рис. 4-10. Схематический широтный геологический разрез Талнахского рудного узла, по [Sluzhenikin et al., 2014]. Интрузивы показаны вне масштаба. 1 – четвертичные отложения; 2–6 – базальты P2-T1: 2 – порфировые, 3 – туфы, 4 – пикритовые, 5 – толеитовые, 6 – лабрадоровые; 7 – терригенные толщи тунгус-ской серии C2-P2; 8–12 – терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные породы девона по свитам: 8 – Каларгонская, 9 – Мантуровская, 10 – Разведочнинская, 11 – Курейская, 12 – Зубовская; 13–15 – породы промышленно-рудноносных Хараелахского и Талнахского интрузивов: 13 – эрутивные брекчии, габбро-диориты, лейкогаббро, 14 – безоливиновые, оливиносодержащие, оливиновые габбро; 15 – ультрамафиты, такситовые разновидности пород и контактовые габбро-долериты; 16–18 – Pt-Cu-Ni руды: 16 – вкрапленные, 17 – массивные, 18 – прожилково-вкрапленные в породах экзоконтакта; 19 – породы Нижнеталнахского интрузива; 20 – долериты; 21–22 – разломы: 21 – Норильско-Хараелахский, 22 – прочие; 23 – скважины детальной разведки.

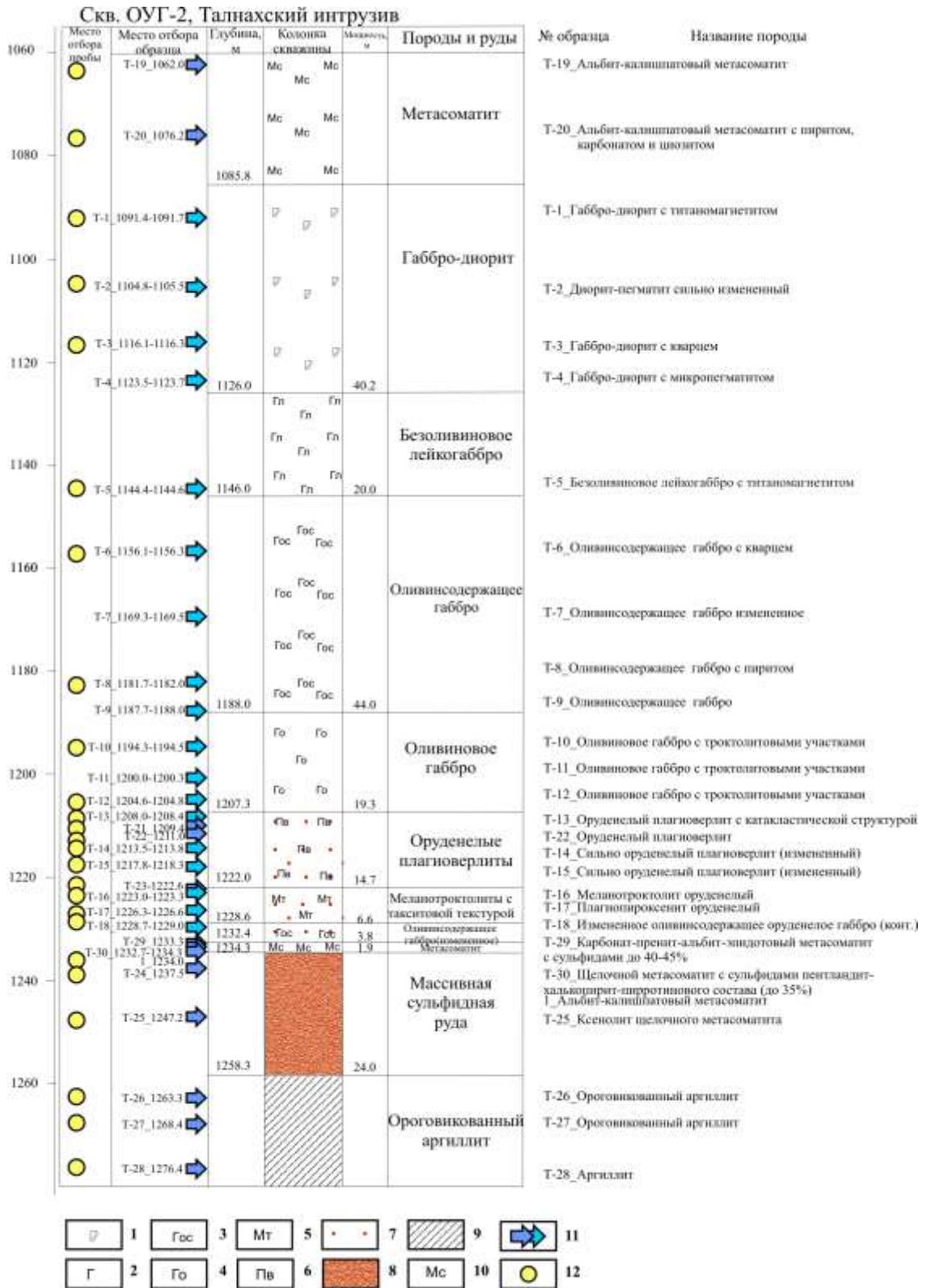


Рис. 4-11. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого- геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Талнахского интрузива (скв. ОУГ-2). 1 – габбро-диорит, 2 – безоливиновое габбро, 3 – оливиносодержащее габбро, 4 – оливиновое габбро, 5 – меланотроктолит, 6 – плагиоверлит, 7 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 8 – массивное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 9 – ороговикованный аргиллит, 10 – метасоматит, 11 – место отбора

образца на разрезе, 12 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

Габбро-диориты содержат (мас.%): SiO_2 – 48.6–52.0, TiO_2 – 1.6–2.5, Al_2O_3 – 12–13.8, Na_2O до 4.5, K_2O до 1.3, низкое количество MgO ~4.0, небольшое количество серы – 0.1–0.2 (в одном случае до 0.26), хрома – 0.004–0.017, меди – 0.013–0.028, никеля – 0.0013–0.005, кобальта до 0.007; менее 0.04 г/т платины и палладия (см. табл. 3 и 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 2. Безоливиновое (обр. Т-5, гл. 1126.0–1146.0 м) и *оливинсодержащее габбро* (обр. Т-6–Т-9; гл. 1146.0–1188.0 м, рис. 4-11) имеют гипидиоморфнозернистую, габбро-офитовую и призматически-зернистую, иногда порфириовидную, неравномернoзернистую структуру. Сложены породы варьирующим количеством (30–60%) плагиоклаза призматической, реже таблитчатой формы, длиной до 1–5 мм, часто ксеноморфными зернами клинопироксена (30–45%), по краям которого развит амфибол, хлорит, реже биотит. Оливинсодержащее габбро отличается от безоливинового появлением трещиноватых округлых кристаллов железистого оливина (4–6%, до 1 мм в поперечнике). По оливину развит боулингит, до полных псевдоморфоз. В большей части шлифов оливин выявлен только в виде реликтов. Из рудных минералов присутствуют титаномагнетит или магнетит в виде скелетных кристаллов и неправильных зерен.

Безоливиновое и оливинсодержащее габбро имеют более низкое, чем габбро-диориты количество (мас.%): SiO_2 – 47–49, TiO_2 – 0.86–1.49, щелочей (в сумме до 3.4), близкое количество CaO – 11.1–12.9 и Al_2O_3 – 14.2–16.0, изменчивое – MgO (6–10.5), незначительное хрома (0.012–0.06) и серы (0.08–0.1), соизмеримое с присутствием в габбро-диоритах никеля – 0.005–0.02, меди – 0.008–0.015 и тысячные доли % кобальта, платины и палладия (см. табл. 3, 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Безоливиновое и оливинсодержащее габбро имеют более низкое, чем габбро-диориты количество (мас.%): SiO_2 – 47–49, TiO_2 – 0.86–1.49, щелочей (в сумме до 3.4), близкое количество CaO – 11.1–12.9 и Al_2O_3 – 14.2–16.0, изменчивое – MgO (6–10.5), незначительное хрома (0.012–0.06) и серы (0.08–0.1), соизмеримое с присутствием в габбро-диоритах никеля – 0.005–0.02, меди – 0.008–0.015 и тысячные доли % кобальта, платины и палладия (см. табл. 3, 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 3. Оливиновое габбро с небольшими троктолитовыми участками (обр. Т-10–Т-12; гл. 1188.0–1207.3 м, рис. 4-11). Структура пород гипидиоморфнозернистая, неравномернoзернистая, порфириовидная, призматическизернистая, участками – пойкилоофитовая, пойкилитовая и гломеропорфириовая. Текстура такситовая.

Породы сложены крупными (до 6 мм в поперечнике) ксеноморфными зернами клинопироксена (в среднем 30–40%); призматическими (длиной до 2–3 мм), реже таблитчатыми

кристаллами плагиоклаза (40–50%), часто включенными в клинопироксен или располагающимися между его зернами, в ассоциации с оливином (7–10%), образующими небольшие троктолитовые участки. Присутствуют две генерации оливина по крупности (0.4–0.6 мм и 0.1–0.15 мм). Рудные минералы представлены магнетитом (до 4%) и единичными мелкими (<0.05 мм) зернами пирита. В мезостазисе наблюдается хлорит, амфибол и биотит, развивающиеся также по краям клинопироксена. Плагиоклаз пелитизирован, оливин замещен боулингом, иногда до полных псевдоморфоз. Содержание вторичных минералов ~20%.

Оливиновое габбро содержит (мас.%): пониженное количество SiO_2 – 45.6–47.2 в сравнении с вышележащими горизонтами пород, TiO_2 – 0.9–1.0, меньше также щелочей в сумме до 2.95%. Количество MgO несколько повышено – 9–11%, серы – 0.02–0.8%, хрома – 0.06–0.08%, близкое вышележащему горизонту количество меди – 0.03–0.1%, никеля – 0.03–0.08%, кобальта – 0.05–0.07%; (г/т): платины <0.04 и палладия до 0.1 (см. табл. 3 и 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). По содержанию сульфидов меди, никеля, кобальта, платины и палладия горизонты 2 и 3 почти идентичны.

Горизонт 4. Плагиоверлиты оруденелые (обр. Т-13–Т-15, гл. 1207.3–1222.0 м, рис. 4-11). Структура пород неравномерnozернистая, катакластическая, порфириовидная, сидеронитовая с участками (часто реликтовыми) панидиоморфнозернистой и пойкилитовой. Текстура такситовая.

Основной минерал породы – оливин (50–60%) в виде округлых кристаллов размером 0.05–0.5 мм (включая псевдоморфозы по нему серпентина). По сравнению с вышележащими породами его количество увеличивается в 5–6 раз без постепенных переходов, также резко увеличивается его магнезиальность, вместо иддингсита его замещает серпентин. Кроме того, присутствует небольшое количество (15–20%) пироксенов (моноклинного и ромбического) размером до 2–5 мм в поперечнике и незначительное (3–10%) содержание плагиоклаза ксеноморфной формы, заполняющего неправильные, различные по величине промежутки между оливином и пироксеном, что характерно только для ультрамафитов. В горизонте появляется хромит (до 7%) в виде кубических кристаллов, размером <0.01 мм, образующих скопления и прерывистые цепочки (жилки?), пересекающие породу. Рудные минералы представлены в основном сульфидами меди, никеля, кобальта и минералами платиновой группы, составляя 10–12%. Они «цементируют» порообразующие минералы с образованием сидеронитовой структуры. Размер сульфидов от мельчайших вкраплений (0.05–0.1 мм) до визуально заметных, достигающих 3–12 мм. Форма вкрапленников округлая, овальная или неправильная. Сульфиды сопровождаются вторичными минералами, особенно биотитом. На контактах с сульфидами оливин превращен в псевдоморфозы по нему серпентина и магнетита. Последний, в виде тончайших жилок располагается вдоль трещин. Около сульфидов

наблюдаются «миаролитовые» пустоты, заполненные хлоритом, серпентином, анальцимом, карбонатом. Участками породы сильно изменены. Оливин серпентинизирован, плагиоклаз пелитизирован, пироксены амфиболизированы, хлоритизированы и биотитизированы, особенно на границе с сульфидами.

Плагиоверлиты недосыщены (мас.%) SiO_2 – 33.4–40.4, что свойственно ультраосновным породам, имеют пониженное количество Al_2O_3 – 5.8–10 и CaO – 5.01–7.4, меньше щелочей: в сумме ~1, но высокое по сравнению с другими породами интрузива содержание MgO (до 21.7), хрома (до 0.58) и п.п.п. (3.5–4.9) (см. табл. 3, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Повышенные содержания п.п.п. свидетельствуют о воздействии на описываемые породы флюидных метасоматических процессов, выразившихся в появлении значительного количества водных минералов, в том числе связанных с появлением оруденения, возможно до окончательного становления расслоенного интрузива. Об этом также свидетельствует катакластическая структура, сформировавшаяся при сильном давлении на ультрамафиты, видимо, в процессе их перемещения к поверхности в полутвердом состоянии. Уникальность ультраосновной составляющей расслоенного интрузива подчеркивается высоким содержанием (мас.%): серы – 2.6–4.5, меди – 0.5–1.8, никеля – 0.28–0.99, кобальта – 0.013–0.038; (г/т): платины до 1.1, палладия – 2.4–5.6, золота до 0.24 (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Породы *горизонта 4* дискретны по отношению к вышележащему горизонту. Они резко отличаются структурой, характерной для ультрамафитов (панидиоморфнозернистой и пойкилитовой); значительно большим (иногда на порядок) количеством магнезиального оливина (Fa_{16-25}), замещенного серпентином; появлением кристаллов хромита, что роднит эти породы с дунитами; богатой вкрапленностью сульфидов меди, никеля, кобальта и МПП, и малым количеством ксеноморфного плагиоклаза (An_{80-100}), заполняющего неправильные промежутки между главными минералами, особенно между кристаллами оливина. Не исключено, что плагиоклаз, кристаллизовавшийся после оливина и пироксена, образовался в результате воздействия на ультрамафиты базальтовой магмы [Рингвуд, 1981]. Эти породы имеют другую последовательность кристаллизации, чем вышележащие габброиды – производные базальтового расплава.

Горизонт 5. Меланотроктолиты с такситовой текстурой (меланотроктолиты, габбро-троктолиты, плагиопироксениты) (обр. Т-16, Т-17, гл. 1222.0– 1228.6 м, рис. 4-11). Ранее этот горизонт относился к породам с названием «такситовый габбро-долерит». Такое название не отображало его вещественный состав.

Структура пород порфиристоофитовая, гипидиоморфнозернистая, неравномернотекстурированная участками панидиоморфнозернистой, гранулитовой, гломеропорфириковой и сидеронитовой. Текстура пород горизонта в целом такситовая. Породы сложены: оливином двух генераций

различного размера (оливин 1 – 0.2–0.6 мм, оливин 2 – 0.01–0.05 мм) – 20–30%; существенным количеством плагиоклаза (30–40%) в виде призм и таблиц (последние образуют гломеропорфиновые скопления) и пироксенами (моноклинным и ромбическим) размером до 2–5 мм, а также сульфидной вкрапленностью (7–12%). В горизонте присутствуют участки плагиопироксенитов (обр. Т-17), состоящие из пироксенов 50–60%, плагиоклаза до 25%, развивающегося по пироксену амфибола 3–5% и вкрапленников сульфидов меди, никеля, кобальта и МПГ. Амфибол в основном находится в ассоциации с сульфидами.

В *горизонте 5* породы существенно изменены: по менее магнезиальному оливину развит боулингит, по клинопироксену – амфибол и хлорит, по плагиоклазу – карбонат, пренит и пелит. Их количество составляет ~20%.

Породы горизонта с такситовой текстурой характеризуются варьирующим химическим составом. Количество (мас.%): SiO₂ – 40.4–43.1 свидетельствует об образовании этих пород по ультрамафитам, но в сравнении с ними (*горизонт 4*) они содержат больше Al₂O₃ (от 13.7 до 16.2), СаО (от 8.2 до 9.3) и щелочей (в сумме 2.4–2.6), особенно К₂O – до 0.9 (см. табл. 3, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), что связано с появлением значительного количества полевых шпатов, т.е. с процессом габброизации ультрамафитов. О вторичных процессах, наложенных на последние, свидетельствует и высокое п.п.п. (3–4.7 мас.%). В то же время, благодаря далеко зашедшему процессу метосоматической перекристаллизации пород уменьшилось (было вынесено) количество MgO (6.23–11.6 мас.%) и хрома. Содержание последнего в горизонте 5 на порядок ниже, чем в ультрамафитах, и составляет 0.06–0.07 мас.%. Меланотроктолиты характеризуются высоким содержанием (мас.%): серы – 2.7–3.7, меди – 0.6–0.9, никеля – 0.3–0.4, кобальта – 0.14–0.15; (г/т): золота – 0.12–0.33, платины – 0.19–0.39, палладия – 2.4–3.1 (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), близкое к содержанию тех же элементов в *горизонте 4*, что свидетельствует о бывшем его единстве с ультрамафитами. При метасоматозе произошло укрупнение и изменение формы сульфидов – она стала неправильной, так называемой «лапчатой».

Горизонт 6. Сильно измененное оруденелое оливинсодержащее габбро (нижний контакт) (обр. Т-18, гл. 1228.6–1230.0, рис. 4-11). Порода состоит из реликтов оливина и псевдоморфоз по нему серпентина, реликтов клинопироксена и почти полностью пелитизированного плагиоклаза (до темно-серого, почти черного цвета). О былом присутствии этих минералов можно судить по форме псевдоморфоз: округлых – по бывшему оливину, призматических – по плагиоклазу и по крупным ксеноморфным зернам клинопироксена, замещенного хлоритом, амфиболом и биотитом. В породе присутствует (мас.%) пониженное содержание MgO (до 5.8) и хрома (до 0.03), существенное количество п.п.п. ~3.0. Вкрапленники сульфидов имеют неправильную форму, с размером до 1 см в поперечнике. Количество (мас. %):

серы до 6.6, меди – 1.1, никеля – 0.8, кобальта – 0.03; (г/т): платины – 0.24, палладия – 3.25 и золота – 0.12 (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Несмотря на то, что для габбровой части верхних горизонтов рудоносных интрузивов такое содержание полезных компонентов не свойственно, присутствие здесь платиноидно-медно-никелевой ассоциации в значительном количестве можно объяснить медленной гравитационной отсадкой тяжелых сульфидов в приконтактовую зону еще вязкой (разогретой) магмы интрузива.

Петролого-минералогические и геохимические данные, полученные нами при исследовании и анализе пород интрузива, свидетельствуют о нескольких глубинных источниках вещества, участвовавшего в его образовании. *Горизонты 4 и 5*, сложенные рудоносными ультрамафитами и развившимся по ним комплексом пород, подверглись метасоматическому флюидному воздействию, а также большому давлению (о чем свидетельствуют катакластические структуры), в отличие от пород габброидной части, составившей значительную верхнюю часть интрузива.

Расслоенность верхней части интрузива, содержащего (сверху вниз) габбро-диориты, безоливиновое и оливинсодержащее габбро («габбро-долериты»), а также оливиновое габбро, иногда с троктолитовыми участками, обусловлена естественной дифференциацией базальтовой магмы.

Нижняя часть интрузива представлена ультрамафитами (плагиооливинитами и плагиоверлитами) дискретными по составу, структуре, присутствию значительного количества магнезии и хрома (что свойственно дунитам); частично габброизированными, но по многим признакам аналогичными ультрамафитам (см. характеристику *горизонтов 4 и 5*). Вся оруденелая часть интрузива, содержащая платиноидно-медно-никелевые руды, богата вторичными водными минералами, сопровождающими вкрапленное и массивное оруденение, о чем говорит высокое содержание H_2O (п.п.п.) в двух нижних горизонтах и сильное изменение вмещающих пород между интрузивной частью и массивными рудами, а также подстилающие прожилково-вкрапленные руды. Катакластические структуры ультрамафитов свидетельствуют о значительном давлении, которое испытали при перемещении породы *горизонта 4*. Ксеноморфный плагиоклаз основного состава заполняет промежутки между преобладающим оливином и пироксеном, имеющим другую последовательность кристаллизации минералов (оливин→пироксен→плагиоклаз), чем в габброидах. Присутствие платиноидно-медно-никелевой вкрапленности резко (дискретно) отличается от рудной вкрапленности верхней габброидной части интрузива, характерной для базальтовой магмы (титаномагнетит, ильменит, пирит и незначительное количество пирротина).

Околорудные образования по скважине ОУГ-2. Околорудные изменения, судя по образцам из скважины ОУГ-2, представлены в основном щелочными альбит-калишпатовыми

метасоматитами с содержанием $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ до 7% (обр. Т-26), что является метаморфо-метасоматическим критерием наличия богатого платиноидно-медно-никелевого оруденения [Туровцев, 2002]. Особенно интересно наличие такого метасоматита (видимо в виде ксенолита по ультрамафитовой породе) внутри (в средней части) мощного (24 м) пластового сульфидного тела (рис. 4-11). О бывшем ультрамафитовом составе метасоматита можно судить на основании присутствия в нем хромита и округлых псевдоморфоз серпентина, образовавшихся по оливину (обр. Т-25).

Хараелахский интрузив рассматривается нами на примере уникального Октябрьского платиноидно-медно-никелевого месторождения. В плане интрузив имеет форму треугольника длиной 8–10 км и площадью 30 км². Мощность его достигает 250 м. Хараелахский интрузив локализуется в западном крыле Норильско-Хараелахского разлома (рис. 4-2, 4-10), гипсометрически ниже Талнахского интрузива в аргиллитах с прослоями гравеллитов, мергелей и известняков мантуровской (*D2mt*), разведочнинской (*D1rz*) и курейской (*D2kr*) свит (рис. 4-3). Интрузив полого погружается в северо-восточном направлении (рис. 4-12). Расслоенность близка таковой в Талнахском интрузиве, лишь имеет большую мощность ультрамафитов – до 65 м, особенно на северо-западе. Имеются мнения о формировании ультрамафитов в качестве самостоятельной субфазы, которые вместе с лейкогаббро и габброидами с такситовой текстурой не являются продуктами дифференциатами *in situ*, а формируются позже [Туровцев, 2002, стр. 54]. Об этом свидетельствует высокая доля ультрамафитов, часто не пропорциональная мощности интрузива, автономные апофизы ультрамафитов, многократное повторение этих пород и их перемежаемость с оливиновыми и лейкократовыми габброидами. Так называемые «такситы» включают «пикриты», образуя «штокверковую систему» лейкократовых пород как результат габброизации «пикритов».

С Хараелахским интрузивом связаны апофизы различного состава, прослеживающиеся на расстоянии до 2 км от основной части тела. По данным Д.М. Туровцева [2002] Хараелахский интрузив переходит на флангах в недифференцированные образования тела оливиновых и плагиопорфировых долеритов. Контактный ореол в верхнем экзоконтакте массива имеет мощность до 250 м, в нижнем – до 150 м. Сульфидное платиноидно-медно-никелевое месторождение представлено, как и в Талнахском интрузиве, вкрапленными, массивными и прожилково-вкрапленными рудами. По данным ПАО «ГМК “Норильский никель”» по месторождению Октябрьское балансовые запасы платиноидов составляют по категории А+В+С₁ 3922.2 т; по категории С₂ – 1628.3 т, при среднем содержании платиноидов в сульфидных рудах 4.48 г/т [Государственный доклад..., 2018]. Хараелахский интрузив изучен нами по скв. КЗ-844 и КЗ-963 (рис. 4.12–4.14), пробуренных в северо-западной части основной Хараелахской залежи массивных сульфидных руд.

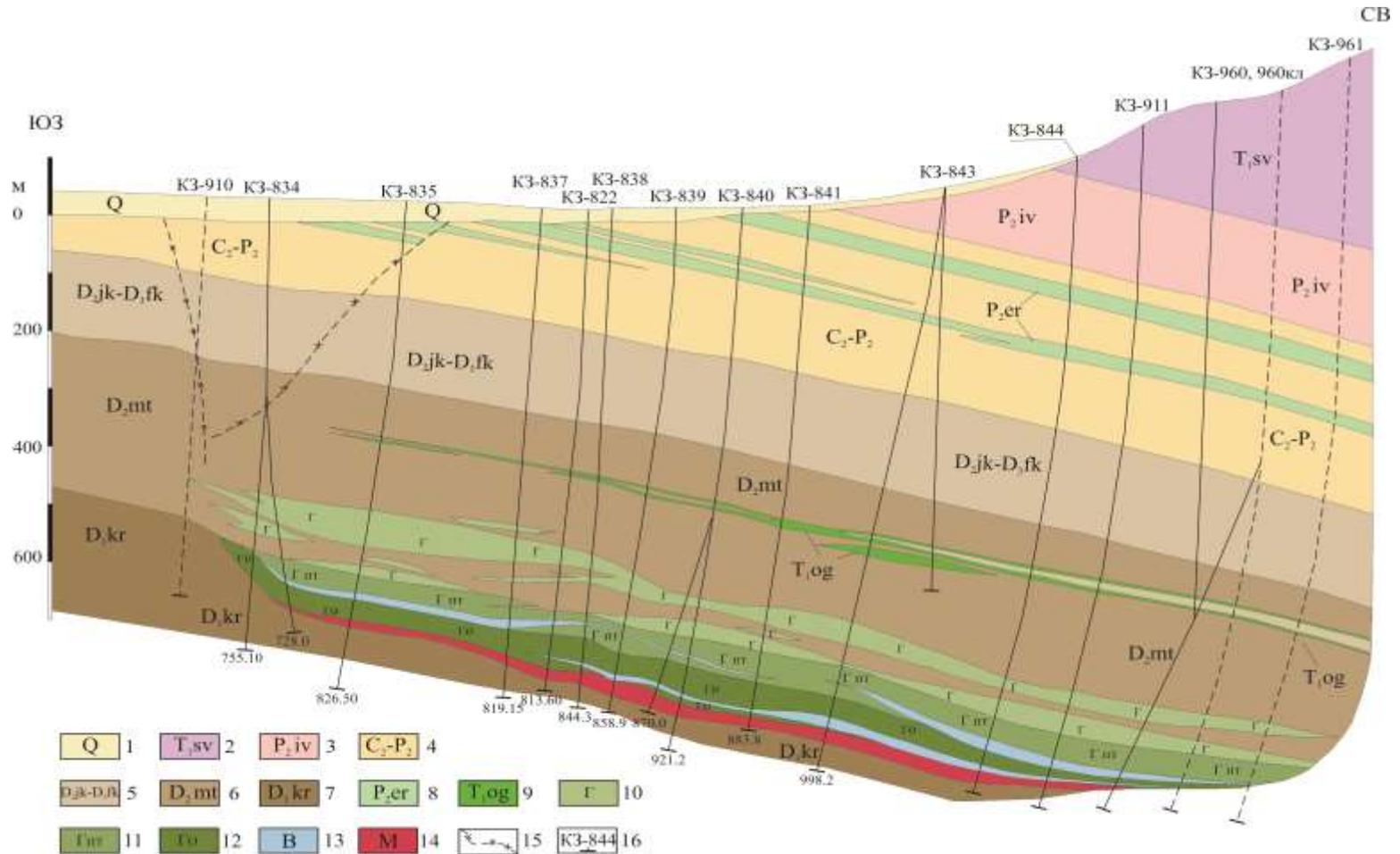


Рис. 4-12. Положение Хараелахского интрузива в разрезе западного участка Октябрьского месторождения (разрез составлен геологами ООО “Норильскгеология”). Условные обозначения: 1–7 – стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения, 2 – Сыверминская свита T_{sv}, 3 – Ивакинская свита P_{2iv}, 4 – тунгусская серия: терригенно-осадочные угленосные породы C₂-P₂; 5–7 – терригенно-осадочные и сульфатно-карбонатные отложения D: 5 – Фокинская свита D_{3fk} – Юктинская свита D_{2jk}, 6 – Мантуровская свита D_{2mt}, 7 – Курейская свита D_{1kr}; 8–14 – интрузивные образования: 8 – ергалахский интрузивный комплекс P_{2er}, 9 – оганерский интрузивный комплекс T_{1og}; 10–14 – породы и руды Хараелахского интрузива: 10 – безоливиное габбро, 11 – ультраосновные породы, 12 – оливиновое габбро и троктолиты, 13 – вкрапленные сульфидные руды в интрузивных породах, 14 – массивные сульфидные руды; 15 – разломы; 16 – скважины детальной разведки.

Скв. КЗ-844, Хараелахский интрузив

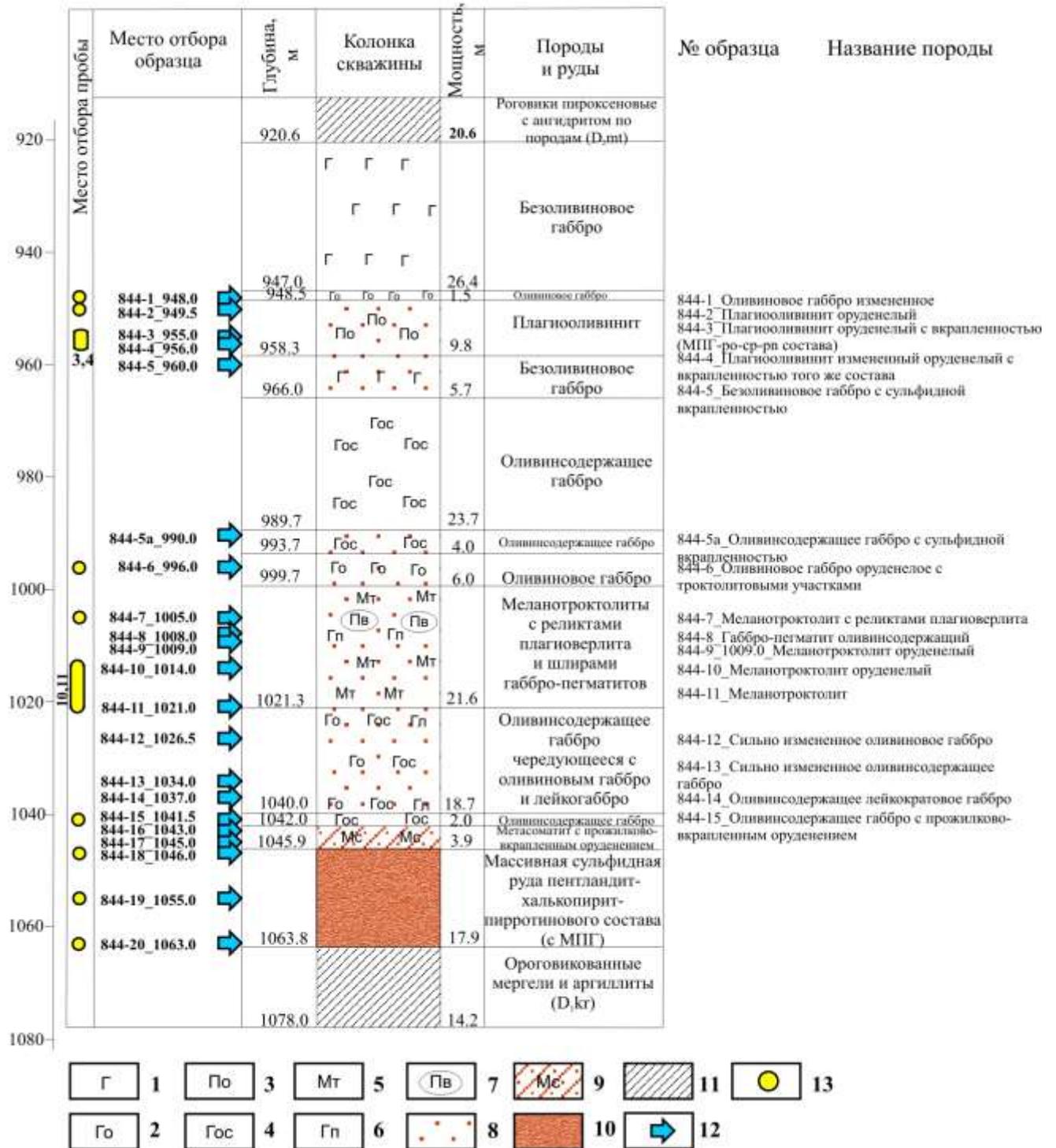


Рис. 4-13. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого- геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Хараелахского интрузива (скв. КЗ-844).

1 – безоливиновое габбро, 2 – оливиновое габбро, 3 – плагиооливинит, 4 – оливинсодержащее габбро, 5 – меланотроктолит, 6 – габбро-пегматит, 7 – реликты плагиоверлита, 8 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 9 – метасоматит с прожилково-вкрапленной минерализацией, 10 – массивное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 11 – ороговикованные мергели и аргиллиты девона, 12 – место отбора образца на разрезе, 13 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

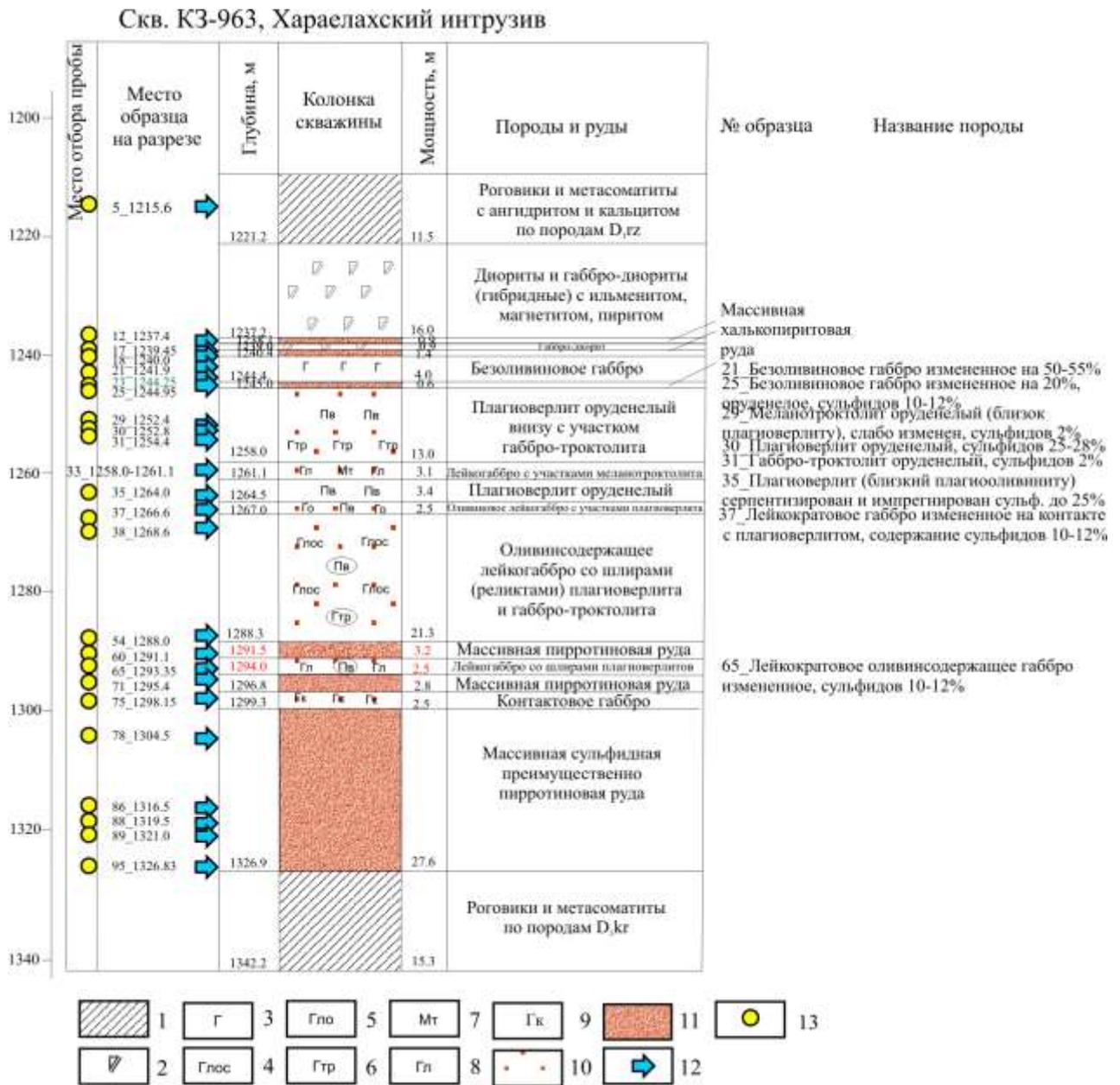


Рис. 4-14. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого- геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Хараелахского интрузива (скв. КЗ-963).

1 – роговик, 2 – габбро-диорит, 3 – безоливиновое габбро, 4 – оливиносодержащее лейкогаббро, 5 – оливиновое лейкогаббро, 6 – габбро-троктолит, 7 – меланотроктолит, 8 – лейкогаббро, 9 – контактовое габбро, 10 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 11 – массивное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 12 – место отбора образца на разрезе, 13 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

Хараелахский интрузив, скв. КЗ-844. Общая мощность разреза Хараелахского интрузива, вскрытого скв. КЗ-844 на глубинах 920.6-1063.8 составила около 143 м; мощность массивных сульфидных руд составила 17.9 м. Интрузив по разрезу скв. КЗ-844 состоит из пяти горизонтов (рис. 4.13, табл. 4 и 5, прил. 1 [Малич и др., 2018]).

Горизонт 1 (гл. 947–948.5 м, обр. 844-1а, 844-1б) сложен *измененным оливиновым габбро с троктолитовыми участками*. Он имеет гипидиоморнозернистую, призматическизернистую, гломеропорфировую и сидеронитовую структуры и состоит из (%): плагиоклаза – 55–60, клинопироксена – 12–15, оливина – 10–12, сульфидных вкрапленников – 4–5, магнетита – 1–1.5 и вторичных минералов, развивающихся по оливину, клинопироксену, и плагиоклазу. Породы горизонта существенно изменены. *Горизонт 1* имеет пониженное относительно габброидов количество (мас.%) SiO_2 – 45.6, но несколько большее содержание MgO – 10.7, а также высокое Al_2O_3 – 17.8, CaO – 10.8 и щелочей – ~3, незначительное количество (мас.%): хрома – 0.09 и серы до 0.15, а также меди – 0.009, никеля – 0.005, кобальта – 0.005; (г/т): платины – <0.040, палладия – 0.099.

Горизонт 2, относимый ранее к «пикритовому» (гл. 948.5–958.3 м, обр. 844-2–844-4, рис. 4-13), представлен *серпентинизированным оруденелым плагиооливинитом (плагиодунитом)*, содержащим от 20 до 50% сульфидов пирротин-пентландит-халькопиритового состава. Структура пород панидиоморфнозернистая, петельчатая, участками пойкилитовая и сидеронитовая. Состав пород (%): оливин – 50–60 (включая 25–30 серпентина), клино- и ортопироксены – 12–15, плагиоклаз – 5–10, магнетит и хромит по 1–2. Значительная часть оливина превращена в псевдоморфозы по нему серпентина (с сохранением округлой формы), свежий оливин присутствует только в виде реликтов. В породах наблюдаются мелкие (0.01–0.1 мм), квадратные в плане, кристаллы хромита в виде скоплений и прерывистых цепочек. Содержание вторичных минералов (биотита, амфибола, хлорита, пренита, магнетита) достигает 25–30%. Особенно сильно изменена порода вокруг шпиря сульфидов (обр. 844-4), что свидетельствует в пользу образования последних при участии флюидов. Для горизонта характерен поздний ксеноморфный плагиоклаз ряда битовнит-анортит, располагающийся между кристаллами оливина в промежутках неправильной формы. Этот признак характерен для ультраосновного горизонта пород всех интрузивов талнахско-норильского типа, с которыми связаны сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения и является одним из *критериев* промышленной рудоносности такого типа интрузивов.

Ультраосновные породы – плагиооливиниты (плагиодуниты) сульфидсодержащие, серпентинизированные (обр. 844-2–844-4, рис. 4-13) – отличаются повышенным содержанием (мас.%): MgO – до 26.5 и хрома – 0.15–0.29, в отдельных случаях до 0.5, они недосыщены кремнеземом (36.8–40.9) и содержат незначительное количество $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (0.73–0.93). В отличие от вышележащего горизонта, содержание хрома увеличивается более чем на порядок (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). В существенном количестве присутствуют (мас.%) медь – 0.7–1.3, никель – 0.2–0.36, кобальт – 0.015–0.017; (г/т): платина – 0.17–0.25 и палладий – 0.99–1.54. Содержание серы (2.2–4.9 мас.%) также дискретно увеличивается более чем на 2

порядка (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Количество сульфидов варьирует от 20 до 50%.

Горизонт 3. На глубине 958.3–966.0 м (обр. 844-5) располагается горизонт *оруденелых безоливиновых габбро*, содержащих до 40% вкрапленников сульфидов, которые сменяются *оливинсодержащим габбро* (обр. 844-5а). Ниже (гл. 993.7–999.7 м, рис. 4-13) интрузив образован *оливиновым габбро*. Породы существенно изменены, что свидетельствует о влиянии на них метасоматических процессов. В нижней части горизонта (обр. 844-6) преобладающая часть плагиоклаза пелитизирована, оливин превращен в псевдоморфозы серпентина по нему (имеются лишь его реликты), слабо изменен только пироксен. Он частично амфиболизирован, хлоритизирован и биотитизирован обычно на контакте с сульфидами, что свидетельствует о генетической связи образования вторичных минералов и сульфидов.

Породы горизонта отличаются недосыщенностью SiO_2 – 36.6 мас.% (как в плагиооливинитах), но близки к габброидам содержанием MgO – 7.3 мас.% и щелочей (в сумме до 1.2 мас.%). Количество хрома несколько понижено ~0.06 мас.%. В горизонте присутствует сульфидное оруденение с вкрапленниками «лапчатой» формы с промышленным содержанием полезных компонентов (мас.%): меди – 3.9, никеля – 0.54, кобальта – 0.02, серы – 8.6, а также (г/т): платины – 3.9, палладия – 6.7, золота – 0.61 (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Количество сульфидов ~30%.

Высокие значения п.п.п. (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), связанные с водосодержащими вторичными минералами, недосыщенность SiO_2 и обогащенность сульфидами свидетельствуют о метасоматическом преобразовании пород, имевших ранее ультраосновной состав.

Ниже по разрезу скважины КЗ-844 выделено еще два *горизонта пород 4 и 5*, ранее включавшихся в состав так называемых «такситовых габбро-долеритов». *Горизонт 4* на глубине 999.7–1021.3 м (обр. 844-7–844-11, рис. 4-13) сложен *сульфидсодержащими меланократовыми троктолитами* с реликтовыми участками *плагиоверлитов*, содержащих повышенное количество (%): оливина – 30–40, а также варьирующее количество плагиоклаза – 28–35 и существенное содержание клинопироксена – 20–25. Преобладание темноцветных минералов до 60–70% позволяет выделить горизонт, как меланотроктолитовый. В интервале также присутствуют небольшие шпильки крупнозернистых лейкократовых габбро-пегматитов, содержащих до 50–60% (обр. 844-8) плагиоклаза. Структура меланотроктолитов гипидиоморфнозернистая, неравномернозернистая, габбро-офитовая, призматическизернистая, участками пойкилитовая. Текстура породы в целом такситовая. Структура габбро-пегматитов крупнозернистая, габбровая, участками гломеропорфировая. От меланотроктолитов последние по составу отличаются большим количеством плагиоклаза (до 60%) и малым содержанием

оливина (~5%). На глубине 1009 м встречен шпир пирротин-пентландит-халькопиритового состава, размером 12 см.

Породы сильно изменены, продукты изменения (боулингит, амфибол, биотит, хлорит, пелит, соссурит и др.) ассоциируют с сульфидами. Содержание их до 15%. Породы горизонта недосыщены SiO₂ – 39.8 мас.% (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), имеют неодинаковое содержание окиси магния – 8.5–15.3 мас.%, меньшее окиси хрома – 0.03–0.04 мас.%, чем в *ультраосновном горизонте 2*. Повышенное количество H₂O (п.п.п. до 3.97 мас.%) связано с флюидным метасоматозом. В то же время породы имеют близкое к *горизонту 2* количество (мас.%): серы – 2.0–4.4, меди – 1.0–2.0, никеля – 0.1–0.5, кобальта – 0.01–0.02; (г/т): платины – 0.39–1.25 и палладия – 1.25–5.2. Количество сульфидов убывает к низу горизонта.

Горизонт 5 образован *оливинсодержащим габбро* (гл. 1021.3–1042.0 м; обр. 844-12–844-15, рис. 4-13). Химический состав горизонта имеет больше, чем предыдущий (мас.%): Al₂O₃ – до 14.5, CaO – ~9 и щелочей – до 3.5, снижено количество MgO – до 8.5, еще меньше хрома – 0.017 (в сравнении с ультрамафитами) и сульфидов; серы – до 0.39, меди – до 0.35, никеля – до 0.02, кобальта – до 0.006; (г/т): платины – <0.040, палладия – 0.11 (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

На глубине 1042.0–1045.9 м (обр. 844-16) располагаются *роговики* с прожилками сульфидов; их содержание достигает 70%. Еще ниже (гл. 1045.9–1063.8 м) залегает мощный (18 м) пласт массивных сульфидных пирротин-пентландит-халькопиритовых руд, вверху крупнозернистых (обр. 844-17), с кальцитовыми прожилками, в средней и нижней части горизонта – мелкозернистых, с преобладанием халькопирита и пирротином в подчиненном количестве (обр. 844-18–844-20). На глубинах 1063.8–1078.0 м выявлены ороговикованные мергели и аргиллиты нижнего девона (*D1kr*). Интервал безрудный.

Хараелахский интрузив, скв. КЗ-963. Общая мощность разреза Хараелахского интрузива, вскрытого скв. КЗ-963 на глубинах 1221.2–1326.9 м, составила около 106 м; из них на залежь массивных сульфидных руд приходится 27.6 м (рис. 4-14).

Вмещающими породами Хараелахского интрузива являются *роговики* и метасоматиты, образовавшиеся по породам разведочнинской (*D1rz*) и курейской (*D1kr*) свит. Верхняя часть интрузива (гл. 1221.2–1240.4 м) сложена гибридными породами: диоритами и габбро-диоритами с ангидритом, кальцитом, вкрапленниками оксидов (титаномагнетит, магнетит, ильменит) и прожилково-вкрапленных разновидностей пирита и халькопирита (обр. 963-5).

Ниже по разрезу на глубине 1237.4–1245.0 м вскрыты три маломощных (0.5–1.0 м) прослоя массивной преимущественно халькопиритовой руды (рис. 4-14). В промежутках между этими прослоями залегают габбро-диориты и безоливиновое габбро (обр. 963-21, 963-25),

близкое обычным основным породам (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), но содержащее сульфиды. Породы характеризуются повышенным количеством серы (0.58 мас.%), меди (0.6 мас.%) и палладия (1.02 г/т), но следовыми количествами – никеля и платины (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Вероятно, наиболее подвижные компоненты (сера, медь и палладий) были вынесены флюидами из нижезалегающих горизонтов массивной руды с богатым содержанием медистого сульфидного оруденения.

На глубинах 1245.4–1258.0 м, породы резко меняют минералогический и петрохимический состав (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]): они сложены плагиоверлитами сильно недосыщенными (мас.%) SiO_2 (40.5), характеризуются низким количеством Al_2O_3 , CaO и щелочей, но повышенным (против основных пород) MgO до 22.5 и хрома до 0.3, а также близкими к кондиционным содержаниям (для вкрапленных руд) меди – 0.6–1.2; никеля – 0.3 и заметным количеством платиноидов (платины и палладия) – в сумме до 0.76 г/т. В этом же горизонте (обр. 963-30) содержится до 55% оливина и до 28% сульфидных вкрапленников (см. рис. 6-3 в главе 6). Кристаллы оливина частично раздавлены (катаклазированы) и существенно серпентинизированы.

Плагиоклаз (An_{90-100}) в этих породах содержится в количестве 8–10% и занимает неправильной формы промежутки между оливином и пироксеном (в отличие от габброидов), что является важным отличительным признаком плагиоверлитов. В них плагиоклаз кристаллизовался после меланократовых минералов, то есть последовательность кристаллизации минералов была иная, чем в габброидных горизонтах. В нижней части ультрамафиты включают шпиры габбро-троктолитов и близкое к кондиционным количество меди 1.1 мас.%, никеля 0.3 мас.%, палладия 2.39 г/т (см. табл. 4, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

На глубинах 1258.0–1288.3 м породы ранее относились к так называемым «такситовым габбро-долеритам». На глубине 1258.0–1261.0 м (обр. 963-33, рис. 4-14) залегает горизонт лейкогаббро с участками меланотроктолитов, где габброизация привела к образованию лейкократовых пород с реликтами меланотроктолитов. Еще ниже (гл. 1261.1–1264.5 м; обр. 963-35) располагаются оруденелые плагиоверлиты, аналогичные обр. 963-30, но сильно серпентинизированные, и также с катакластической структурой. Породы недосыщены SiO_2 37.5 мас.%, имеют пониженное количество Al_2O_3 , CaO и щелочей (в сумме ~1%), повышенное количество (мас.%) MgO – 23.1, а также никеля – 0.2, меди – 0.5, хрома – 0.1; (г/т) платины – 0.18 и палладия – 0.84 (см. табл. 4 и 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

В интервале глубин 1264.5–1288.3 м расположены оливиновое (обр. 963-37) и оливинсодержащее (обр. 963-38) лейкогаббро с вкрапленностью сульфидов и со шпирями (реликтами) плагиоверлитов и габбро-троктолитов (обр. 963-38). Породы горизонта также

недосыщены (мас.%) SiO_2 – 39.0, Al_2O_3 – до 11.9, CaO – до 9.2 и щелочей – до 1.52 в сумме, более низким, чем в плагиоверлитах количеством MgO – 14.6, но более высоким содержанием серы – 3.3, никеля – до 0.4, меди – до 0.7, кобальта – 0.03 и палладия – до 1.44 г/т (см. табл. 4 и 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Ниже по разрезу (гл. 1288.3–1296.8 м, рис. 4-14) находятся две залежи массивных сульфидных руд (с преобладанием пирротина до 70%). Между ними расположен маломощный (~2 м) горизонт сильно измененных силикатных пород – щелочных метасоматитов, содержащих высокие (>5%) количества Na_2O и K_2O (3.32 и 1.74 мас.%, соответственно). При этом мощность массивных руд на глубинах 1299.3–1326.9 м составляет ~27 м.

Таким образом, Хараелахский интрузив, судя по скважине КЗ-963 (рис. 4-14), имеет строение, отличающееся от других промышленно-рудноносных массивов преобладающим (i) содержанием ультрамафитов и (ii) присутствием вкрапленных (44 м) и массивных сульфидных руд (~27 м). С учетом встреченных массивных руд сверху интрузива (2.7 м) общая мощность оруденения составляет ~74 м. Меньшая часть пород в интрузиве представлена габброидами. Основная часть оруденения располагается в тесной ассоциации с богатыми оливином породами или развившимися по ним лейкократовым габбро, габбро-троктолитами и меланотроктолитами.

Состав плагиоверлитов отвечает типичным ультрамафитам (см. табл. 5, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), имеющим начальные признаки габброизации, выразившиеся в появлении в их составе небольшого (5–12%) количества плагиоклаза ряда битовнит-анортит (подобный эффект отмечен для смешения дунитов и базальтов [Рингвуд, 1981]). Плагиоклаз кристаллизовался позже оливина и пироксена и имеет ксеноморфную форму, занимая неправильной формы промежутки между оливином и пироксенами, слагающими основную часть плагиоверлитов. Такой плагиоклаз (его состав и форма) является признаком только богатых оливином пород промышленно-рудноносных интрузивов талнахско-норильского типа. В интрузивах, содержащих сульфидные медно-никелевые рудопроявления и минерализацию, плагиоклаз обычно имеет состав лабрадора, реже битовнита и призматическую или таблитчатую идиоморфную форму.

В интрузивах долеритов широко развитых на Сибирской платформе не было встречено пород, содержащих плагиоверлиты, плагиооливиниты и рудные оливиниты, хотя при повышенном количестве кумулятивного оливина (до 30%) их часто называют «пикритовыми» долеритами. Отличительным признаком ультрамафитов скважины КЗ-963 является их катакластическая структура (сильная трещиноватость вследствие оказанного на них внешнего давления, еще в вязком состоянии, иногда со смещением). Ранее на повышенную трещиноватость горизонта ультраосновных пород интрузивов талнахско-норильского типа обращали внимание В.В. Золотухин [1964], М.И. Иванов и др. [1971]. Перечисленные выше особенности свидетельствуют о сложном образовании Хараелахского интрузива, имевшего не

один источник вещества. Это мнение неоднократно высказывалось ранее другими исследователями [Роговер, 1959; Иванов и др., 1971; Горяинов, 1975; и др.].

Характерное отличие *промышленно-рудоносных интрузивов*: присутствие ультраосновного горизонта (плагиооливинитов, плагиоверлитов, рудных оливинитов), существенное количество в них хрома (в хромите и клинопироксене), что роднит эти породы с дунитами. Также их отличает ксеноморфизм небольшого количества (~5–8%) весьма основного плагиоклаза битовнит-анортитового ряда, занимающего промежутки между кристаллами оливина, и панидиоморфнозернистая, иногда пойкилитовая структура пород. Эти особенности не характерны для пород нерудоносных или слаборудоносных интрузивов.

4.2.3. Геологические и петролого-геохимические особенности рудоносных интрузивов интрузивов с вкрапленным сульфидным и возможным малосульфидным оруденением (Черногорский, Зуб-Маркшейдерский и Вологочанский интрузивы)

Черногорский интрузив расположен в северо-восточной части Норильской мульды вблизи восточного и западного крыльев Норильско-Хараелахского разлома (рис. 4-2, 4-4). Он залегает между терригенными верхнепермскими отложениями и мергелисто-аргиллитовыми образованиями девона (рис. 4-3, 4-15, 4-16). Черногорский интрузив представляет собой лентовидное тело, протяженностью ~8 км, шириной до 2.2 км и мощностью до 365 м. По мнению Д.М. Туровцева [2002] метасоматические изменения, сопровождавшие интрузив развиты слабее, чем в связи с другими интрузивами талнахско-норильского типа, что видимо, отражает меньшую флюидонасыщенность магмы, сформировавшей Черногорский интрузив.

По данным ООО «Черногорская ГРК» (ГК «Русская Платина») среднее содержание платиноидов в сульфидных рудах по месторождению в целом составляет 3.51 г/т, балансовые запасы платиноидов по категории А+В+С₁ – 320.3 т; по категории С₂ – 210.1 т [Государственный доклад..., 2018].

Судя по скв. МП-2бис, Черногорский интрузив имеет мощность ~120 м (рис. 4-17). В верхней части скважины (гл. 23.6–24.0 м) вскрыта раздробленная эруптивная брекчия с обломками стекловатого плагиопорфирового базальта, туфа и угленосного карбонатизированного аргиллита. Ниже (гл. 24.0–32.5 м, обр. Ч-1, Ч-2) залегает горизонт гибридных пород диоритового состава с кварцем и титаномагнетитом, имеющих метасоматическую структуру и мощность ~8.5 м.

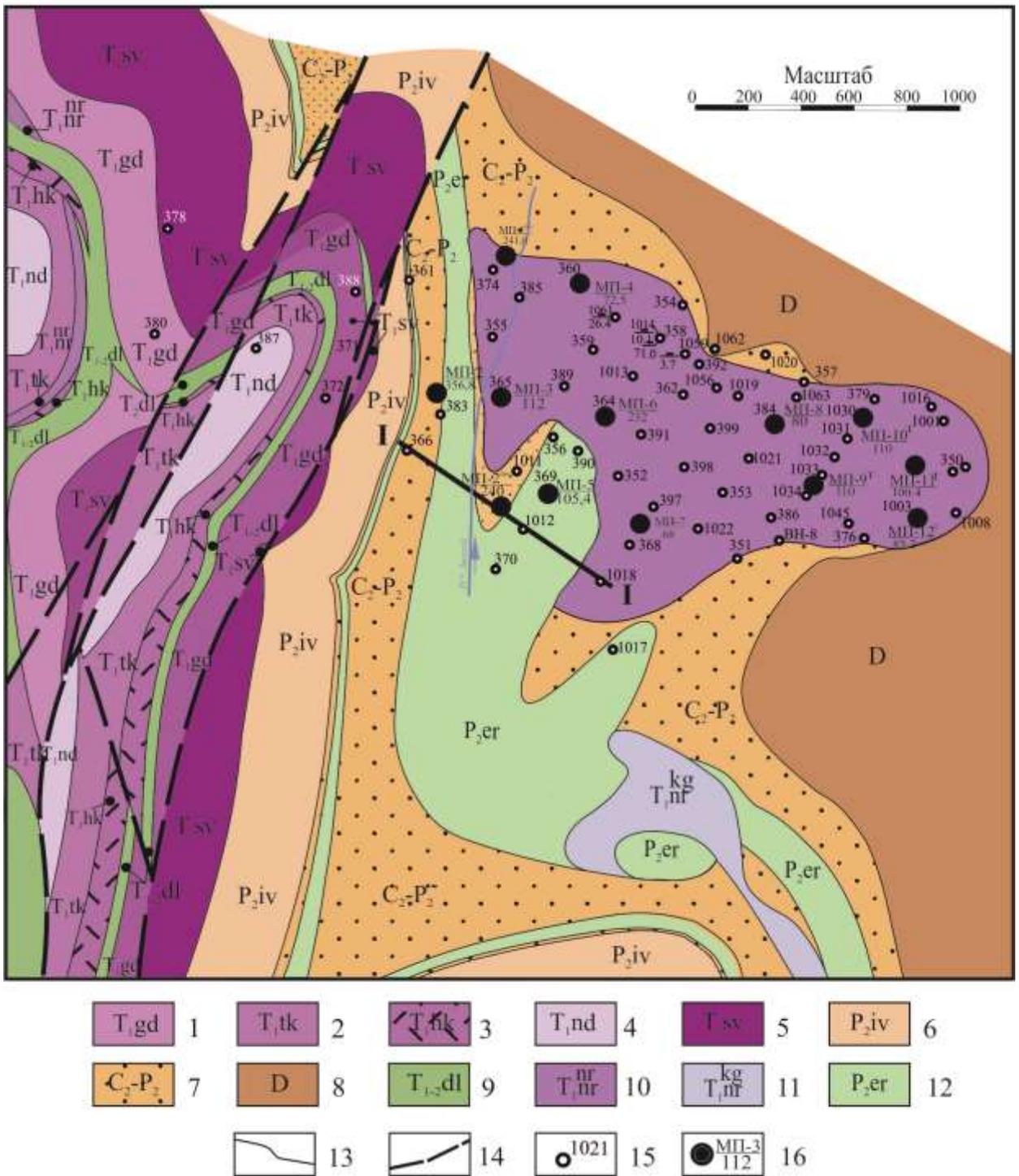


Рис. 4-15. Геологическая карта Черногорского участка Норильского рудного узла (составлена геологами ООО «Норильскгеология»).

1–6 – туфолавовые толщи: 1 – Гудчихинская свита T_{gd}, 2 – Туклонская свита T_{tk}, 3 – Хаканчанская свита T_{hk}, 4 – Надеждинская свита T_{nd}, 5 – Сыверминская свита T_{sv}, 6 – Ивакинская свита P_{2iv}; 7 – тунгусская серия, нерасчлененная C₂-P₂; 8 – девонские отложения, нерасчлененные D; 9–12 – интрузивные образования: 9 – далдыканский комплекс, 10 – норильский тип, 11 – круглогорский тип, 12 – ергалахский комплекс; 13 – геологические границы горных пород; 14 – предполагаемые разрывные нарушения; 15–16 – буровые скважины: 15 – детальной разведки 1952–1969 гг., 16 – поисковых работ 2003 г.

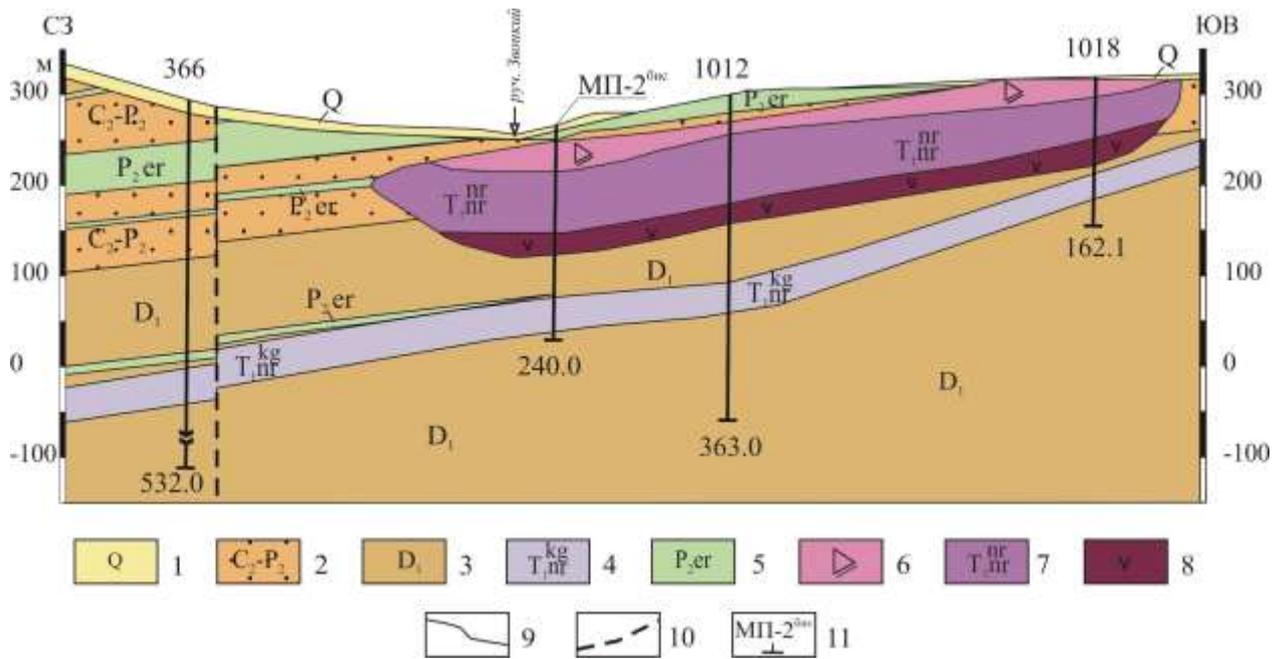


Рис. 4-16. Геологический разрез Черногорского и Круглогорского интрузивов по линии I-I с местоположением скв. МП-2^{бис} (составлена геологами ООО «Норильскгеология»).

1 – четвертичные отложения; 2 – тунгусская серия, нерасчлененная C₂-P₂; 3 – нижнедевонские отложения; 4–8 – интрузивные образования: 4 – круглогорский тип, 5 – ергалахский комплекс, 6–8 – породы Черногорского интрузива: 6 – эруптивная брекчия, диорит; 7 – оливинсодержащее габбро; 8 – оливинное габбро, меланотроктолит, габбро-троктолит; 9 – геологические границы горных пород; 10 – предполагаемые разрывные нарушения; 11 – буровые скважины детальной разведки 1952–1969 гг. и поисковых работ 2003 г.

Значительная часть интрузива (гл. 32.5–124.0 м, обр. Ч-3–Ч-8) сложена измененными оливинсодержащими габброидами – породами основного состава. Оливинсодержащие габбро (гл. 32.0 м, обр. Ч-2 и гл. 68.0 м, обр. Ч-6) имеют состав близкий толеитовому базальту (по Дели) и содержат (мас.%): SiO₂ – 48.4–48.9, MgO – 6.88, Al₂O₃ – до 18.0, TiO₂ – ~1, CaO – от 9.8 до 13.4, щелочей в сумме – ~3.35 (с преобладанием Na₂O), хрома – 0.03, серы – 0.03–0.07, меди – 0.02, никеля – 0.006–0.009; платиноидов – <0.030 г/т (табл. 6 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). В интервале 37.0–124.0 м породы характеризуются полиметаллической ассоциацией рудных минералов, представленной титаномагнетитом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, реже – пиритом.

На границе этих пород и нижележащих более обогащенных оливином пород – меланотроктолитов и габбро-троктолитов – расположен горизонт оливиновых габбро (обр. Ч-9, гл. 124.0–134.0 м, рис. 4-17), где содержание оливина достигает 7–10%. Оливинное габбро содержит (см. табл. 6 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) (мас. %): SiO₂ – 47.5, Al₂O₃ – 16.2, TiO₂ – 0.94, CaO – 12.2, Σ щелочей – 2.19, несколько больше MgO – 9.5 (за счет увеличения оливина), хрома – 0.028, серы – до 0.09, меди – 0.01, никеля – 0.02, кобальта – 0.008; платины и палладия – <0.04–0.03 г/т. В этом горизонте присутствует та же ассоциация рудных минералов,

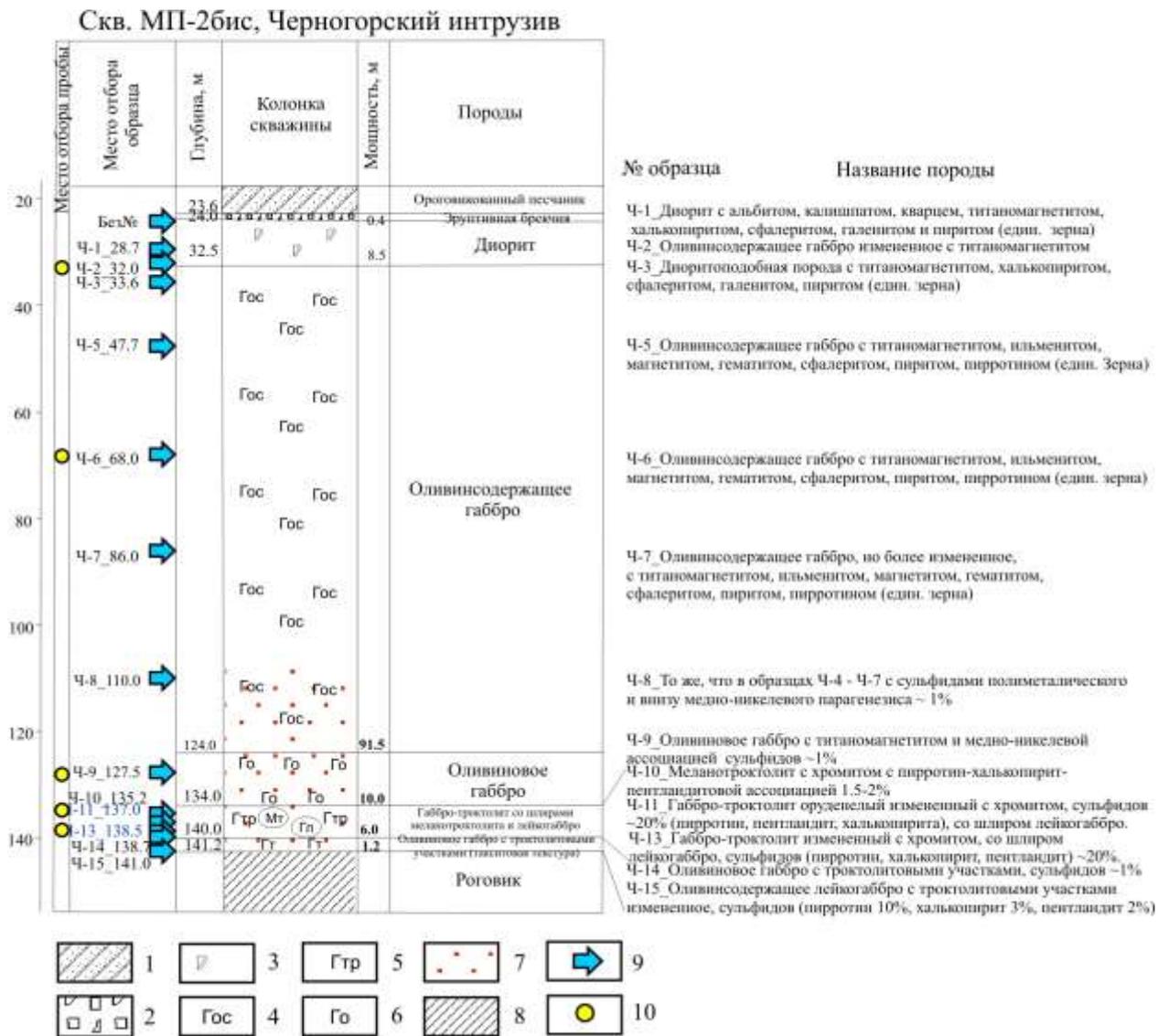


Рис. 4-17. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого- геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Черногорского интрузива (скв. МП-2бис).

1 – ороговикованный песчаник, 2 – эруптивная брекчия, 3 – диорит, 4 – оливинсодержащее габбро, 5 – троктолитовое габбро, 6 – оливиновое габбро, 7 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит- халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 8 – роговик, 9 – место отбора образца на разрезе, 10 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

что и в предыдущем, и лишь внизу появляется более высокотемпературная ассоциация платиноидно-медно-никелевого парагенезиса с содержанием сульфидов до 1%.

Ниже по разрезу (гл. 134.0–140.0 м, рис. 4-17) залегают существенно измененные (до 35%) сульфидсодержащие меланотроктолиты и габбро-троктолиты с такситовой текстурой со шширами (вероятно реликтами) плагиоверлитов (обр. Ч-10, Ч-11, Ч-13). Судя по химическим анализам (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), породы недосыщены (мас.%) SiO₂ (38.0–42.4) и имеют в сравнении с вышележащими основными породами больше MgO (до 17.0) и хрома (до 0.66). В них мало щелочей (в сумме до 2.48 мас.%), преобладает K₂O над Na₂O и более высокие значения п.п.п. (2.24–3.57 мас.%), что согласуется со значительным (до 35%)

присутствием в горизонте вторичных водных минералов – биотита, амфибола, хлорита, цоизита, серицита, пренита, карбоната, которые сопутствуют сульфидному оруденению, приуроченному к этому горизонту. Сульфидная вкрапленность в горизонте содержится в количестве до 20%, за счет чего в нем повышено количество железа (Fe_2O_3 общ – до 17.9–22.5 мас.%). Содержание серы в этих породах весьма существенно и составляет до 2.11–2.69 мас.%. Содержание (мас.%) меди до 0.46–0.5, никеля – 0.32–0.39, кобальта – 0.014–0.016; (г/т) платины – 0.6–1.55, палладия – 3.8–6.6 (близко их среднему количеству во вкрапленных рудах крупных промышленно-рудноносных интрузивов) (см. табл. 2, 4 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Особенно это касается легкоплавких платиноидов (Pt, Pd и Rh), содержание которых здесь достигает более 8 г/т (обр. Ч-13, гл. 138.5 м). Вторичные минералы, сопровождающие сульфидную вкрапленность, свидетельствуют о существенной переработке и метасоматозе этого горизонта. В настоящее время он представлен троктолитами с реликтами ультрамафитов. Ранее горизонт, видимо, имел более ультраосновной состав. Под воздействием базальтов триаса и глубинного флюида, горизонт был габброизирован, о чем свидетельствуют реликты пород, близкие ультрамафитовому составу, и ряд петрохимических признаков – повышенное количество хрома, MgO и др.

В самой нижней части интрузива (гл. 141.0 м, обр. Ч-15, рис. 4-17) залегает измененное оливинсодержащее габбро с мелкой сульфидной вкрапленностью, представленной пирротинном ~10%, халькопиритом ~3% и пентландитом ~2%, сопровождающихся вторичными минералами (до 35%). Породы недосыщены (мас.%): SiO_2 – 45.3, имеют существенное количество Al_2O_3 – 17.1, MgO – 10.3 и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – ~3. Содержание хрома 0.04 мас.% (видимо разубожено), но присутствует повышенное количество (мас.%) серы – 0.77, меди – 0.2, никеля – 0.1, палладия – 0.31 г/т, платины – <0.04 г/т (см. табл. 6 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

В Черногорском интрузиве количество ультрамафитовой составляющей было меньше, чем в интрузивах талнахско-норильского типа с крупными месторождениями; в то же время содержание полезных компонентов (платиноидов, меди, никеля) на глубинах 134.0–139.0 м близко к промышленно-рудноносным вкрапленным кондиционным рудам. Петрологические и рудно-геохимические признаки свидетельствуют о высокой перспективности интрузива на малосульфидный и сульфидный типы оруденения.

Зуб-Маркшейдерский интрузив был открыт Ю.М. Шейманном в 1940 г. В 1943–1957 гг. Н.А. Колокольчиковым и др. проводились поисково-разведочные работы с бурением (рис. 4-18, 4-19). Рудная залежь была прослежена на пять километров. Мощность рудной зоны от 2.0–20.0 м до 30.0–40.0 м. Выделены два горизонта вкрапленных сульфидных руд. В подстилающих ороговикоманых породах девона присутствуют массивные сульфидные жилки мощностью 10–15 см. Вкрапленная рудная минерализация прослежена на 15–20 м (по мощности) в подстилающих породах. С интрузивом связано забалансовое месторождение. Среднее

содержание полезных компонентов в рудах (мас.%): меди – 0.44, никеля – 0.23, кобальта – 0.015; платиноидов – 2.23 г/т [Металлогеническая карта..., 1987; и др.].

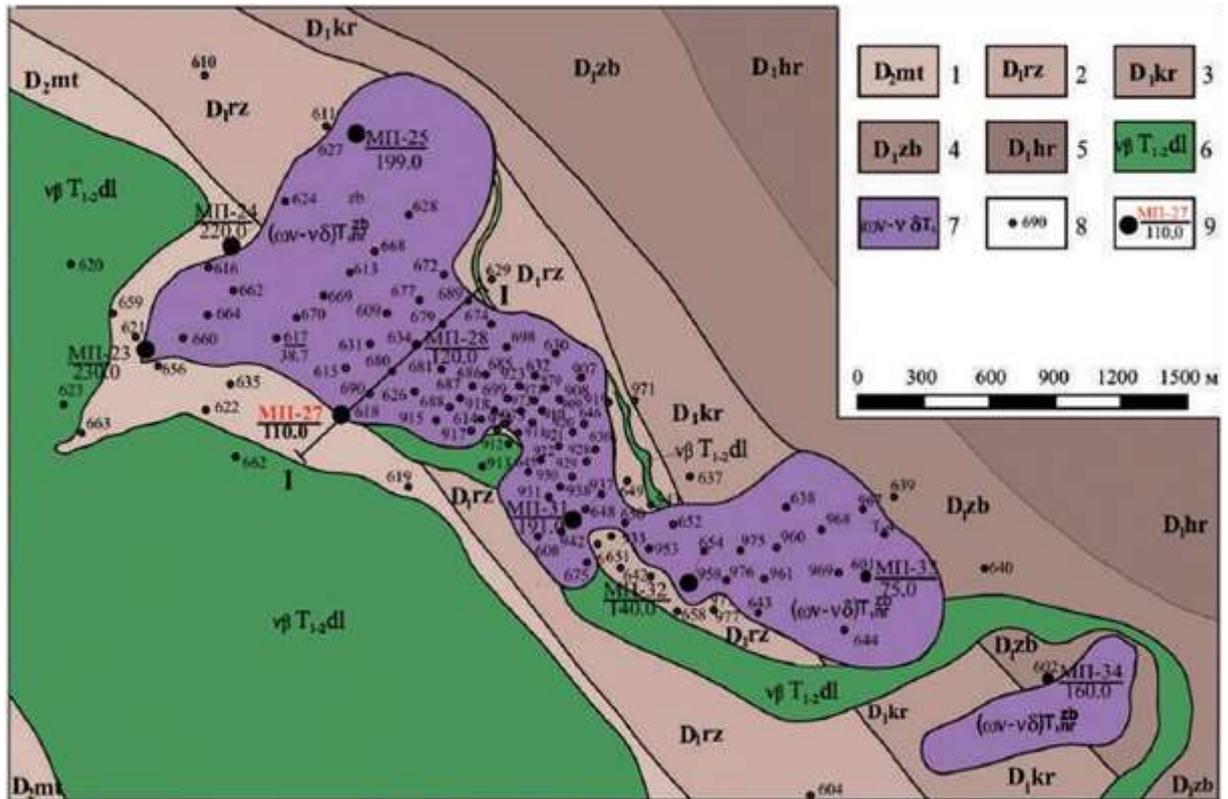


Рис. 4-18. Геологическая карта района Зуб-Маркшейдерского интрузива (составлена геологами ООО «Норильскгеология»).

1–5 – осадочные породы, свиты: 1 – Мантуровская, 2 – Разведочнинская, 3 – Курейская, 4 – Зубовская, 5 – Хрептовская-Ямпахтинская; 6–7 – интрузивные образования: 6 – далдыканский комплекс, 7 – Зуб-Маркшейдерский интрузив; 8–9 – буровые скважины: 8 – детальной разведки, 9 – поисковых работ.

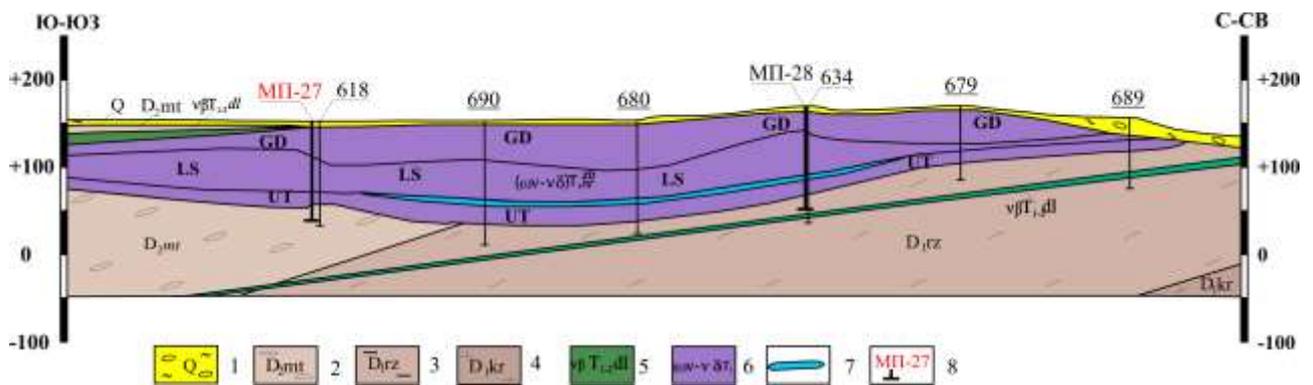


Рис. 4-19. Геологический разрез Зуб-Маркшейдерского интрузива по линии I–I с местоположением скв. МП-27 (составлена геологами ООО «Норильскгеология»).

1 – четвертичные отложения; 2–4 – осадочные породы, свиты: 2 – мантуровская, 3 – разведочнинская, 4 – курейская; 5–7 – интрузивные образования: 5 – далдыканский комплекс, 6 – Зуб-Маркшейдерский интрузив: GD – габбро-диориты, LS – оливин-содержащее габбро и габбро-троктолиты; UT – ультраосновные породы и габброиды с такситовой текстурой, 7 – вкрапленные руды; 8 – буровые скважины.

Зуб-Маркшейдерский интрузив был выделен М.Н. Годлевским [1959] в составе зубовского типа интрузивов. Он отличается от норильского типа мощными зонами (40–100 м) гибридных пород (габбро-диоритов, диорито- и сиенитоподобных пород) вплоть до образования метасоматитов, а также небольшим развитием ультрамафитов. В частности, в породах интрузива, судя по скважине МП-27 (рис. 4-20; см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), верхний горизонт мощностью ~40 м (гл. <11.0–42.2 м, обр. 27-1–27-5, рис. 4-20) сложен метасоматически измененными породами, содержащими альбит, калиевый полевой шпат, кварц (щелочные метасоматиты), и диоритами или диоритоподобными породами, образовавшимися при ассимиляции магматическими основными породами вмещающих осадочных пород девона. Этот горизонт содержит высокое количество SiO_2 (51.5–57.2 мас.%) и щелочей (как K_2O , так и Na_2O , суммарно – до 6.41 мас.%), что характерно для щелочных метасоматитов и диоритов. В то же время для них характерно низкое содержание MgO (3.1–5.7 мас.%) и низкие (на пределе обнаружения метода) концентрации меди, никеля, кобальта, платиноидов (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Ниже расположен горизонт оливинсодержащих габбро мощностью ~28 м (интервал 42.2–70.0 м, обр. 26-6, 27-7, рис. 4-20). Горизонт характеризуется (см. табл. 6 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) несколько пониженным количеством SiO_2 – 46.8 мас.%, Fe_2O_3 – 12.0 мас.% и повышенным (по сравнению с предыдущим) MgO – 9.2 мас.%. Содержание (мас.%) меди – до 0.2, никеля – 0.08, кобальта – 0.007, платиноидов – <0.03 г/т.

Ранее Н.А. Колокольчиковым отмечалось, что в интрузивах горозубовского типа весьма ограниченно развиты богатые оливином породы. Однако в разрезе скважины МП-27 присутствуют богатые оливином плагиоверлиты в переслаивании с меланотроктолитами (гл. 73.3–81.0 м, обр. 27-8, 27-9, 27-10, рис. 4-20). Горизонт имеет небольшую мощность ~8 м. Плагиоверлиты (обр. 27-9, 27-10) недосыщены (мас.%) SiO_2 – 40.7–43.8, содержат мало TiO_2 – 0.63–0.77, CaO – 6.67–7.56 и щелочей в сумме – до 1.5, и дискретное повышенное по сравнению с более верхними горизонтами количество MgO – до 21.6 и хрома – до 0.08 (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Этот горизонт наиболее богат сульфидами. Плагиоверлиты содержат (мас.%): никеля – до 0.24, меди – до 0.44, кобальта – до 0.014, серы – 1.25; платины – 0.54 и палладия – 2.41 г/т (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

В нижней части разреза скважины вскрыты габбро-троктолиты (гл. 81.0–88.0 м, обр. 27-11–27-13, рис. 4-20) и оливинсодержащее габбро (гл. 88.0–99.0 м, обр. 27-14, 27-15, рис. 4-20) с повышенным количеством сульфидов (до 12%). Габбро-троктолиты также недосыщены SiO_2 (42.4–45.2 мас.%), имеют низкое количество TiO_2 (0.6–0.9 мас. %), Fe_2O_3 общ (до 18.8 мас.% за счет сульфидов железа), варьирующее повышенное количество MgO от 13.1 до 17.3 мас.% и

Скв. МП-27, Зуб-Маркшейдерский интрузив

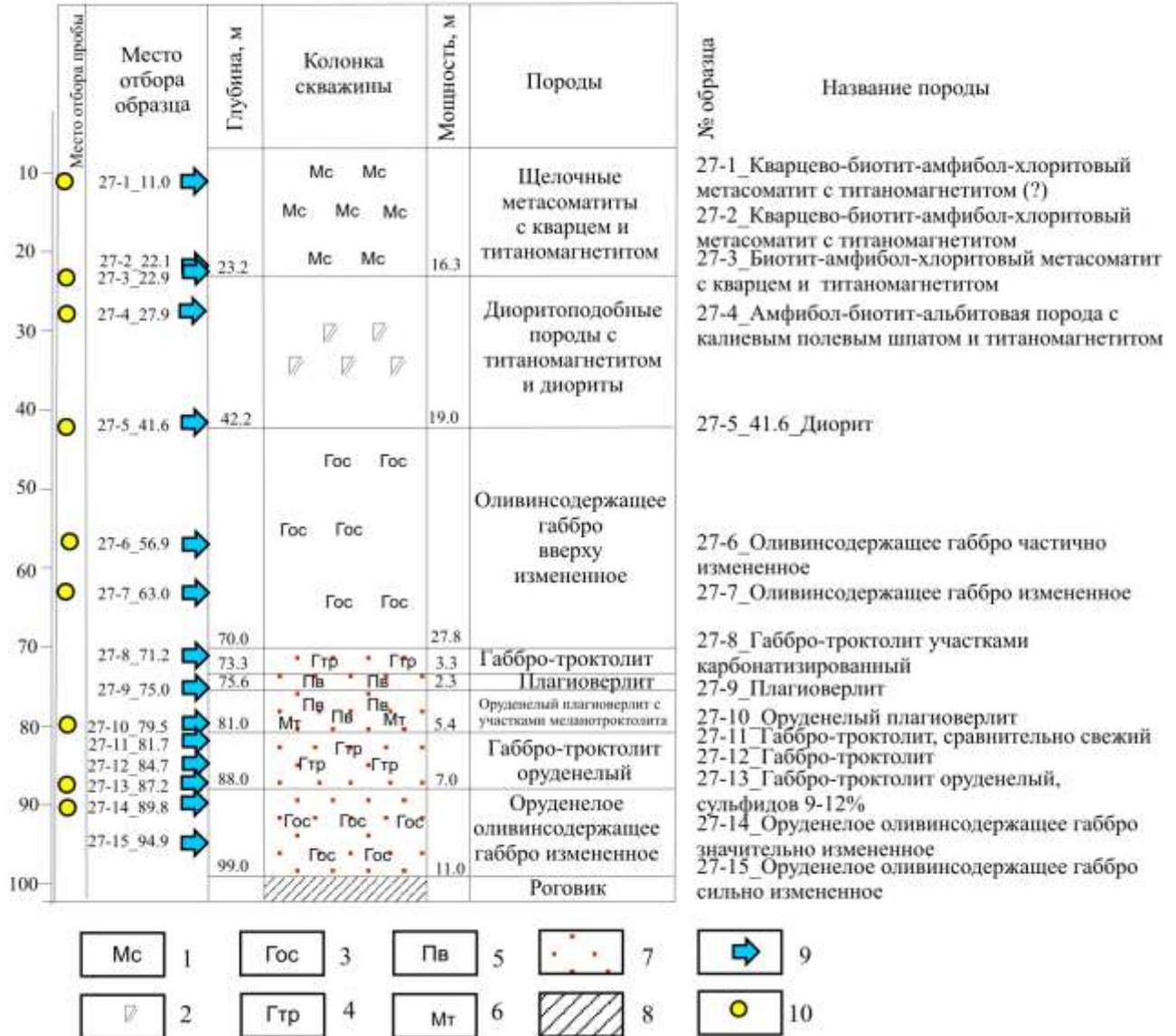


Рис. 4-20. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Зуб-Маркшейдерского интрузива (скв. МП-27).

1 – метасоматит, 2 – габбро-диорит, 3 – оливинсодержащее габбро, 4 – габбро-троктолит, 5 – плагиоверлит, 6 – меланотроктолит, 7 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 8 – роговик, 9 – место отбора образца на разрезе, 10 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

содержат такое же количество хрома (0.08 мас.%) (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). Габбро-троктолиты характеризуются значительным количеством (мас.%): серы – 1.66 и никеля – до 0.4, кобальта – 0.02, меди – до 0.6; а также (г/т): платины – 0.18 и палладия – до 3.0 (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Оливинсодержащее габбро также содержит до 6% сульфидов, но меньше, чем в габбро-троктолитах, серы – 0.58 мас.%, кобальта – 0.01 мас.%, никеля – 0.1 мас.%, меди – 0.2 мас.%, золота – 0.02 г/т, платины – 0.35 г/т, палладия – 1.05 г/т.

Видимо ультрамафитов (плагиоперидотитов) в интрузиве было больше до преобразования (габброизации) этих пород, т.к. наследующие их габбро-троктолиты и даже оливинсодержащие габброиды имеют не свойственную им недосыщенность SiO_2 (в среднем 45.3 мас. %) и существенно высокое количество MgO для габбро-троктолитов (13.1–17.3 мас.%) и оливинсодержащих габбро (11.1 мас.%).

Процесс габброизации способствовал повышению (мас.%) количества Al_2O_3 (до 14.1), CaO (до 9.7) и щелочей (до 2.3) против таковых в плагиоверлитах (соответственно 9.8, 7.5, 1.5). Также стало меньше MgO , до 13.1–17.3% (в сравнении с 21 мас.% в плагиоверлитах). В то же время количество хрома в этих породах, как и в горизонте на гл. 88.0–89.0 м, повышено – 0.08 мас.%. Количество серы увеличилось до 1.66 мас.%, палладия – до 2.97 г/т. При метасоматозе произошла перекристаллизация и концентрирование сульфидов меди и никеля, сопровождавшихся повышением содержания платиноидов в горизонте габбро-троктолитов и оливинсодержащем габбро, и увеличением количества биотита, амфибола, хлорита и других водных минералов.

Пясино-Вологочанский интрузив, локализованный в восточном борту Вологочанской мульды, относится к *зубовскому типу*. Он занимает площадь около 80 кв. км и прослежен в широтном направлении на расстоянии около 18 км при ширине 6–9 км и максимальной мощности 280 м. В составе Пясино-Вологочанского интрузива выделяют две интрузивные ветви: Южнопясинскую на севере и Вологочанскую – на юге (рис. 4-21, 4-22). Обе ветви локализованы в одном стратиграфическом горизонте, при некоторых различиях имеют сходное внутреннее строение и характер оруденения. Однако, в связи с тем, что вопрос о степени самостоятельности Южнопясинской и Вологочанской ветвей интрузивов окончательно не решен, их с определенной долей условности выделяют в составе *Вологочанского и Южнопясинского интрузивов*.

В результате бурения и комплекса сопутствующих работ (по данным ООО «Норильскгеология» Заполярного филиала ОАО «ГМК Норильский никель») было оконтурено четыре крупных тела вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Вологочанский интрузив полого погружается на запад (рис. 4-21) и по скважине ОВ-29 имеет мощность около 60 м (рис. 4-23). Верхняя часть сложена габбро-диоритами (7.1 м), безоливиновыми габбро (2.7 м), оливинсодержащими габбро (14.0 м) и оливиновыми габбро (3.5 м); нижняя часть (27.5 м) – габбро-троктолитами со шлирами троктолитов и меланотроктолитов с существенным количеством темноцветных минералов оливина и пироксена (в среднем в сумме 60–65%) и пониженное количество плагиоклаза (25–28%).

Горизонт 1 – диориты и габбро-диориты (гл. 815.2–822.3 м, обр. 29-1–29-3, рис. 4-23). Структура пород диоритов реликтовая бластогаббровая, гипидиобластовая, участками

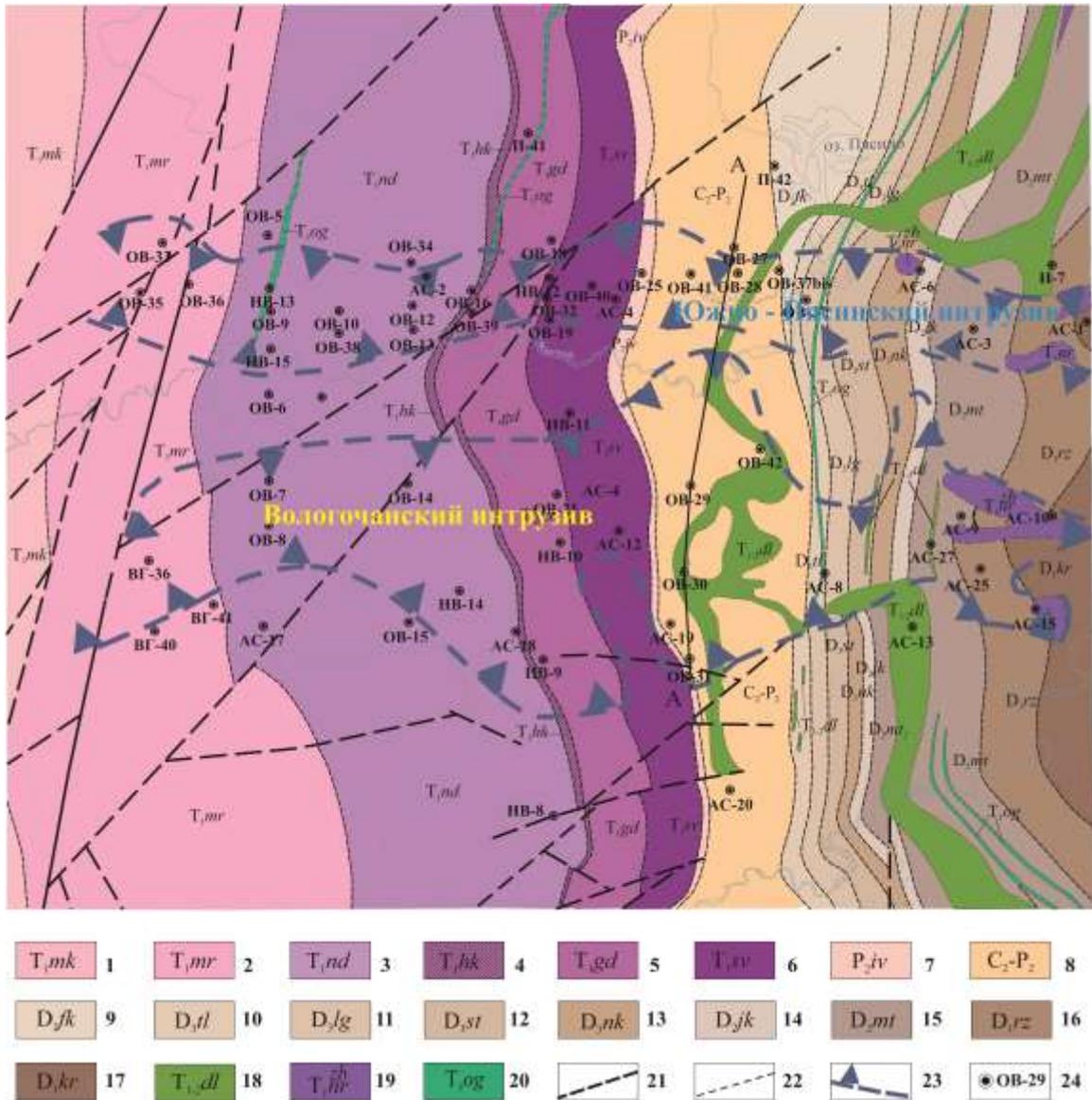


Рис. 4-21. Геологическая карта восточного участка Вологодчанской мульды с горизонтальной проекцией Вологодчанского и Южнопясинского интрузивов (составлена геологами ООО «Норильскгеология»).

Туфобазальтовая толща Т1 (1–7): 1 – Мокулаевская свита. Базальты пойкилоофитовые, афировые, гломеропорфировые, порфиоровые, туфы; 2 – Моронговская свита. Базальты афировые, порфиоровые, пойкилоофитовые, туфы; 3 – Надеждинская свита. Базальты гломеропорфировые, порфиоровые, афировые, туффиты, туфо-песчаники, туфобрекчии, туфы; 4 – Хаканчанская свита. Туфы, туффиты, базальты пойкилоофитовые; 5 – Гудчихинская свита. Базальты порфиоровые, пикритовые, туфы; 6 – Сыверминская свита. Базальты толеитовые, пойкилоофитовые, туфы; 7 – Ивакинская свита. Базальты лабрадоровые, двуполевошпатовые, туф-фиты, туфобрекчии; 8 – Тунгусская серия С₂–Р₂. Алевролиты, песчаники, аргиллиты, туффиты, прослои конгломератов, гравелитов, пласты и линзы углей; 9 – Фокинская свита. Сульфатно-карбонатные брекчии, прослои ангидритов, доломитов; 10 – Тулаеская свита. Известняки, доломиты; 11 – Луговская свита. Известняки, доломиты, карбонатные брекчии, мергели; 12 – Североталнахская свита. Доломиты, мергели, ангидриты; 13 – Накохозская свита. Мергели пестроцветные, ангидриты; 14 – Юктинская свита. Доломиты, аргиллиты, мергели; 15 – Мантуровская свита. Мергели, ангидриты, доломиты, аргиллиты, прослои алевролитов, линзы и пласты галита; 16 – Разведочнинская свита. Аргиллиты, линзы фосфоритонесущих гравелитов и песчаников; 17 – Курейская свита. Аргиллиты, мергели. Интрузивные образования (18–20): 18 – Далдыканский комплекс. Оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; 19 – Норильский комплекс. Рудоносные дифференцированные интрузивы Зубовского типа; 20 – Оганерский комплекс. Долериты, безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты; 21 – разрывные нарушения; 22 – геологические границы; 23 – контуры Пясино-Вологодчанского интрузива; 24 – буровые скважины.

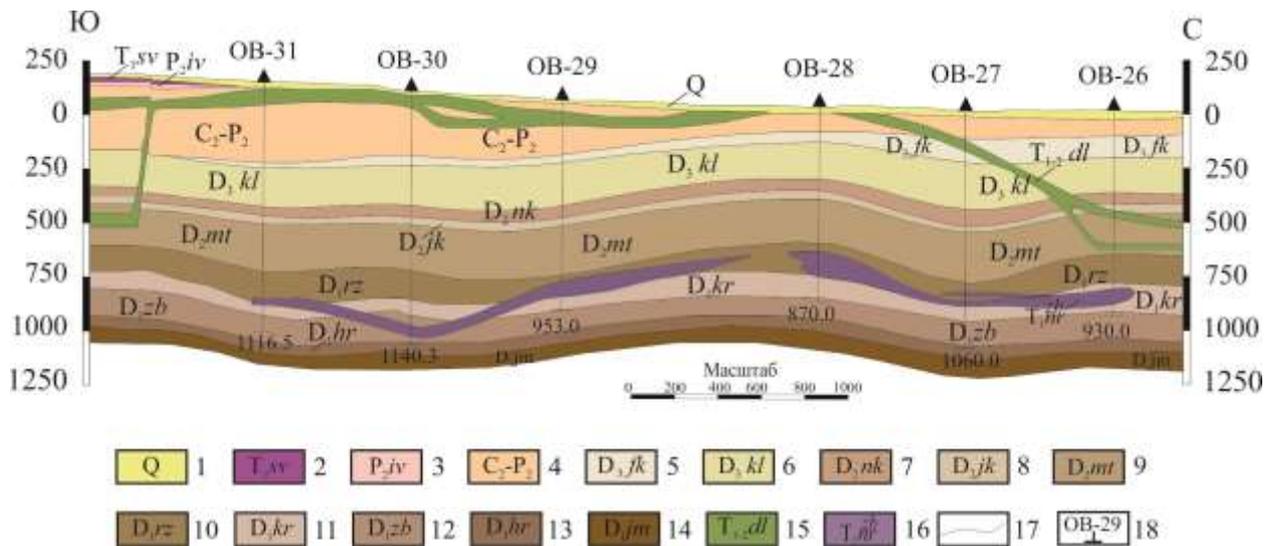


Рис. 4-22. Положение Пясино-Вологодчанского интрузива в геологическом разрезе по линии А-А (по данным ООО “Норильскгеология”).

1 – четвертичные отложения; 2 – Сыверминская свита. Базальты толеитовые, пойкилофитовые, туфы; 3 – Ивакинская свита. Базальты лабрадоровые, двуполевошпатовые, туффиты, туфобрекчии; 4 – Тунгусская серия, C₂-P₂. Алевролиты, песчаники, аргиллиты, туффиты, прослои конгломератов, гравелитов, пласты и линзы углей; Девонская система (5–14): 5 – Фокинская свита, D_{3fk}. Сульфатно-карбонатные брекчии, прослои ангидритов, доломитов; 6 – Каларгонская серия в составе тулаекской, луговской и североталнахской свит, D_{3kl}. Известняки, доломиты, карбонатные брекчии, мергели, ангидриты; 7 – Накохозская свита, D_{2nk}. Мергели пестроцветные, ангидриты; 8 – Юктинская свита, D_{2jk}. Доломиты, аргиллиты, мергели; 9 – Мантуровская свита, D_{2mt}. Мергели, ангидриты, доломиты, аргиллиты, прослои алевролитов, линзы и пласты галита; 10 – Разведочнинская свита, D_{1rz}. Аргиллиты, линзы фосфоритоносных гравелитов и песчаников; 11 – Курейская свита. Аргиллиты, мергели; 12 – Зубовская свита. Доломитовые мергели, ангидриты; 13 – Хребтовская свита, D_{1hr}. Мергели, ангидриты, доломиты; 14 – Ямпахтинская свита, D_{1jm}. Ангидриты, доломиты; интрузивные образования (15–16): 15 – Далдыканский комплекс, T_{1-dl}. Оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; 16 – Норильский комплекс. Рудоносные дифференцированные интрузивы Зубовского типа; 17 – геологические границы; 18 – буровые скважины.

микропегматитовая; габбро-диоритов: реликтовая бластогаббровая, порфиroidная, участками призматическизернистая и пойкилофитовая. Состав породы: амфиболы 25–30%, реликты клинопироксена до 18%, сильно измененный плагиоклаз, замещенный альбитом, калиевым полевым шпатом, карбонатом, пренитом, пелитом (с продуктами изменения его до 45–50%); титаномагнетит – 3–6%, кварц – до 7%, лейкоксен – единичные зерна. По клинопироксену развивается буровато- и травяно-зеленый амфибол, иногда до полных псевдоморфоз, хлорит и карбонат. Вторичных минералов в породах горизонта – до 60%.

Диориты характеризуются (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) повышенным количеством (мас.%) SiO₂ – 50–52, щелочей в сумме – ~4.36, низкой магнезиальностью (в

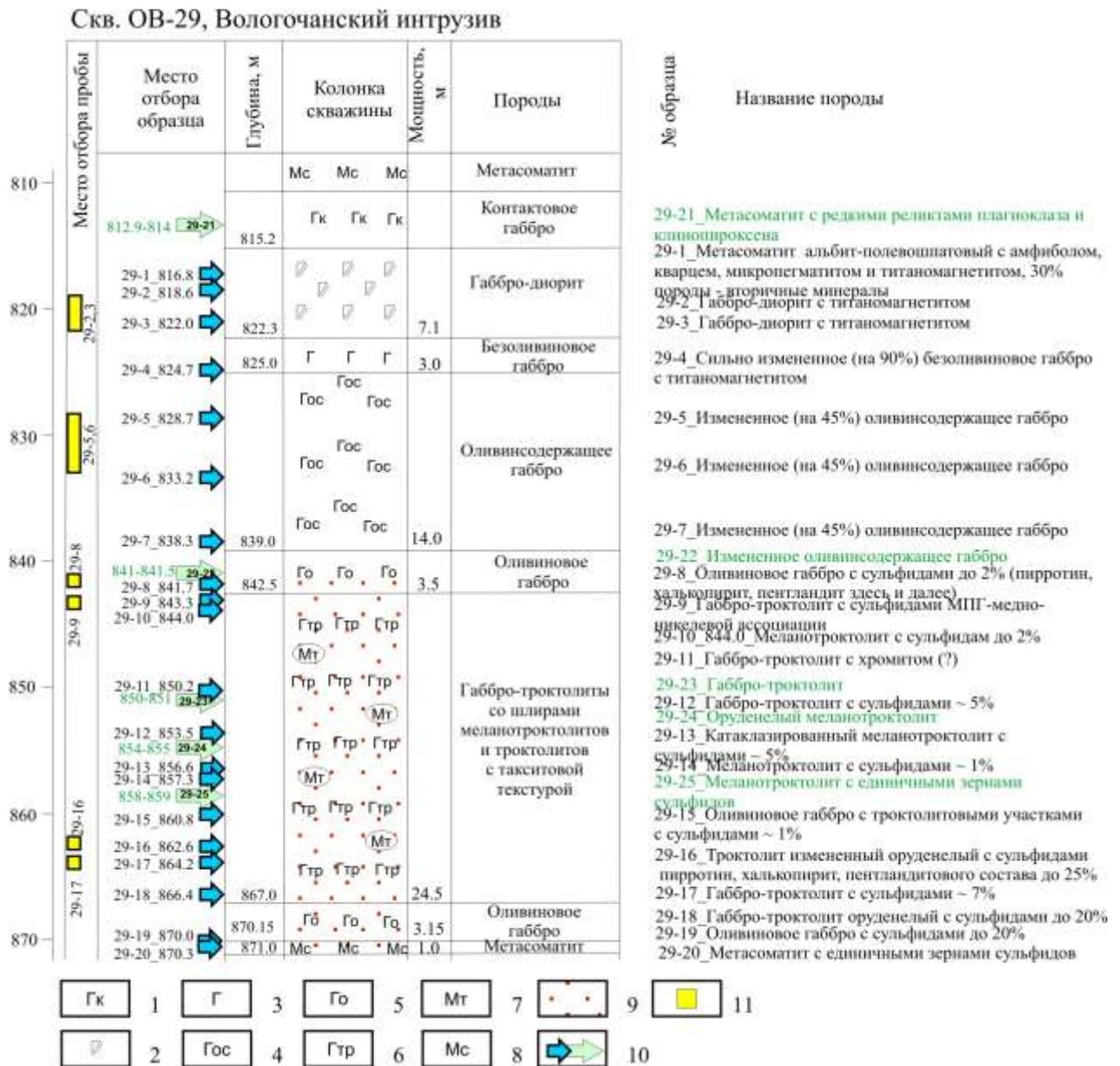


Рис. 4-23. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого- геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Вологочанского интрузива (скв. ОВ-29).

1 – контактивное габбро, 2 – габбро-диорит, 3 – безоливиновое габбро, 4 – оливинсодержащее габбро, 5 – оливиновое габбро, 6 – габбро-троктолит, 7 – меланотроктолит, 8 – метасоматит, 9 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПП, 10 – место отбора образца на разрезе, 11 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

среднем ~5), незначительным количеством хрома (тысячные доли %). Элементы цветных и благородных металлов не обнаружены (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 2 – сильно измененное (на 90%) *безоливиновое габбро* (гл. 822.3–825.0 м, обр. 29-4, рис. 4-23), структура *бластогаббровая*. Порода состоит из реликтов *клинопироксена* и *плагиоклаза* и продуктов их изменения. *Плагиоклаз* темно-серый, непрозрачный (*пелитизированный*). Определяются минералы лишь по очертаниям их реликтовой формы. Рудный минерал представлен *титаномagnetитом* (до 8%), *сульфиды* отсутствуют.

Безоливиновое габбро не отличается от среднего состава основных пород (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 20186]).

Горизонт 3 – оливинсодержащее габбро существенно (на 45%) измененное (гл. 825.0–839.0 м, обр. 29-5–29-7, рис. 4-23). Структура порфировидная, реликтовая, призматически зернистая. Состав породы (%): клинопироксен – 25–28, реже – до 40; плагиоклаз, включая «пелит» и сосюрит – 50–55, оливин – 3–4, рудные минералы (оксиды) – 4–5, единичные зерна кварца. Вторичные минералы: амфибол, биотит, хлорит по клинопироксену и в мезостазисе сосюрит по плагиоклазу, боулин- гит по оливину, до полных псевдоморфоз.

Порода сложена порфировидными (размером до 6 мм в поперечнике) ксеноморфными зернами клинопироксена, призматическим неравномерно кристаллическим (0.5–0.8 мм в длину) сильно пелитизированным и сосюритизированным плагиоклазом и округлыми трещиноватыми кристаллами оливина (размером 0.5–3.0 мм). В клинопироксен включены небольшие призмы плагиоклаза, реже мелкие округлые зерна оливина. Рудные минералы представлены оксидами (титаномагнетит, ильменит, магнетит) размером от 0.3 до 1 мм в поперечнике. Порода значительно изменена и имеет из-за пелитизации плагиоклаза серый цвет (в проходящем свете). Вторичные минералы: хлорит, амфибол, реже биотит, пелит, боулинит в сумме составляют до 45%. Петрохимический состав типичен для основных пород (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 20186]).

Горизонт 4 – оливиновое габбро (гл. 839.0–842.5 м, обр. 29-8, рис. 4-23). Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками порфировидная, призматически зернистая, пойкилитовая. Текстура такситовая. Состав породы (%): плагиоклаз – 40–45, клинопироксен – 30–35, оливин – 5–6, рудные минералы – оксиды (магнетит, титаномагнетит, лейкоксен), и подчиненные им сульфиды (халькопирит, пирротин, пентландит) – 1–2. Порода состоит из призматического плагиоклаза, крупных (до 4–5 мм) порфировидных зерен ксеноморфного клинопироксена (содержащего вроски плагиоклаза и изредка мелкого оливина) и оливина. По краям пироксена развивается хлорит, амфибол, биотит. Оливин частично или полностью замещен боулинитом. Количество вторичных минералов достигает 10–12%. Оливинсодержащее и оливиновое габбро близко по химическому составу безоливиновому габбро (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 20186]).

Горизонт 5 – Габбро-троктолиты со шлирами меланотроктолитов и троктолитов (гл. 842.5–867.0 м, обр. 29-9 – 29-18, рис. 4-23). Горизонт мощностью 25 м сложен породами с повышенным содержанием оливина (до 40%). Структура пород неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая с участками порфировидной, призматически зернистой, гломеропорфировой, катакластической. Судя по разнообразию структур и меняющемуся составу, текстура пород *такситовая*. В шлирах меланотроктолитов, богатых темноцветными

минералами (оливином и пироксеном) появляются участки с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурами, в оруденелых местах – с сидеронитовой структурой.

Состав основной части пород широко варьирует. В габбро-троктолитах и троктолитах содержание (в %) плагиоклаза – 40-50, в меланотроктолитах – 25-28, оливина 20-30 и 35-40 соответственно, пироксена от 17 до 40, оксидов 3-5. Количество сульфидов от 1-5% в верхней части горизонта, до 15-25% – в нижней.

Породы сложены порфирированными (до 2-5 мм в поперечнике) ксеноморфными зернами авгита, реже энстатита, трещиноватыми округлыми или эвгедральными кристаллами оливина (0.1-0.6 мм) в виде скоплений с плагиоклазом или вростков в клинопироксене. В меланотроктолитах появляются две генерации оливина (по крупности): I – крупные трещиноватые кристаллы (0.6-0.8 мм) и II – мелкие (<0.1 мм) округлые кристаллики гранулированного оливина в виде скоплений в ассоциации с плагиоклазом.

Сульфиды (1–5%) представлены преимущественно пентландитом, халькопиритом и пирротинном, реже миллеритом, сфалеритом, халькозином, аваруитом, ковеллином, валлериитом, пиритом. Размер сульфидных вкрапленников – от мелких (0.01–0.05 мм) интерстиционных до более крупных, достигающих 1 см и более в поперечнике. В окружении сульфидов наблюдаются продукты изменения породообразующих минералов: амфибол, биотит, хлорит, серпентин, пелит.

Породы *горизонта 5* по сравнению с верхними габброидами имеют резко повышенные содержания (мас.%) MgO (см. табл. 6, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) от 15 до 21.2, особенно в верхней части (MgO – 17.3–21.2), что близко плагиоверлитам. Породы недосыщены SiO₂ (40.6–44.35 мас.%), содержат незначительные количества TiO₂ (0.58–0.84 мас. %), K₂O (0.3–0.5 мас.%), а также повышенное количество хрома (до 0.12–0.14 мас. %), что близко к таковому в промышленно-рудноносных интрузивах.

В породах этого горизонта (гл. 842.5–867.0 м, обр. 29-9–29-18) высоки содержания (мас.%) серы – 0.65–4.48 (обычно 1–2); никеля – до 1.1, меди – до 2 кобальта – до 0.04, а также (г/т) платины – до 0.88, палладия – до 5.25 и золота – до 0.25 (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 6 – оруденелое оливиновое габбро (карбонатизированное) (гл. 867.0–870.15 м, обр. 29-19, рис. 4-23). Структура габбровая, гипидиоморфнозернистая с участками призматическизернистой, гломеропорфировой. Текстура такситовая. Состав породы (%): плагиоклаз – 45–50, карбонаты – 20–30, сульфиды – 15–20, оливин – 10–15, моноклинный и ромбический пироксены – 8–10, амфибол, биотит, хлорит – 3–5; титаномагнетит – 1.0–1.5 (вторичных минералов 23–35).

Порода сложена ксеноморфными зернами клинопироксена и ромбического пироксена. Оливин двух генераций: I – сравнительно крупные (до 0.8 мм) субидиоморфные кристаллы и их скопления; II – мелкие (0.01–0.05 мм) кристаллики округлой формы среди плагиоклаза. Оливин изменен до псевдоморфоз по нему иддингсита и карбоната. Сульфиды (пирротин, халькопирит, пентландит и др.) варьируют в пределах от 0.05 до 1 см, чаще 0.1–0.5 мм.

Горизонт 7 – скаполит-биотит-амфиболовый метасоматит (гл. 870.15–871.0 м, обр. 29-20, рис. 4-23). Структура гетеробластовая, порфиробластовая, метасоматическая.

Порода состоит из беспорядочно расположенных пластинчатых и неправильной формы образований и реликтов клинопироксена, амфибола, биотита, хлорита, скаполита, цеолита, кварца, карбоната, титаномагнетита, сульфидов, циркона, халцедона. Присутствуют округлые «пятна» – пустоты до 1 мм в поперечнике, заполненные хлоритом и амфиболом. Скаполит-биотит-амфиболовый метасоматит характеризуется пониженным содержанием (мас.%) MgO – 8.23 и высоким – щелочей (Na₂O – 1.58, K₂O – 2.47) при преобладании калия; количество серы – 0.08, никеля – 0.01, меди – 0.04, кобальта – 0.0051; (г/т): палладия – 0.06 (см. табл. 6 и 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

В Вологодчанском интрузиве количество сульфидов варьирует от 1–5% в верхней части, до 15–25% в нижней части. Наибольшее количество никеля (0.5 мас.%) выявлено в оруденелом габбро-троктолите на глубине 853.5 м (обр. 29-12), меди (мас.%) – 0.7, 0.9, 1.03 на глубинах 853.5 м (обр. 29-12), 862.6 м (обр. 29-16) и 866.4 м (обр. 29-18) соответственно, кобальта – 0.02 на глубинах 857.3 (обр. 29-14) и 862.6 м (обр. 29-16). Максимальные содержания благородных металлов (золота, платины, палладия) выявлены в породах с максимальными концентрациями никеля, меди, кобальта. Концентрации платины варьируют от 0.15 до 0.88 г/т, палладия – от 0.1 до 5.25 г/т (см. табл. 7, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Породы Вологодчанского интрузива имеют сходство с породами интрузивов норильского типа. В них содержится мощный (25 м) горизонт с вкрапленным сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением с существенным количеством меди, никеля, кобальта и платиноидов, а также присутствуют породы близкие плагиоверлитам. В этих породах повышено количество хрома, что роднит их с промышленно-рудноносными интрузивами. При доизучении интрузива существует высокая вероятность выявления более богатого оруденения, включая малосульфидные руды.

Таким образом, интрузивы зубовского типа характеризуются рядом особенностей [Служеникин и др., 2020]: 1) преобладанием в разрезе ультрабазитовой части интрузивов троктолитов и незначительным распространением горизонтов ультраосновных пород или их отсутствием; 2) положением среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов часто с образованием нескольких этапов накопления оливинового кумулуса; 3) слабовыраженным

горизонтом такситовых габбро-долеритов или их отсутствием; 4) широким распространением лейкократовых гибридно-метасоматических пород и гибридных кварц- и кордиеритсодержащих габброноритов в контактах с алюмосиликатными толщами; 5) общей пониженной рудоносностью с преобладанием горизонтов вкрапленных руд среди троктолитов и ультраосновных пород, а также отсутствием массивных сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

Геологическое строение, петрографический состав интрузивов зубовского типа были охарактеризованы с разной детальностью в ряде работ [Годлевский, 1959; Чернова, 1961; Коровяков и др., 1963; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Служеникин, Криволуцкая, 2015]. Более детальное описание геологического строения, петрографического и минерального состава пород, наряду с выявленными вещественными и изотопно-геохимическими особенностями пород и руд, приводится в [Служеникин и др., 2020].

4.2.4. Геологические и петролого-геохимические особенности слаборудоносных Нижнеталнахского и Круглогорского интрузивов

Нижнеталнахский интрузив впервые выделен Д.М. Туровцевым [Туровцев, 1970] в зоне Центрального грабена Талнахского рудного поля. В дальнейшем площадь его существенно увеличилась. Интрузив находится в скрытом залегании в западном крыле Норильско-Хараелахского разлома гипсометрически и стратиграфически ниже Талнахского интрузива, а также в подошве Хараелахского интрузива на Октябрьском месторождении (рис. 4-10). Нижнеталнахский интрузив [Додин, Батуев, 1971] имеет сложную пологосекающую форму с раздувами и изменяющейся мощностью от 10 до 415 м. Контактные изменения незначительны, распространены лишь в верхнем экзоконтакте (2–4 м) и представлены магнезиальными скарнами.

Интрузивы этого типа отличаются от интрузивов норильского типа более значительным присутствием богатых оливином пород (плагнопериidotитов, меланотроктолитов и троктолитов) и ограниченным – оливинсодержащих и оливиновых габброидов. В них фиксируются низкие количества хрома и меньшая насыщенность флюидной фазой. Низкосернистая медно-никелевая сульфидная минерализация (практически без платиноидов) рассеяна по всему разрезу интрузива. Промышленные концентрации никеля и меди не выявлены. С интрузивами этого типа связаны лишь рудопроявления и минерализация.

В разрезе скважины ТГ-31 Нижнеталнахского интрузива (рис. 4-2, рис. 4-24) мощностью ~118 м (гл. 772.5–890.0 м) преобладают ультрамафиты (70%) с повышенным количеством оливина. Присутствие габброидов не превышает 30% мощности интрузива в верхней части, в центральной части они перемежаются с ультрамафитами и в небольшом количестве

Скв. ТГ-31, Нижнеталнахский интрузив

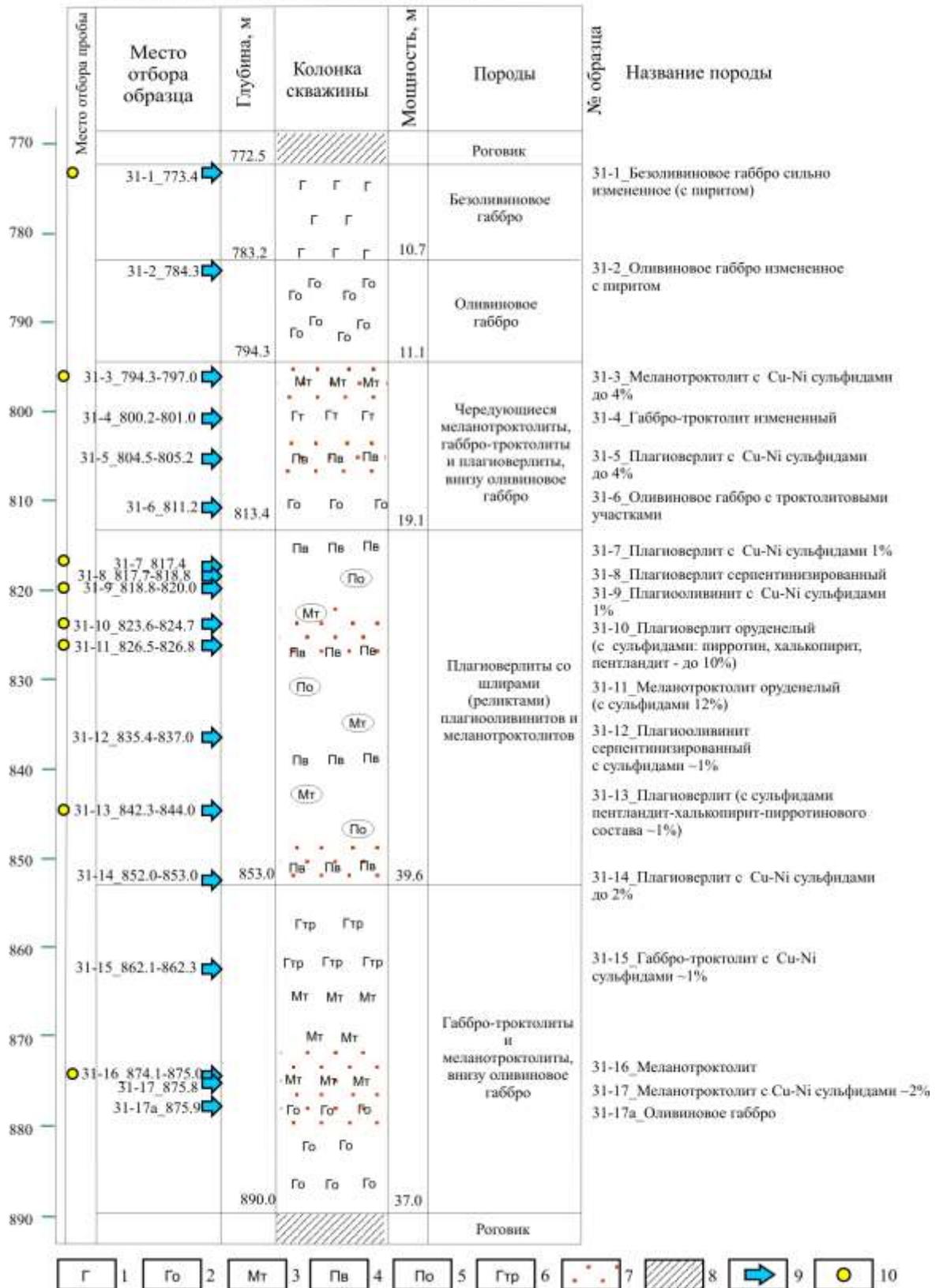


Рис. 4-24. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Нижнеталнахского интрузива (скв. ТГ-31).

1 – безоливиновое габбро, 2 – оливиновое габбро, 3 – меланотроктолит, 4 – плагиоверлит, 5 – плагиооливинит, 6 – габбро-троктолит, 7 – вкрапленное сульфидное Cu-Ni оруденение, 8 – роговик, 9 – место отбора образца на разрезе, 10 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

располагаются внизу. Условно выделено четыре горизонта с нечеткими границами (рис. 4-24; табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 1 представлен безоливиновым и оливиновым габбро (гл. 772.5–794.3 м, обр. 31-1 и 31-2), часто сильно измененными. Количество продуктов изменения породообразующих минералов достигает 35%. Вторичные минералы представлены амфиболом, хлоритом, биотитом, иддингситом и др. Присутствуют единичные зерна пирита. Породы горизонта характеризуются низкими содержаниями (мас.%) никеля – 0.005–0.03, меди – 0.01, кобальта – 0.004–0.007, хрома – 0.018–0.033, платины – менее 0.040 г/т, палладия – менее 0.030 г/т, золота – 0.002 г/т (см. табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 2 (гл. 794.3–813.4 м) характеризуется перемежающимися меланотроктолитами (гл. 794.0–797.0 м, обр. 31-3), габбро-троктолитами (гл. 800.2–801.0 м, обр. 31-4), плагиоперидотитами (гл. 804.5–805.2 м, обр. 31-5) и оливиновым габбро с троктолитовыми участками (гл. 811.2 м, обр. 31-6). Породы содержат 3–4% сульфидов. Количество полезных компонентов несколько выше (см. табл. 9, прил. 1 [Малич и др., 2018б]), чем в *горизонте 1*. Содержание никеля составляет 0.1 мас.%, меди – 0.23 мас.%, кобальта – 0.01 мас.%, хрома – 0.016 мас.%, платины – <0.04 г/т, палладия – 0.04 г/т; золота – 0.005 г/т.

Горизонт 3 (гл. 813.4–853.0 м, рис. 4-24) представлен преимущественно ультрамафитами: плагиоверлитами (обр. 31-7, 31-8, 31-10, 31-13), плагиооливинитами (обр. 31-9), меланотроктолитами (обр. 31-11) и серпентинизированными плагиооливинитами (обр. 31-12) с изменяющимся петрохимическим составом породообразующих оливина, пироксена и плагиоклаза. Для плагиооливинитов характерна катакластическая структура. Сульфидная вкрапленность варьирует в пределах 0.5–12%, при этом ее наименьшее количество (0.5–1.0%) характерно для образцов 31-7 и 31-8, наибольшее (8–12%) – для образцов 31-10 и 31-11 (рис. 4-24). Количество полезных компонентов на глубинах 823.6–826.8 м (мас.%) характеризуется следующими содержаниями: никеля – 0.1, меди – 0.2–0.3, кобальта – 0.01–0.02; золота – 0.09 г/т. На остальных глубинах этого горизонта количество цветных металлов ничтожно мало и не превышает сотых и тысячных долей % (см. табл. 9, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 4 расположен на глубине 853.0–890.0 м (рис. 4-24), где породы также имеют варьирующий неоднородный состав и представлены *габбро-троктолитами* (обр. 31-15), меланотроктолитами (обр. 31-16), в нижней части горизонта переходящими в оливиновое габбро (обр. 31-17). Количество оливина в породах горизонта ~20–30%. Они характеризуются большим количеством плагиоклаза (20–35%) и пироксенов (30–40%) в сравнении с *горизонтом 3*. Количество сульфидов не превышает 1.0–3.5%, а содержание полезных компонентов сотые и тысячные доли мас.% – никеля – 0.03–0.04, меди – 0.04–0.09, кобальта – 0.02 (см. табл. 9, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Наибольшее количество рудных компонентов находится в *горизонтах 2 и 3*. Нижнеталнахский интрузив не содержит значительных количеств никеля, меди и кобальта, а также имеет низкие содержания хрома (сотые и тысячные доли %), в отличие от промышленно-рудноносных интрузивов (Норильск-1, Талнахского и Хараелахского). Для Нижнеталнахского интрузива характерна незакономерная перемежаемость ультрамафитов, меланотроктолитов и габброидов и в целом более высокие содержания MgO в породах по всему разрезу. В 16 образцах (обр. 31-2–31-17) количество MgO варьирует в пределах 13.9–28 мас.% (среднее – 20.5 мас.% MgO), по сравнению с 6–8 мас.% MgO, характерного для габбро (см. табл. 8, прил. 1 [Малич и др., 20186]).

Круглогорский интрузив развит по периферии Черногорского интрузива и представлен силлом г. Круглой (рис. 4-16). Интрузив имеет мощность 33.5 м и сложен четырьмя горизонтами (рис. 4-25, см. табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 20186]). Верхняя часть интрузива в интервале 192.5–197.0 м (обр. К-1) сложена феррогаббро с титаномagnetитом, ильменитом и магнетитом (в сумме до 20%), благодаря чему порода содержит повышенное количество Fe_2O_3 общ (19.3 мас.%), TiO_2 (2.94 мас.%), но низкое – MgO (6.08 мас.%) и хрома (0.01 мас.%).

Ниже по разрезу (интервал 197.0-215.0 м, обр. К-2, К-3, К-4, К-5, рис. 4-25) располагается горизонт субщелочного оливинсодержащего габбро и лейкогаббро, измененного на 60–75%. Все породообразующие минералы замещены вторичными новообразованиями. Для пород характерно повышенное количество Al_2O_3 (18.1–19.0 мас.%) и $Na_2O + K_2O$ (3.81–4.53 мас.%) с близкими для основных пород содержаниями SiO_2 – 48.0 мас.%, MgO – 5.3–6.1 мас.% и весьма низким – хрома 0.007 мас.%, а также сотых долей % никеля и тысячных – меди и кобальта (см. табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 20186]). В одном образце (обр. К-4) выявлены следовые концентрации платины (0.08 г/т) и палладия (0.1 г/т).

Следующий маломощный горизонт (гл. 215.0–218.0 м, образцы К-6, К-7, К-8, рис. 4-25) представлен габбро-троктолитами с пентландит-халькопирит-пирротиновым (с МПГ) вкрапленным оруденением. Состав габбро-троктолитов характеризуется следующими содержаниями (мас.%): SiO_2 – 46.0, MgO – 11.0, TiO_2 – 1.0, $Na_2O + K_2O$ – 2.2 (см. табл. 8, прил. 1 [Малич и др., 20186]). В оруденелом габбро-троктолите (обр. К-8) содержание (мас.%) хрома достигает 0.01–0.02, никеля – 0.08, кобальта – 0.009, меди – 0.06–0.2, платины – 0.2 г/т, палладия – 0.81 г/т (см. табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 20186]).

На глубине 218.0–226.0 м (обр. К-9–К-12, см. рис. 4-25) располагается четвертый горизонт, представленный оливинсодержащим габбро с пойкилоофитовой структурой, который по составу и особенно по структуре отличен от вышележащих пород. Породы горизонта практически не содержат сульфидов (единичные зерна), менее изменены (на 20–45%), чем

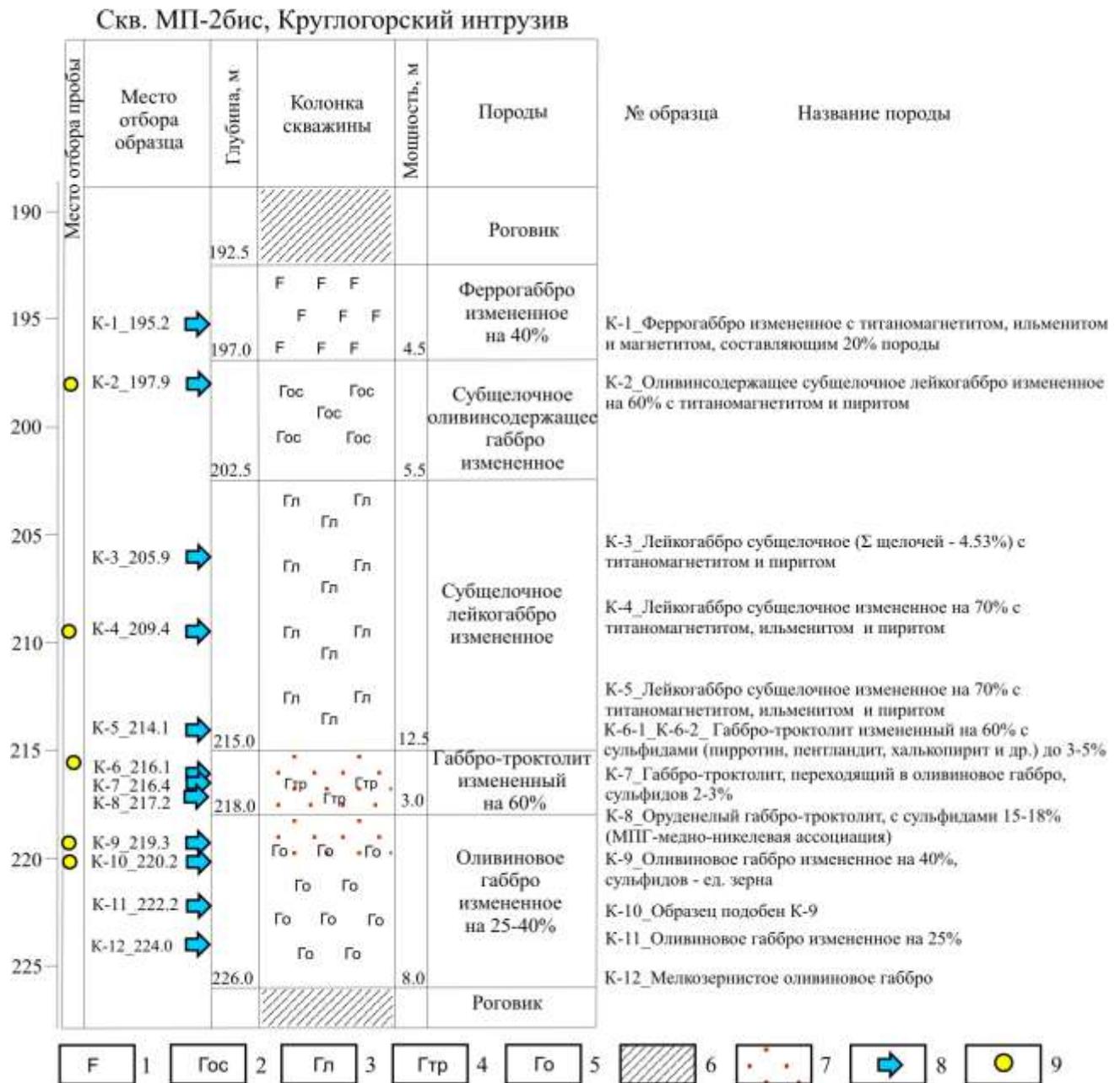


Рис. 4-25. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезу Круглогорского интрузива (скв. МП-2бис). 1 – феррогаббро, 2 – оливинсодержащее габбро, 3 – лейкогаббро, 4 – троктолитовое габбро, 5 – оливинное габбро, 6 – вкрапленное сульфидное оруденения пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 7 – роговик, 8 – место отбора образца на разрезе, 9 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

верхние горизонты интрузива и имеют состав близкий обычному долериту. Они насыщены (мас.%) SiO_2 – 48.1–48.3, с обычным для долеритов количеством MgO – 7.9–8.2, также с повышенным содержанием щелочей (в сумме 3.0), с низким количеством хрома (0.01) и серы (0.08–0.1) (см. табл. 8 и 9, прил. 1 [Малич и др., 2018]).

Таким образом, Круглогорский интрузив, судя по скважине МП-2бис, сложен субщелочными породами, при преобладании субщелочных измененных лейкогаббро над

феррогаббро, характеризуется сильным изменением (на 40–70%) пород и содержит маломощный горизонт сильно измененных (до 60%) габбро-троктолитов с медно-никелевой минерализацией, не имеющей практического значения из-за низких содержаний и малого объема. Так как высокая щелочность и повышенная железистость пород не характерна для интрузивов норильского типа, Круглогорский интрузив выделяется в составе самостоятельного «круглогорского» типа интрузивов [Служеникин и др., 2018].

4.2.5. Геологические и петролого-геохимические особенности потенциально рудоносных Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов

Все известные проявления комплексных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Таймырского геолого-экономического района связаны с ультрамафит-мафитовыми интрузивами, относимыми к боотанкагскому, дябакатаринскому, бинюдинскому, дюмталейскому и тулайкирякскому типам раннетриасового возраста. Более мелкие проявления ассоциируют с ультрамафитовыми интрузивами левлинского типа. Большая часть известных рудных объектов расположена в бассейне р. Верхней Таймуры в центральной части гор Бырранга на площади 2500 x 100 км². К наиболее перспективным относятся Тальниковский, Фадьюкудинский, Горноозерский, Дябакатаринский, Боотанкагский и Дюмталейский участки с одноименными интрузивами, несущими сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение с преобладанием меди над никелем. На западном Таймыре предпосылки обнаружения сульфидного ЭПГ Cu-Ni оруденения связаны с Бинюдинским интрузивом, в формационном отношении близкого к коматиитовым перидотитам с преобладанием никеля над медью [Дюжиков и др., 1995]. Ультрамафит-мафитовые интрузивы и руды изучались Н.Н. Нагайцевой, А.И. Архиповой, И.А. Наторхиным, Л.К. Цивьяном, М.З. Комаровой, С.М. Козыревым, Д.В. Леньчуком, С.Ф. Служеникиным, А.П. Романовым, И.И. Курбатовым, О.А. Дюжиковым и др.

Бинюдинский интрузив расположен в Бинюдинско-Тарейском рудном районе на Западном Таймыре (см. рис. 1-3). Он обнаружен в 1991 г. геологами ПГО «Красноярскгеология» в среднем течении р. Бинюда, в 60 км выше ее устья, и вскрыт пятью скважинами глубиной от 126.5 до 321.5 м (рис. 4-26). Бинюдинский интрузив имеет пластинообразную форму мощностью 250–320 м, погружается на юг под углом 45°, пересекая угленосные отложения С₂-Р₁ [Дюжиков и др., 1995; Курбатов, Романов, 2008; и др.], и предварительно относится к формации коматиитов [Романов, Курбатов, 2001; Курбатов, Романов, 2008].

Бинюдинский интрузив сложен в верхней и средней части дунитами, плагиодунитами и плагиоверлитами, в нижней части – меланотроктолитами (рис. 4-27). Породы Бинюдинского

интрузива (табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) недосыщены (мас.%) SiO_2 (37.8–43.9), содержат мало TiO_2 (0.21–0.65), переменные количества Al_2O_3 (3.48–9.87), CaO (2.28–6.84), Na_2O (0.34–1.27) и K_2O (0.20–0.62), что характерно для ультраосновных пород с нормальной щелочностью. В разрезе Бинюдинского интрузива, судя по скв. С-1, выделяется четыре горизонта (рис. 4-27).

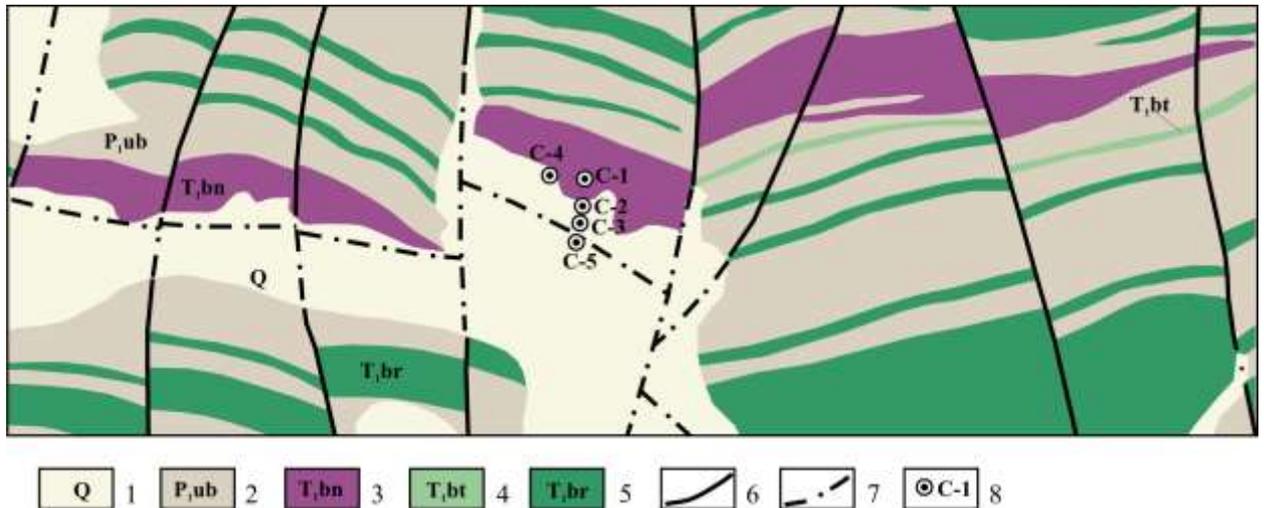


Рис. 4-26. Геологическая схема Бинюдинского участка с расположением буровых скважин (по данным А.П. Романова, И.И. Курбатова, Л.П. Никулова, А.Е. Владимирова, В.М. Колямкина, Н.Ф. Сержантова; [Курбатов, Романов, 2008]).

1 – четвертичные отложения; 2 – Убойнинская свита, $P1$. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты; Интрузивные образования (3–5): 3 – Бинюдинский комплекс, $T1bn$.

Плагиоклазсодержащие дуниты, троктолиты; 4 – Боотанкагский комплекс, $T1bt$. Троктолиты, долериты; 5 – Быррангский комплекс, $T1br$. Долериты; 6 – разломы; 7 – разломы, скрытые под четвертичными отложениями; 8 – буровые скважины.

Горизонт 1 состоит из *дунитов* (гл. 1.2–6.5 м, обр. С1-1.2, С1-3-3.5, С1-5.5, см. рис. 4-27). Структура пород характерна для ультрамафитов – панидиоморфнозернистая, неравномернозернистая, линейно-параллельная. Состав дунитов (%): оливин – 80–90, плагиоклаз – 2–7, рудные минералы (хромит, магнетит); сульфиды – 7–10, флогопит – 1, встречаются единичные образования пироксена, серпентина, амфибола, хлорита.

Оливин представлен идиоморфными кристаллами варьирующего размера (0.2–3.0 мм). Большая часть кристаллов трещиновата, имеет удлиненную форму. Трещины заполнены серпентином и магнетитом. Хромит представлен идиоморфными кристаллами в оливине, а также индивидами неправильной формы, которые располагаются между кристаллами оливина. Ксеноморфный плагиоклаз заполняет промежутки между кристаллами оливина. Изредка встречаются единичные, также ксеноморфные индивиды сульфидов и пироксена, иногда с включениями мелких (0.1–0.23 мм), округлых кристаллов оливина II генерации. Также наблюдаются полости, заполненные агрегатом хлорита, амфибола, серпентина и магнетита.

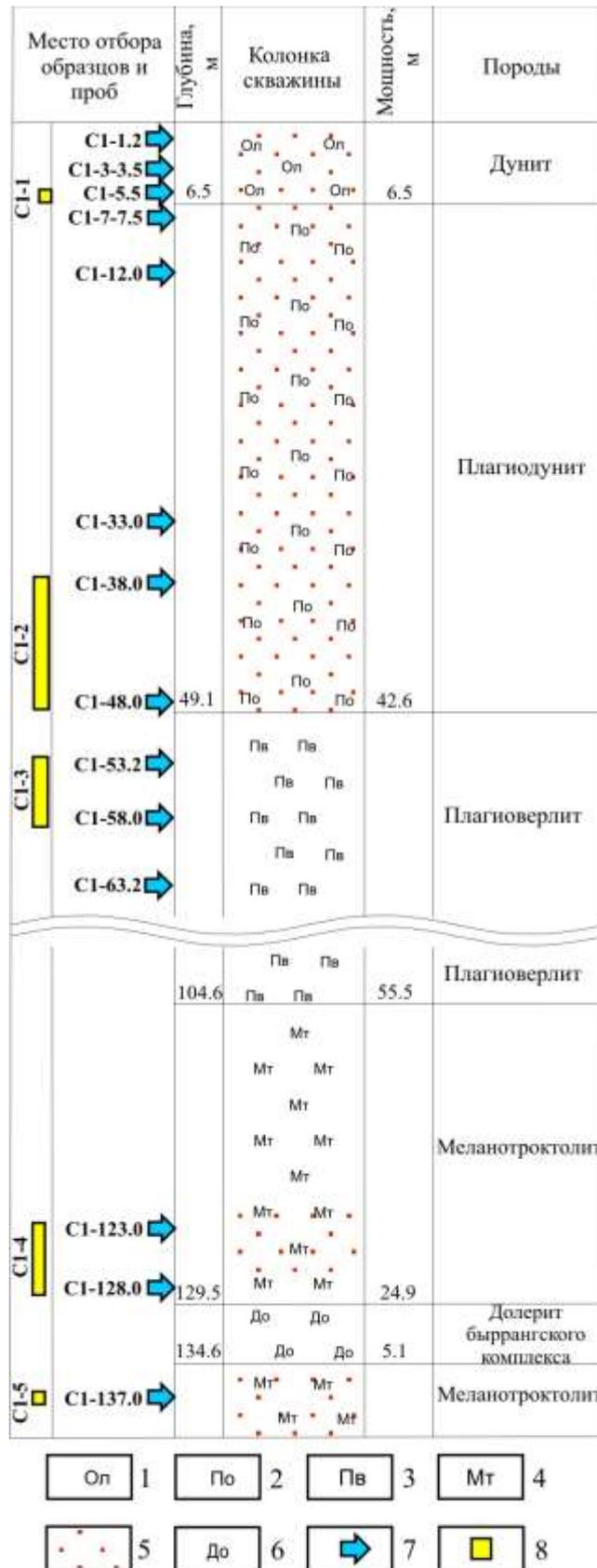


Рис. 4-27. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб для минералого-геохимических и изотопно-геохимических исследований по разрезе Бинюдинского интрузива (скв. С-1).

1 – дунит, 2 – плагидунит, 3 – плагיוверлит, 4 – меланотроктолит, 5 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 6 – долерит Быррангского комплекса; 7 – место отбора образца на разрезе, 8 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

Дуниты недосыщены SiO_2 (38.7–39.0 мас.%), содержат небольшие количества (мас.%) Al_2O_3 (3.48–3.72), CaO (2.28–2.35), TiO_2 (0.21), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (0.56–0.59), повышенные MgO (37.1–37.2), Fe_2O_3 общ (12.4–12.9), п.п.п. (до 3.96) и хрома – до 0.52 (см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). По петрохимическому составу породы соответствуют ультраосновным разновидностям пород нормального ряда щелочности. Количество серы варьирует от 0.42 до 0.48 мас.%, присутствует существенное количество никеля 0.3–0.34 мас.%, на порядок меньше меди – 0.05–0.07 мас.%, кобальта – 0.01–0.02 мас.%. Содержание палладия достигает 0.17–0.19 г/т, золота (в одном штуфе) – 0.16 г/т, платина не обнаружена (табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 2 образован *плагидунитами* (гл. 6.5–49.1 м, обр. С1-7-7.5, С1-12.0, С1-33.0, С1-38.0, С1-48.0, рис. 4-27). Структура пород панидиоморфнозернистая, неравномернозернистая, участками пойкилитовая. Состав породы (%): оливин – 75–85, плагиоклаз – 5–15, клинопироксен – 3–6, хромит – 3–8 (две модификации оливина: I – неправильные обособленные зерна, II – мелкие идиоморфные кристаллы), магнетит и серпентин (в трещинах оливина) – ~1–3.

От вышележащего *горизонта 1* породы отличаются несколько большим содержанием ксеноморфного плагиоклаза, заполняющего отдельные промежутки между кристаллами оливина и ксеноморфного пироксена, иногда содержащего мелкие (0.1–0.3 мм) включения оливина II. В мезостазисе плагииооливинитов присутствует биотит в виде пластинок до 0.3 мм с агрегатом амфибола, хлорита, магнетита и апатита, разъедающих оливин. Петрохимический состав (см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) плагидунитов почти не отличается от дунитов; лишь увеличивается количество (мас.%) Fe_2O_3 общ (до 13.6) и TiO_2 (0.22–0.25), количество других оксидов почти неизменно (MgO – 35.9–37.2, хрома (0.45–0.50)). Некоторое отличие выражается в содержании рудных компонентов (мас.%): никеля – 0.2–0.4, меди – 0.02–0.09, кобальта – 0.01–0.02; (г/т): платины – менее 0.04, палладия – до 0.2 (см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 3 сложен *плагивоверлитами* (гл. 49.1–104.6 м, обр. С1-53.2, С1- 58.0, С1-63.2, рис. 4-27). Структура пород панидиоморфнозернистая, порфириовидная, участками пойкилитовая. Состав плагивоверлитов (%): оливин – 75–80, моноклинный и ромбический пироксены – 8–20, плагиоклаз – 5–8. Порода содержит несколько большее количество пироксенов в виде ксеноморфных зерен до 5 мм (порфириовидная структура), содержащих включения мелкого оливина II генерации, который иногда включен в плагиоклаз. Плагиоклаз, как и в первых двух горизонтах не имеет четких ограничений, ксеноморфен по отношению к оливину. Присутствуют мелкие единичные вкрапленники сульфидов.

Породы недосыщены SiO_2 (39.7–40.0 мас.%), содержат мало TiO_2 , почти одинаковое с вышележащими породами количество (мас.%) MgO – 36.5–36.9 и Fe_2O_3 общ – 11.8–12.0 и несколько повышенное Al_2O_3 – ~4.3, Na_2O – 0.43–0.46 и K_2O – 0.29 (см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]) и неизменяющееся количество хрома – 0.47–0.49. Плагиоверлиты характеризуются незначительными содержаниями (мас.%) серы – 0.13, никеля – 0.2, меди – 0.02, кобальта – 0.01, палладия – до 0.03 г/т, платины – не обнаружено (ниже предела обнаружения метода, см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Горизонт 4 образован меланотроктолитами (гл. 104.6–129.5 м, обр. С1-123.0, С1-128.0, рис. 4-27), для которых характерны порфиroidная, пойкилитовая, гломеропорфиroidная крупно-среднезернистая структуры и такситовая текстура. Данные породы состоят из плагиоклаза (30–45%), оливина (30–35%), клинопироксена (20–25%) и сульфидов (~3%). Характерны крупные зерна клинопироксена (до 5 мм) и гломеропорфиroidные скопления таблитчатого плагиоклаза, имеющего размер 3–4 мм в поперечнике и плагиоклаза призматической формы до 5 мм в длину. Оливин, главным образом, встречается в плагиоклазе, реже – в клинопироксене. Меланотроктолиты недосыщены SiO_2 (41.9–43.9 мас.%) и характеризуются следующим составом петрогенных компонентов (см. табл. 10, прил. 1 [Малич и др., 2018б], мас.%): MgO – 23.5–26.7, Fe_2O_3 общ – 12.9–13.5, Al_2O_3 – 7.63–9.31, CaO – 4.60–5.52, TiO_2 – 0.50–0.65, MnO – 0.16, K_2O – 0.49–0.62, Na_2O – 0.98–1.27. Концентрации других элементов варьируют в следующих пределах: хрома – 0.43–0.50 мас.%, серы – 0.19–0.54 мас. %, кобальта – 95–114 г/т, меди – 318–613 г/т, никеля – 1000–1400 г/т, палладия – 0.09–0.14 г/т. Преобладание никеля над медью сближает меланотроктолиты по металлогенической специализации с перидотитовыми коматиитами.

Сульфидная вкрапленность в породах интрузива представлена неравномерно (рис. 4-27): от 1–3% в нижней части и до 8–10% – в верхней. Основная часть сульфидов представлена вкрапленниками от долей миллиметра до 3 мм, редко – до 1.5 см. Минеральная ассоциация сульфидов образована троилитом, железистым гексагональным пирротинном, железистым пентландитом, халькопиритом и реже – талнахитом.

О.А. Дюжиковым с соавторами [1995] опубликованы данные о содержаниях платиноидов в породах Бинюдинского интрузива, достигающих 16 г/т. Полученные результаты по всему спектру ЭПГ, включая Os, Ir, Ru, Rh, Pt и Pd, в породах Бинюдинского интрузива [Туганова, 2000] не подтвердили высокие концентрации платиноидов. Максимальная сумма ЭПГ по данным пробирно-химико-спектрального и кинетического методов анализа составила 0.82 г/т.

Бинюдинский интрузив не имеет аналогов ни в Норильском районе, ни на Таймыре. Несмотря на то, что в Бинюдинском интрузиве не установлены богатые сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды, необходимо отметить близость составов ультраосновных пород Бинюдинского интрузива и ультраосновного горизонта промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции.

Дюмталейский интрузив расположен в среднем течении р. Верхняя Таймыра, вблизи ее притоков рр. Дюмталей и Луктах на пересечении Южно-Таймырского и Тарейско-Котуйского региональных разломов среди вулканогенных и терригенно-угленосных образований (P_2 - T_1) (рис. 1-3, 4-28). Интрузив прослежен по простиранию на 54 км при ширине ~4 км и мощности 598.0–644.0 м серией поисковых и структурно-поисковых скважин [Комарова и др., 1999]. Возраст интрузива определяется в 220–233 млн лет [Комарова и др., 1999].

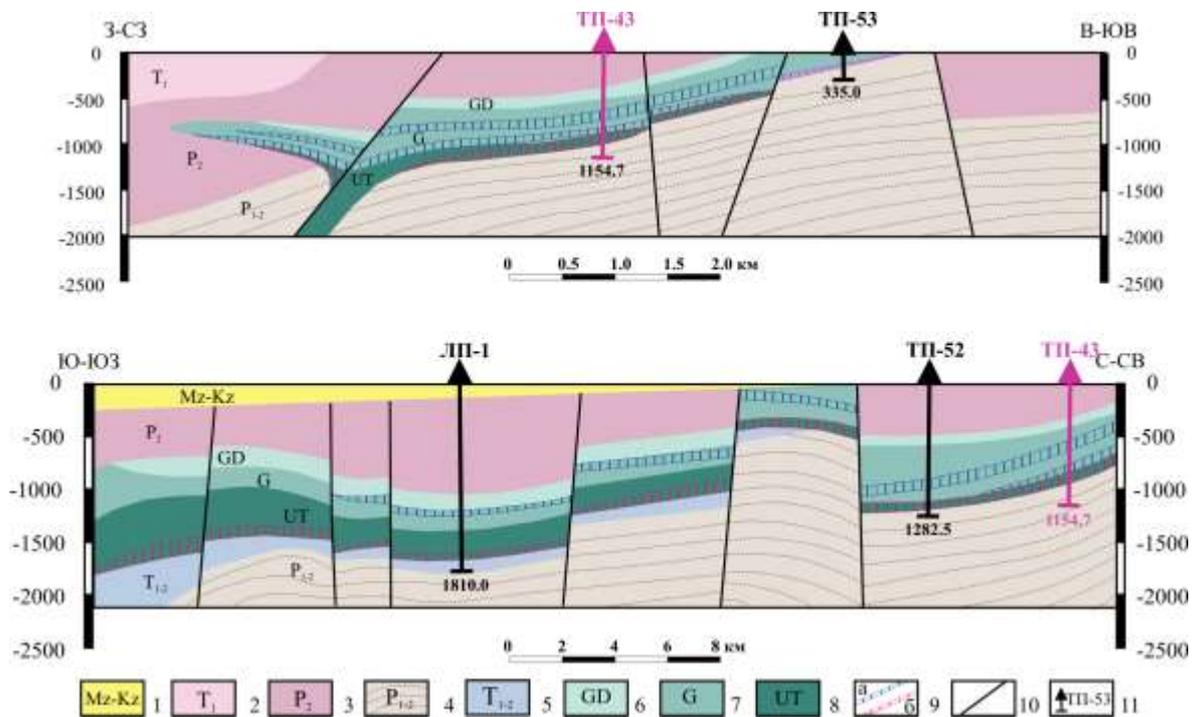


Рис. 4-28. Схематические геологические разрезы Дюмталейского интрузива (по данным ООО «Норильскгеология»; [Комарова и др., 1999]).

1–4 – *стратифицированные образования*: 1 – мезозойско-кайнозойские отложения Mz-Kz, 2 – базальты и туфы раннего триаса T_1 , 3 – позднепермские базальты P_2 , 4 – пермские угленосно-терригенные отложения P_{1-2} ; 5–7 – *интрузивные образования*: 5 – долериты T_{1-2} , 6–9 – породы Дюмталейского интрузива: 6 – габбро-диориты, 7 – габбро, 8 – феррогаббро, троктолиты, ультрамафиты; 9 – зоны, обогащенные (а) титаномагнетитом и (б) платиноидно-медно-никелевыми сульфидными рудами; 10 – разломы; 11 – скважины.

Дюмталейский интрузив представлен преимущественно феррогаббро с титаномагнетитовыми рудами в верхней части и оливиновыми феррогаббро с сульфидным платиноидно-медно-никелевым оруденением – в нижней (рис. 4-29). Интрузив охарактеризован

Место отбора образцов и проб	Глубина, м	Колонка скважины	Мощность, м	Краткая характеристика породы
	500.0	F F F		Феррогаббро
43-1_520.0 →		Mc Mc Mc		Щелочные полевोшпатовые метасоматиты с титаномагнетитом и сульфидами
43-2_552.0 →		— — —		
43-3_559.0 →		Mc Mc Mc		
		— — —		
		Mc Mc Mc		
43-4_647.0 →	660.0	— — —	160.0	Лейкокраповое феррогаббро безоливиновое с титаномагнетитом и сульфидами
43-5_675.0 →		Гл Гл Гл — — — F F F		
43-6_719.0 →		Гл Гл Гл		
43-7_725.0 →		— — —		
43-8_735.0 → 43-9_740.0 → 43-10_750.0 →		F P P Гл Гл Гл F F F		
43-11_795.8 → 43-12_801.9 → 43-13_806.5 → 43-14_811.0 → 43-15_816.0 →	790.0	F F F	130.0	Оливинсодержащее феррогаббро с титаномагнетитом и сульфидами
	830.0	Foc Foc Foc Foc Foc	40.0	
43-16_848.5 → 43-17_858.8 → 43-18_866.0 → 43-19_869.0 → 43-20_874.0 → 43-21_883.0 →	890.0	Fтр Fтр Fтр Fтр Fтр Fтр Fтр Fтр	60.0	Троктолитовое феррогаббро с сульфидами
43-22_892.8 → 43-23_901.4 →	916.0	F F F	26.0	
43-25_913.0 → 43-27_915.5 → 43-28_917.0 → 43-29_918.0 → 43-30_920.0 → 43-31_937.0 → 43-32_939.5 →	960.0	Fтр Fтр Fтр Fтр Fтр	44.0	Троктолитовое феррогаббро с сульфидами – 12%
	1000.0	Мт Мт Мт Мт Мт Мт	40.0	

F	1	Foc	3	Мт	5	—	7	→	9
Гл	2	Fтр	4	Mc	6	• •	8	●	10

Рис. 4-29. Схема отбора образцов и минералого-технологических проб по разрезу Дюмталейского интрузива (скв. ТП-43).

1 – феррогаббро, 2 – лейкогаббро безоливиновое, 3 – оливинсодержащее феррогаббро, 4 – троктолитовое феррогаббро, 5 – меланотроктолит, 6 – метасоматит, 7 – титаномагнетит, 8 – вкрапленное сульфидное оруденение пентландит-халькопирит-пирротинового состава с МПГ, 9 – место отбора образца на разрезе, 10 – место отбора минералого-технологической пробы для изотопно-геохимического изучения.

по скв. ТП-43 в интервале глубин от 520.0 до 939.5 м, где встречены рудоносные породы (рис. 4-29). На глубинах 500.0–660.0 м (обр. 43-1–43-4) выявлены щелочные метасоматиты альбит-калишпатового состава с титаномагнетитовым оруденением. В верхней части горизонта (обр. 43-1) содержание титаномагнетита достигает 80%, в нижней – понижается до 5–40% (обр. 43-2, 43-4). В породе содержится (мас.%): Fe_2O_3 общ – до 17.6, TiO_2 – 9.5, MgO – 8.04, серы – 0.24 (обр. 43-3) и низкое количество (г/т) Ni – 51.7, Co – 194 и Cu – <1, Au , Pt и Pd не обнаружены (табл. 11, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). На глубинах 790.0–830.0 м (обр. 43-11–43-15, рис. 4-29) оливинсодержащее феррогаббро с титаномагнетитовым оруденением (до 12%) характеризуется недосыщенностью SiO_2 – 42.1 мас.%, Fe_2O_3 общ – до 17.6 мас.%, TiO_2 – 14.9 мас.%, MgO – 8.61 мас.%, повышенным количеством щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – до 3.24 мас.%, низким количеством Cr – 0.007 мас.%, Co – 121 г/т, Cu – 230 г/т, Ni – 342 г/т и отсутствием платиноидов (см. табл. 11, прил. 1 [Малич и др., 2018б]). На глубинах 830.0–890.0 м (обр. 43-16–43-21) и 916.0–960.0 м (обр. 43-28–43-32) породы образованы троктолитовым феррогаббро с небольшой вкрапленностью титаномагнетита и до 17% сульфидов пентландит-халькопирит-пирротинового состава. Породы недосыщены (мас.%): SiO_2 – 34.6–38.4, содержат повышенное количество Fe_2O_3 общ – 19.0–31.0, TiO_2 – 3.48–7.83, MgO – 13.2–24.5, серы – 0.88–2.35, кобальта – 0.017–0.035, меди – 0.24–1.22, никеля – 0.17–0.57, а также платины – до 5.38 г/т и палладия – до 0.49 г/т (см. табл. 11, прил. 1 [Малич и др., 2018б]).

Дюмпталейский интрузив изучен слабо. Нельзя исключить, что он состоит из нескольких интрузивных тел, одно из которых содержит титаномагнетитовые руды, а другое –сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды.

Глава 5. РЕЗУЛЬТАТЫ ДАТИРОВАНИЯ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ПОЛЯРНОЙ СИБИРИ

Циркон и бадделеит как инертные минералы обладают уникальной особенностью сохранять изотопно-геохимические метки наиболее ранних событий (U-Pb возраст, изотопные систематики Lu-Hf и кислорода), относящихся ко времени образования пород и их вещественных источников. Торианит и монацит по сравнению с цирконом и бадделеитом являются более поздними минералами, которые обычно кристаллизуются на заключительных стадиях становления и/или преобразования магматических комплексов. Поэтому вместе с цирконом и бадделеитом данные минералы являются важным источником получения геохронологической информации.

5.1. U-Pb возраст бадделеита и Th-U-Pb возраст ториаинита карбонатитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции

В монографии Л.С. Егорова [1991] обобщены возрастные данные (табл. 5-1), полученные калий-аргоновым методом, для ультраосновных и щелочных пород Гулинского и ряда других массивов Маймеча-Котуйской провинции. Характерно, что более древними K-Ar возрастaми характеризуются флогопит из оливинита и клинопироксенита (256-262 млн. лет) и апомелилитовой породы (284-349 млн. лет). Значительный разброс K-Ar возрастов выявлен также и в других породах и минералах массива (от ранних фаз к поздним) – мельтейгите (224 млн. лет), ийолит-уртите (252 млн. лет), биотите и флогопите из ийолит-пегматитов (266 и 227-233 млн. лет, соответственно), нефелинового сиенита (241-262 млн. лет), щелочном сиените (180-227 млн. лет), шонкините (233 млн. лет), малиньите (212 млн. лет). В табл. 5-2 также приведены контрастные геохронологические данные для пород и минералов Гулинского массива, полученные другими изотопно-геохимическими методами. Значительный разброс геохронологических данных для породных ассоциаций Гулинского массива ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами (180–711 млн лет, табл. 5-1, 5-2) предопределяет возможность контрастной интерпретации их генезиса [Егоров, 1991; Dalrymple et al., 1995; Когарко и др., 1996; Малич, 1999; Kamo et al., 2003; McKelson et al., 2005; Мамаева, 2006; Kogarko, Zartman, 2007; Малич и др., 2011б и др.].

Новые изотопно-геохимические данные основаны на результатах торий-уран-свинцового датирования ториаинита (36 определений) и уран-свинцового датирования бадделеита (6 определений) [Малич и др., 2015], выделенных по технологии rrm-минералогии (см. подробнее

Результаты определения возраста пород и минералов из массивов Гули, Бор-Урях, Одихинча, Кугда и Маган калий-аргоновым методом по [Егоров, 1991].

Номер пробы	Минерал, порода	Массив	Автор коллекции	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Аналитик
2849/25	Флогопит из оливинита	Гули	В.И. Гоньшакова	256	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
2760/20	Флогопитизированный пироксенит	Гули	В.И. Гоньшакова	262	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
5	Флогопит из апомелилитовой породы	Гули	С.М. Прохорова	206	РИАН	А.Я. Крылов
2	Флогопит из апомелилитовой породы	Гули	Е.Л. Бутакова	349	ВСЕГЕИ	А.Я. Крылов
3	Флогопит из апомелилитовой породы	Гули	Е.Л. Бутакова	284	ВСЕГЕИ	А.Я. Крылов
2849/2	Мельтейгит	Гули	В.И. Гоньшакова	224	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
2849/21	Ййолит-уртит	Гули	В.И. Гоньшакова	252	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
6	Флогопит из ййолит-пегматита	Гули	С.М. Прохорова	227	РИАН	А.Я. Крылов
2849/2	Флогопит из ййолит-пегматита	Гули	В.И. Гоньшакова	237	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
1	Биотит из ййолит-пегматита	Гули	Е.Л. Бутакова	266	ВСЕГЕИ	А.Я. Крылов
2849/13	Нефелиновый сиенит	Гули	В.И. Гоньшакова	262	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
2849/15	Нефелиновый сиенит	Гули	В.И. Гоньшакова	241	ИГЕМ АН СССР	Л.Л. Шанин
10-6	Щелочной сиенит	Гули	Л.С. Егоров	180	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
9	Щелочной сиенит	Гули	С.М. Прохорова	227	РИАН	А.Я. Крылов
217	Щелочной сиенит	Гули	Э.А. Ланда	184	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
8	Шонкинит	Гули	С.М. Прохорова	233	РИАН	А.Я. Крылов
16-6	Малиньит	Гули	Л.С. Егоров	212	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
1731/15	Флогопит из оливинита	Бор-Урях	Э.А. Ланда	222	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
1	Флогопит из оливинита	Бор-Урях	С.М. Прохорова	215	РИАН	А.Я. Крылов
2	Флогопит из оливинита	Одихинча	С.М. Прохорова	215	РИАН	А.Я. Крылов
3	Флогопит из якупирангит-пегматита	Одихинча	С.М. Прохорова	233	РИАН	А.Я. Крылов
4	Флогопит из ййолит-пегматита	Одихинча	С.М. Прохорова	233	РИАН	А.Я. Крылов
30-3	Щелочной сиенит, дайка	Одихинча	Э.А. Ланда	204	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
14-1	Щелочной сиенит, дайка	Одихинча	Э.А. Ланда	210	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
Д-1	Флогопитизированный форстеритит	Кугда	Э.А. Ланда	238	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
1190	Фенит	Кугда	Э.А. Ланда	206	ИГиГ СО АН СССР	Л.В. Фирсов
7	Флогопит из ййолит-пегматита	Маган	С.М. Прохорова	233	РИАН	А.Я. Крылов

Результаты определения возраста пород и минералов Гулинского массива по изотопно-геохимическим данным.

№	Порода	Минерал	Метод, изохрона	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Источник
1	Совокупность пород массива		Sm-Nd изохрона	231±70	ГЕОХИ РАН, Москва	Когарко и др. [1996]
2	Совокупность пород массива		Pb-Pb изохрона	250.0±8.7	Институт химии Макса Планка, Майнц, Германия	Kogarko, Zartman [2007]
3	Карбонатит	Флогопит, кальцит	Rb-Sr изохрона	248.6±2.8	ИГиГД РАН, Санкт-Петербург	Мамаева [2006]
4	Карбонатит	Биотит	Ar-Ar изохрона	437.0±3.1	Геологическая служба США	Dalrymple et al. [1995]
5	Карбонатит	Бадделеит	U-Pb (ID-TIMS)	250.2±0.3	Геохронологическая лаборатория, Королевский музей Онтарио, Торонто, Канада	Kamo et al. [2003]
5	Дунит		Re-Os изохрона	329±57	Университет Леобена, Австрия	McKelson et al. [2005]
6	Дунит		Sm-Nd изохрона	711±140	ИГиГД РАН, Санкт-Петербург	Мамаева [2006]
7	Хромитит		Re-Os (ID ICP-MS) после разложения хромититов при высоком давлении	625±60	Университет Леобена, Австрия	Малич и др. [2011в; 2013а]
8	Хромитит	Ir-содержащий осмий	N-TIMS, Re-Os модельный	608±12	ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург	Малич и др. [2011в]
9		Os-Ir сплавы	N-TIMS, Re-Os модельный	370 и 230	ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург	Малич, Костянов [1999]

на <http://www.natires.com>) из крупнообъемной пробы (G-15) кальцитовых карбонатитов Гулинского массива (рис. 5-1).



Рис. 5-1. Панорамный вид на южный карбонатитовый шток Гулинского массива (фото автора). Место отбора крупнообъемной пробы G-15 в правом борту р. Гулэ показано красной стрелкой.

Для исследования морфологии и химического состава ториянита использованы методы электронной микроскопии (JEOL-JSM6390LV) и рентгеноспектральный микроанализ (микроанализатор CAMECA SX 100, ИГГ УрО РАН). При проведении количественных анализов использовали стандартные образцы ThO_2 , UO_2 , $\text{Pb}_2\text{P}_2\text{O}_7$ и синтетические фосфаты РЗЭ (YPO_4 , CePO_4 , NdPO_4 , SmPO_4). Ускоряющее напряжение составляло 15 кВ, сила тока – 200 нА, диаметр точки анализа – 2 мкм, длительность измерения интенсивности для Th – 90 с, для U и Pb – 100 с, для других элементов – 20 с. Пределы обнаружения Th, U и Pb в торияните составили около 91, 44 и 37 г/т, соответственно. Теоретическое обоснование химического датирования с помощью РСМА приведено в ряде публикаций [Montel et al., 1996; Suzuki, Adachi, 1991 и др.]. В России химическое датирование ториянита было выполнено впервые на примере Карабашского массива [Вотьяков и др., 2012]. Значения возраста ториянита рассчитывались двумя способами: по определениям содержания Th, U, Pb в каждой анализируемой точке зерен минерала [Montel et al., 1996] и по совокупности аналитических точек, в координатах ThO_2^* -PbO [Suzuki, Adachi, 1991], используя модифицированную программу Isoplot 3.66 [Вотьяков и др., 2012; Ludwig, 1999]. Образцы бадделейта исследованы с помощью лазерно-абляционной системы Photon Machines Excimer 193 nm в сочетании с масс-спектрометрией с ионизацией в индуктивно связанной плазме (Agilent 7700 ICP-MS) в

Университете Макуори по методике, детально охарактеризованной в работах [Jackson et al., 2004; Velousova et al., 2002; 2006 и др.].

Изученный торианит образует кубические кристаллы, субидiomорфные и идиоморфные кристаллические агрегаты размером от 0.8 до 1.2 мм, для которых характерны многочисленные включения фторапатита и бадделеита (рис. 5-2). По результатам рентгеноспектрального микроанализа (табл. 5-3) торианит характеризуется высокими содержаниями урана (до 4.83 мас. %), свинца (1.07–1.14 мас.%) и церия (0.69–1.34 мас.% Ce_2O_3). Среднее значение содержаний ThO_2 , UO_2 и PbO по данным 36 анализов составило: $\text{ThO}_2=92.19\pm 1.89$ мас.%, $\text{UO}_2=3.95\pm 0.77$ мас.% и $\text{PbO}=1.11\pm 0.02$ мас.%. Сумма химических элементов торианита варьирует в узких пределах (98.5–100.5 мас.%, табл. 5-3), что свидетельствует в пользу ненарушенности Th-U-Pb системы данного минерала. При химическом датировании торианита его возраст характеризуется узким интервалом значений 244–254 млн лет, при среднем значении 250.1 ± 2.9 млн лет, среднеквадратичном отклонении (СКВО)=0.09 и вероятности соответствия (P)=1.00 (рис. 5-3). При построении зависимости $\text{ThO}_2^*-\text{PbO}$ по совокупности точек (с использованием виртуальной точки [Cocherie, Albarede, 2001]), расчёт возраста по углу наклона изохроны даёт значение 250.1 ± 6.8 млн лет, СКВО=0.21, P = 1.00 (рис. 5-3), где $\text{ThO}_2^*=(\text{ThO}_2+\text{UO}_2^{\text{ЭКВ}})$, $\text{UO}_2^{\text{ЭКВ}}$ – содержание урана, пересчитанное в эквивалентное содержание тория [Suzuki, Adachi, 1991]. Шесть зерен бадделеита из карбонатита Гулинского массива образуют компактный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастной кластер (250.8 ± 1.2 млн лет, СКВО=0.2, P = 0.66, табл. 5-2, рис. 5-4).

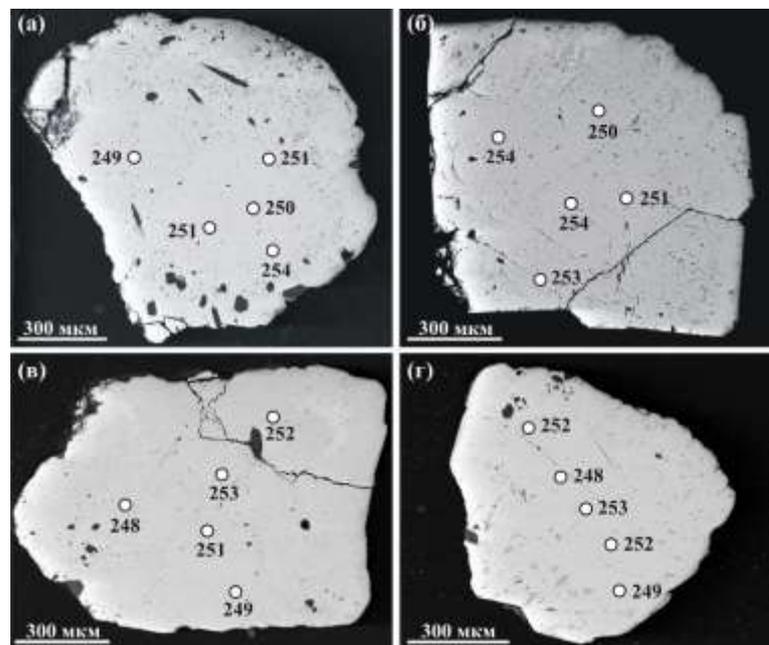


Рис. 5-2. Внутреннее строение образцов торианита (а – обр. G-4, б – обр. G-5, в – обр. G-6, г – G-7) из карбонатита Гулинского массива [Малич и др., 2015]. Показано местоположение точек датирования со значением возраста (млн лет), которые соответствуют таковым в табл. 5-3. Изображения в обратно-рассеянных электронах с вещественным контрастом.

Представительные химические составы (мас.%) торянитов Гулинского массива и значения возраста [Малич и др., 2015].

Анализ	ThO ₂	UO ₂	PbO	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Сумма	T, млн лет
G4-1	94.21	3.90	1.12	1.09	0.51	0.00	0.06	100.89	249
G4-2	96.26	1.58	1.08	0.79	0.39	0.04	0.03	100.17	251
G4-3	94.19	2.99	1.11	0.94	0.38	0.15	0.03	99.79	254
G4-4	92.64	4.06	1.12	1.07	0.48	0.08	0.05	99.50	251
G4-5	92.99	4.02	1.12	1.13	0.57	0.11	0.03	99.97	250
G5-1	93.91	3.91	1.13	0.90	0.39	0.05	0.01	100.30	250
G5-2	93.51	4.01	1.13	0.92	0.43	0.04	0.02	100.06	251
G5-3	93.51	3.90	1.14	0.97	0.40	0.19	0.01	100.12	254
G5-4	95.70	1.69	1.08	0.77	0.39	0.04	0.01	99.68	253
G5-5	92.95	4.05	1.14	1.06	0.50	0.10	0.05	99.85	254
G6-1	91.80	4.26	1.13	1.21	0.64	0.21	0.05	99.30	252
G6-2	91.33	4.30	1.12	1.08	0.61	0.07	0.04	98.55	253
G6-3	90.90	4.61	1.12	0.96	0.54	0.10	0.05	98.28	251
G6-4	93.49	2.67	1.07	0.82	0.44	0.00	0.01	98.50	249
G6-5	92.03	4.62	1.12	1.00	0.55	0.14	0.06	99.52	248
G7-1	93.49	3.66	1.12	0.77	0.39	0.02	0.03	99.48	252
G7-2	93.05	4.00	1.12	0.77	0.45	0.18	0.04	99.61	248
G7-3	93.70	3.57	1.12	0.75	0.42	0.05	0.04	99.65	253
G7-4	93.26	3.93	1.13	0.69	0.43	0.00	0.05	99.49	252
G7-5	93.28	3.84	1.11	0.71	0.39	0.09	0.04	99.46	249

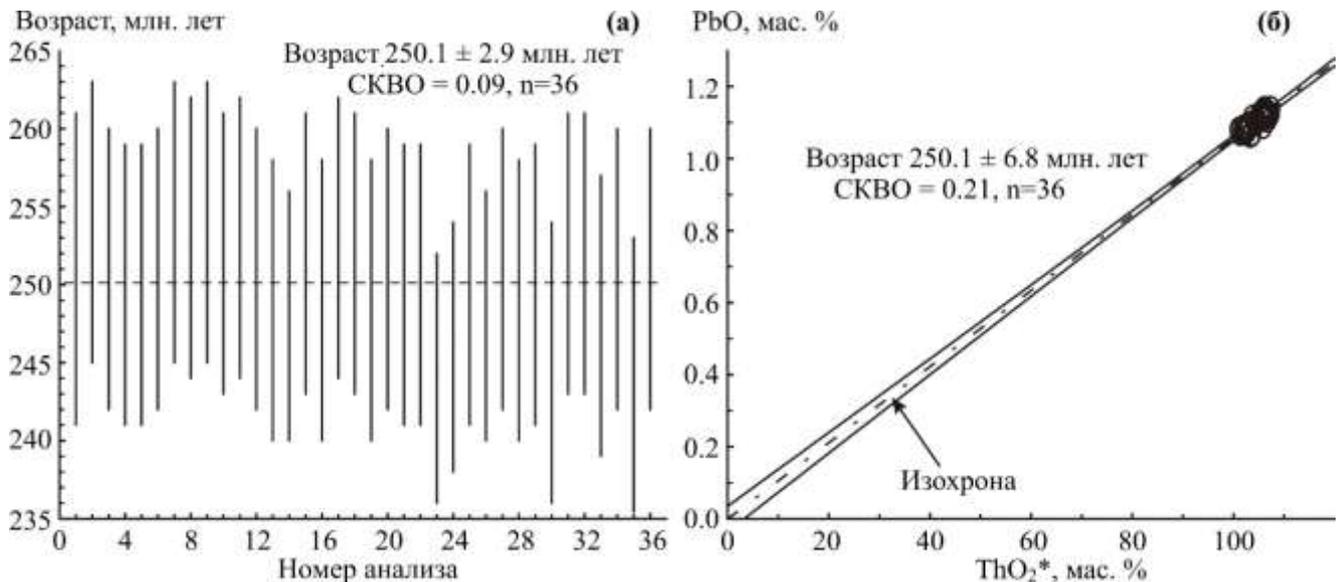


Рис. 5-3. Вариации значений возраста торянита из карбонатита Гулинского массива [Малич и др., 2015], рассчитанного по (а) единичным точкам с величиной их средневзвешенного возраста по методике [Montel et al., 1996] и (б) совокупности точек графика ThO₂*-PbO по методике [Cocherie, Albarede, 2001; Suzuki, Adachi, 1991]. Погрешности рассчитанных значений возраста приведены на уровне 1 σ .

U-Pb изотопные анализы зерен бадделеита Гулинского массива [Малич и др., 2015].

№ обр.	U, г/г	Th, г/г	Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст	±	Атомные отношения					
						$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±
G-05	339	40	0,12	250	2	0.0518	0.0014	0.2820	0.0073	0.0395	0.0004
G-07	257	24	0,09	251	3	0.0492	0.0017	0.2697	0.0087	0.0397	0.0005
G-16	236	17	0,06	250	3	0.0533	0.0016	0.2911	0.0085	0.0396	0.0004
G-31	193	18	0,09	247	3	0.0500	0.0018	0.2688	0.0094	0.0390	0.0005
G-40	398	31	0,08	255	3	0.0522	0.0020	0.2902	0.0107	0.0403	0.0005
G-46	106	4	0,04	255	4	0.0538	0.0026	0.2995	0.0141	0.0404	0.0006

Примечание. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1 σ . Обработка экспериментально полученных U-Pb данных и построение графиков с конкордией осуществлялась с использованием программы GLITTER [Griffin et al., 2008].

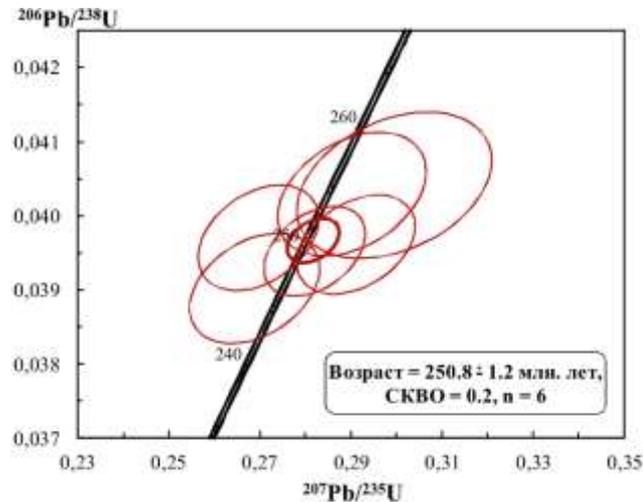


Рис. 5-4. График с конкордией для бадделеита из карбонатов Гулинского массива по [Малич и др., 2015].

Новые геохронологические данные согласуются с оценкой возраста, полученной Rb-Sr методом по паре минералов флогопит-кальцит из карбоната Гулинского массива ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.70314±0.00007, n=2 [Мамаева, 2006]), а также близки к значению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста бадделеита (250.2±0.3 млн лет [Kamo et al., 2003]) из кальцитового карбоната Гулинского массива и изохронному $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ возрасту (250.0±8.7 млн лет [Kogarko, Zartman, 2007]) для всей совокупности преимущественно щелочно-ультраосновных пород Гулинского массива. Таким образом, геохронологические результаты свидетельствуют о возрастной близости карбонатов к пермо-триасовому рубежу и синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7±0.6–250.3±1.1 млн лет [Reichow et al., 2009]).

Сходные геохронологические данные для ториянита и бадделеита, полученные двумя разными методами (химического датирования и лазерной абляции в совокупности с масс-

спектрометрией с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (LA ICP-MS), соответственно), определяют кальцитовые карбонатиты как наиболее поздние образования в пределах Гулинского массива, составляющие незначительный компонент одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже Палеозоя и Мезозоя (~250 млн лет назад), в результате чего была сформирована одна из самых значительных провинций толеитовых платобазальтов на Земле [Ernst, Buchan, 2002; Reichow et al., 2009 и др.].

5.2. U-Pb возраст и геохимические особенности циркона потенциально рудоносных Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов Таймырской провинции

Несмотря на длительное изучение пород и руд ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймырской провинции, их геохронологические данные были охарактеризованы лишь в некоторых работах [Петров и др., 2009; Романов и др., 2011; Баданина и др., 2014; Augland et al., 2019 и др.]. Новые изотопно-геохимические данные основаны на результатах уран-свинцового датирования циркона (25 определений) из сульфидсодержащих меланотроктолитов Бинюдинского массива и различно рудоносных пород Дюмталейского интрузива [Малич и др., 2016; 2020].

Зерна циркона были выделены по технологии rrm-минералогии (смотри подробнее на <http://www.natires.com/>) в ЗАО «НАТИ» (Санкт-Петербург), а также с применением изодинамического сепаратора и тяжёлых жидкостей в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ, после чего сфотографированы на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S, смонтированы в эпоксидной смоле вместе с зёрнами цирконовых стандартов (TEMORA и 91500). После полировки они были исследованы на электронном микроанализаторе CamScan MX2500S, используя комбинацию изображений в обратно-рассеянных электронах и катодолюминесценции.

U-Pb датирование циркона и определение содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) выполнены с помощью LA ICP-MS (эксимерный лазер Photon Machines Excite вместе с масс-спектрометром Agilent 7000) в Национальном центре изучения геохимической эволюции и металлогении континентов (ARC National Key Centre GEMOC) Университета Макуори (Сидней, Австралия), а также с помощью вторично-ионной масс-спектрометрии (вторично-ионный масс-спектрометр SHRIMP-II) в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Для U-Pb анализа, выполненного с помощью SHRIMP-II, интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 10 нА, диаметр кратера – 25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2005] и ISOPLOT/Ex 3.00 [Ludwig, 2003]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668,

отвечающее стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных значений возраста и их пересечения с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Более детально аналитические процедуры приведены в работах [Williams, 1978; Malitch et al., 2010 и др.].

Цирконы представлены идиоморфными и субидиоморфными, прозрачными и полупрозрачными, иногда трещиноватыми кристаллами призматического габитуса, окрашенными в бледно-бежевые тона; коэффициент удлинения цирконов варьирует от 1:1 до 2:1. Цирконы в наибольшем сечении не превышают 160 микрон, характеризуются в катодоллюминесцентных лучах блоковым или слабо выраженным секториальным строением, вплоть до полного отсутствия зональности (рис. 5-5б, г, е, з, к, м).

Цирконы Бинюдинского интрузива характеризуются концентрациями Th в пределах 568-1856 г/т (среднее – 1212 г/т), U – 412-964 г/т (среднее 688 г/т) и значением Th/U – 1.38-1.93 (среднее 1.66). Цирконы Дюмталейского интрузива обладают более высокими содержаниями Th (2364-6996 г/т, среднее – 3965 г/т), U (2657-4644 г/т, среднее – 3425 г/т) и более значимыми вариациями Th/U (0.51-2.35, среднее – 1.25).

Изученные зерна циркона характеризуются разным уровнем суммарных концентраций РЗЭ и характером распределения редкоземельных элементов (рис. 5-6). Цирконы из рудоносных меланотроктолитов (обр. С1-4, Б-3) Бинюдинского интрузива и оливинового феррогаббро (обр. 43-20) Дюмталейского интрузива обладают меньшими суммарными концентрациями РЗЭ (188-290 и 789-944, соответственно), более выраженной цериевой аномалией и отсутствием отрицательной европиевой аномалии по сравнению с цирконом из оливинового феррогаббро (обр. 43-28) Дюмталейского массива.

Проанализированные зерна циркона из рудоносных пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуются в пределах погрешности сходными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста (245.7 ± 12 млн лет, среднеквадратичное отклонение (СКВО)=0.25, вероятность соответствия (P)=0.62 и 256.2 ± 0.89 млн лет, СКВО=2.0, P=0.16, соответственно [Малич и др., 2016]). Характерно, что проанализированные зерна циркона из нерудоносных пород Дюмталейского интрузива обладают сходными значениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраста: $T_1=250.9 \pm 3.1$ млн лет (СКВО=1.4, n=10) и $T_2=253 \pm 1$ млн лет (СКВО=0.65, n=10), соответственно (рис. 5-7).

Таким образом, для цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характерны как различные, так и сходные параметры. По уровню содержаний Th и U (рис. 5-8) и по характеру распределения РЗЭ цирконы Бинюдинского интрузива отличаются от таковых

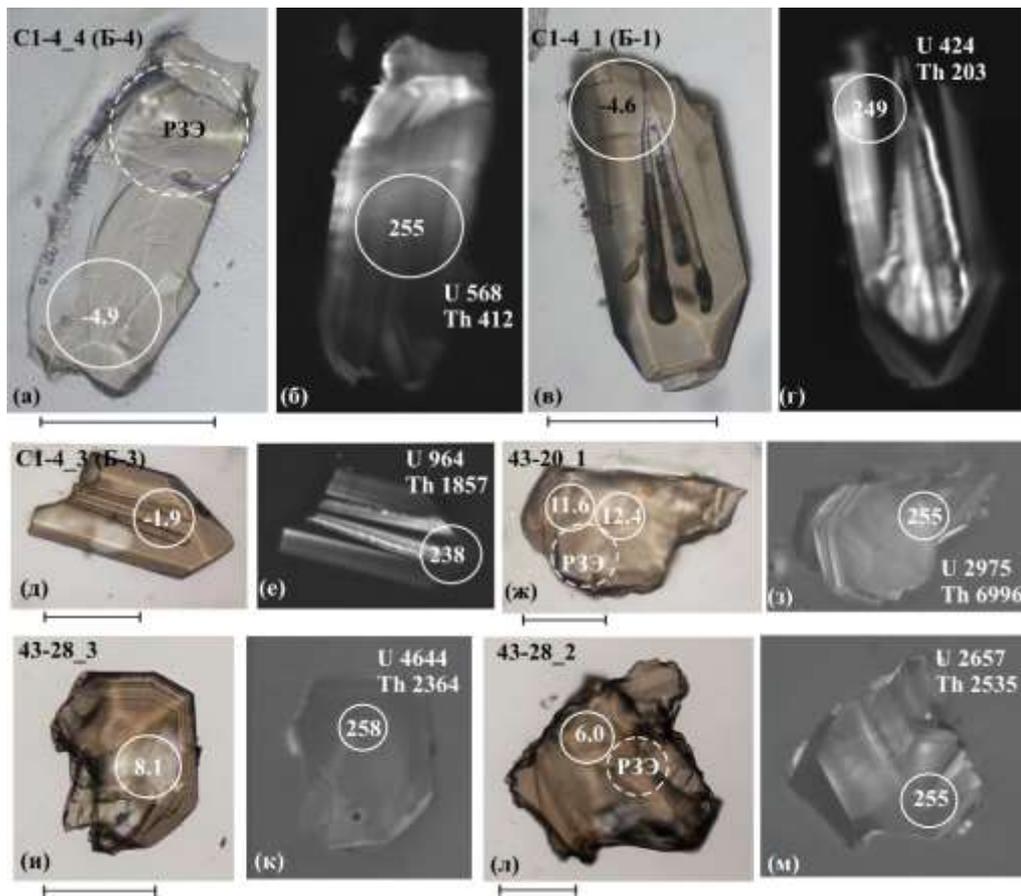


Рис. 5-5. Морфологические, вещественные и возрастные особенности цирконов из рудоносных пород Бинюдинского (а–е) и Дюмталейского (ж–м) интрузивов по [Малич и др., 2016].

Изображения в проходящем свете (а, в, д, ж, и, л) и катодолуминесцентных лучах (б, г, е, з, к, м). Места проведения U-Pb и Lu-Hf анализов показаны кругами; в них приведены значения U-Pb возраста (млн лет) и эpsilon гафния (ϵ_{Hf}), соответственно. Места проведения редкоземельных анализов показаны пунктиром. Цифры у кристаллов соответствуют номерам анализов в табл. 3-5 в работе [Малич и др., 2016]. Содержание Th и U приведены в г/г. Масштабная линейка соответствует 50 мкм.

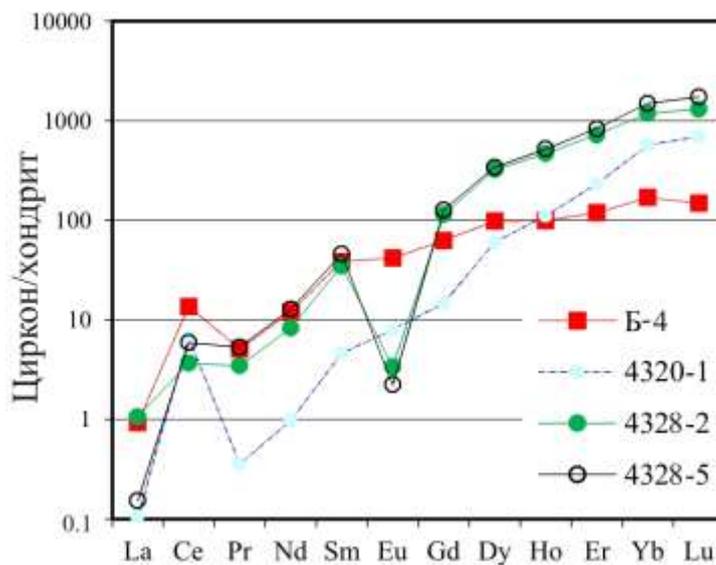


Рис. 5-6. Хондрит-нормированные содержания редкоземельных элементов в цирконах Бинюдинского (обр. Б-4) и Дюмталейского (обр. 43-20 и 43-28) интрузивов [Малич и др., 2016]. Номера образцов соответствуют таковым на рис. 5-5. Состав хондрита по [McDonough, Sun, 1995].

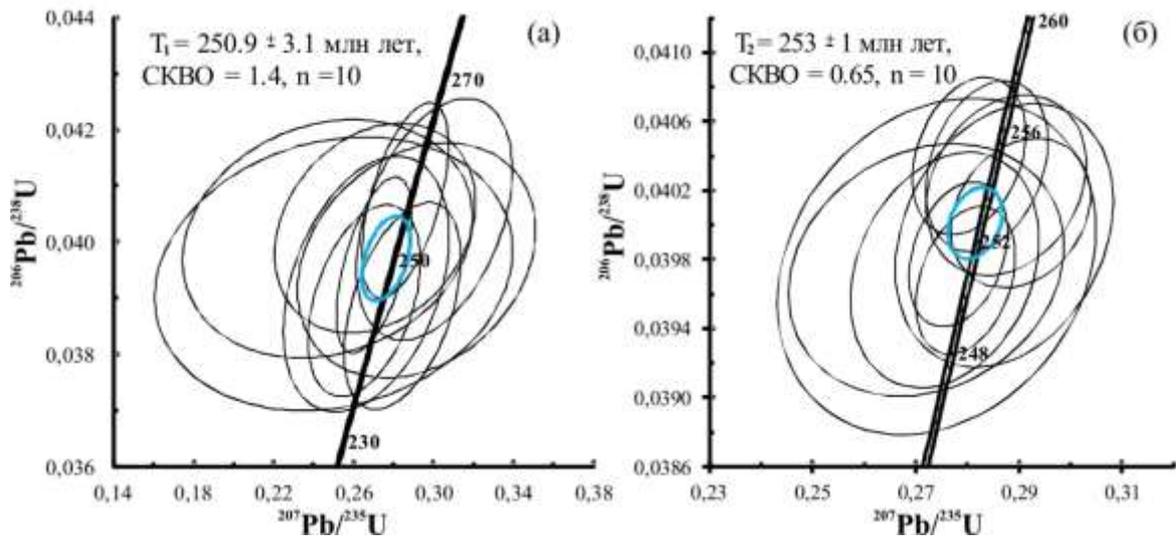


Рис. 5-7. Диаграммы с конкордией для циркона из монцодиорита (а) и габбро (б) Дюмталейского интрузива в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ [Малич и др., 2020]. Эллипсы – погрешности каждого анализа на уровне 1σ . Погрешности вычисленных значений возраста – 2σ .

Дюмталейского интрузива. Тем не менее, вариации содержаний Th и U в цирконах Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов близки таковым в цирконах рудоносных и промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции [Малич и др., 2018б; Isotope Geology..., 2019]. На бинарной диаграмме Th-U поля составов цирконов различно рудоносных интрузивов Норильской провинции, несмотря на некоторые отличия, близки или перекрываются друг с другом (рис. 5-8). Они также частично перекрываются с полем составов цирконов из слюдитов [Rudnick et al., 1998] – производных мантийного метасоматоза, но отличаются от цирконов других геологических образований. Сходный U-Pb возраст цирконов Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов свидетельствует о возрастной близости к пермо-триасовому рубежу и синхронности с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы (248.7 ± 0.6 – 250.3 ± 1.1 млн лет [Reichow et al., 2009], 248 ± 1 млн лет [Rene, Basu, 1991]). По возрастным параметрам изученные интрузивы отличаются от промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции, для которых характерна значительно более длительная история их образования [Петров и др., 2009; Малич и др., 2010; 2012; 2014; 2018б; Malitch et al., 2010; 2018; Isotope Geology..., 2019 и др.].

5.3. U-Pb возраст и геохимические особенности циркона, бадделеита и монацита промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции (Норильск-1, Талнах и Хараелах)

Часто предполагается, что ультрамафит-мафитовые интрузивы Норильского региона генетически связаны с сибирскими траппами, которые сформировались в узком временном

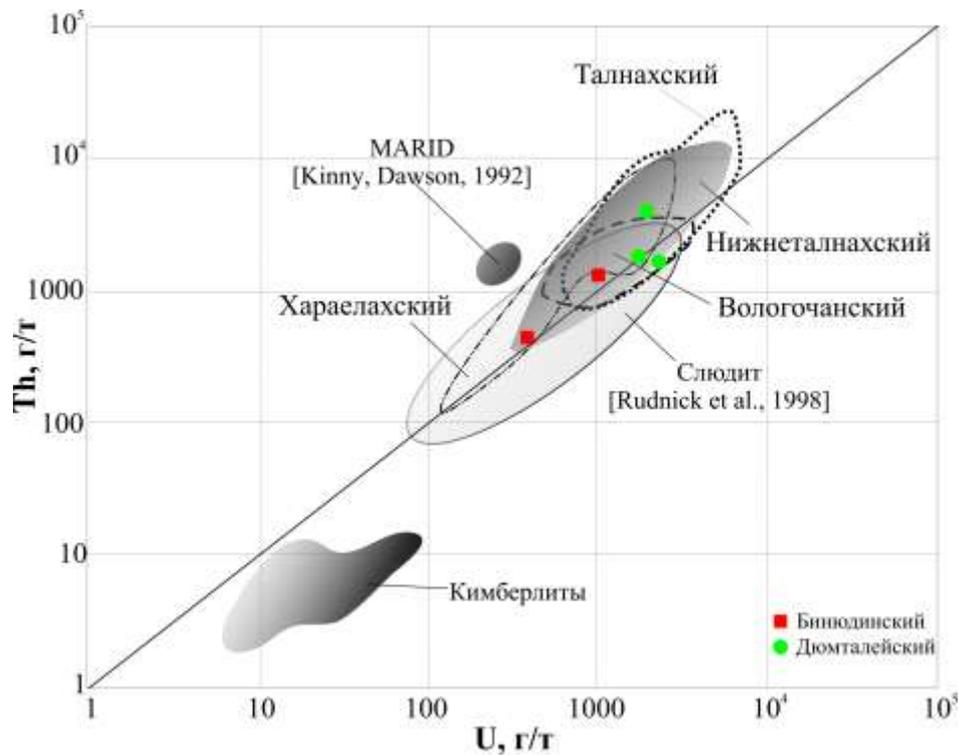


Рис. 5-8. Состав циркона из пород Бинюдинского (квадраты) и Дюмталейского (круги) интрузивов в сравнении с составами циркона из различно рудоносных интрузивов Норильского региона [Малич и др., 2010; Malitch et al., 2010] и некоторых других геологических образований в координатах Th–U.

интервале (около 250 млн лет тому назад [Reichow et al., 2009]), несмотря на наличие более древних и молодых возрастных данных по интрузивам [Dalrymple et al., 1995; Васильев и др., 2010; Петров и др., 2009; Малич и др., 2010; 2012; 2014; 2018; Malitch et al., 2010; Isotope Geology..., 2019 и др.]. Re-Os изохронный возраст 245.7 ± 0.6 млн лет для сульфидных руд Талнахского и Норильского интрузивов и 247.0 ± 3.8 млн лет для сульфидных руд Хараелахского интрузива [Walker et al., 1994] близко совпадает с Re-Os эрохронным возрастом 246.8 ± 3.7 млн лет для массивных руд Хараелахского интрузива [Malitch, Latypov, 2011]. Re-Os данные для массивных и вкрапленных руд Хараелахского и Талнахского интрузивов дают эрохроны (около 247 млн лет [Re-Os изотопная систематика..., 2009; Малич и др., 2018]). Часто цитируемые U-Pb возрастные данные по циркону и бадделеиту (248.0 ± 3.7 млн лет [Campbell et al., 1992] и 251.1 ± 3.6 млн лет [Kamo et al., 1996]) из пегматоидного лейкогаббро интрузива Норильск-1 наряду с U-Pb возрастом циркона из габбро-диоритов Талнахского и Хараелахского интрузивов (251.71 ± 0.14 и 251.801 ± 0.088 млн лет, соответственно [Burgess, Bowring, 2015]) были взяты в качестве свидетельства тесной взаимосвязи между магматическими и рудообразующими процессами. Однако, U-Pb геохронологические данные, базирующиеся на детальном изучении морфологии, внутреннего строения и геохимических особенностей ~500 зерен бадделеита и циркона из пород промышленно-рудоносных интрузивов (Талнахского [Малич и др., 2010]; Хараелахского [Malitch et al., 2010] и Норильск-1 [Малич и др., 2012]), позволили выявить

различные популяции цирконов с возрастом от 347 млн. до 227 млн. лет (табл. 5-5), отражающие многоэтапный период их образования и свидетельствующие о продолжительной истории формирования ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции.

Таблица 5-5.

Сравнительная возрастная характеристика цирконов промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции [Малич и др., 2010; 2012; Malitch et al., 2010].

Интрузив	Количество измерений	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет				
		от	до	Вероятностное распределение (Probability density plot)		Конкордантный, наиболее распространенный
Норильск-1	129	213.7	280.5	232.6	252.3	261.3; 245.7; 236.5; 226.7
Талнахский	148	213.5	294.4	234.9	260.9	262.7; 256.2; 234.6
Хараелахский	24	229.4	355.0	252.2	346.5	347; 265; 253.9; 235.9

5.3.1. Морфология, внутреннее строение и геохимические особенности акцессорных минералов промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции

В прозрачно-полированных шлифах цирконы установлены в виде моно- или полифазных зерен в ассоциации с клинопироксеном и плагиоклазом (рис. 5-9а,б), а также амфиболом, биотитом и апатитом. Редкие примеры выявили ассоциацию циркона с бадделеитом, где последний образует «затравки», по которым формируется циркон. Идиоморфные кристаллы бадделеита были установлены в безоливиновом габбро интрузива Норильск-1 (обр. Н1-4, рис. 4-5 в главе 4; [Малич и др., 2012]). Монацит, для которого характерна субидиоморфная форма кристаллов размером от 0.1 до 0.2 мм, охарактеризован нами в составе сульфидсодержащих меланотроктолитов Талнахского интрузива (обр. Т-16, рис. 4-11 в главе 4; [Малич, Хиллер, 2017]).

Цирконы, выделенные из пород, представлены идиоморфными и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными кристаллами, обладающими различной сохранностью и окраской (от темно-коричневой до бесцветной). Коэффициент удлинения цирконов варьирует от 1:1 до 3:1 (иногда до 6-7:1). Подавляющая выборка цирконов не превышает размера 125 микрон в наибольшем сечении; некоторые цирконы достигают 500 микрон. Габитус кристаллов варьирует от изометричного до короткостолбчатого; для наиболее крупных кристаллов характерен длиннопризматический габитус. Среди изученных цирконов доминируют кристаллы типа D по классификации Ж. Пюпена [Pupin, 1980]. Данные цирконы характеризуются преимущественным развитием тетрагональной призмы {110} и

тетрагональной дипирамиды $\{111\}$, свидетельствующими в пользу высокотемпературных и субщелочных условий среды минералообразования ($t \approx 900^\circ\text{C}$, $\text{агпаитовость } 700$).

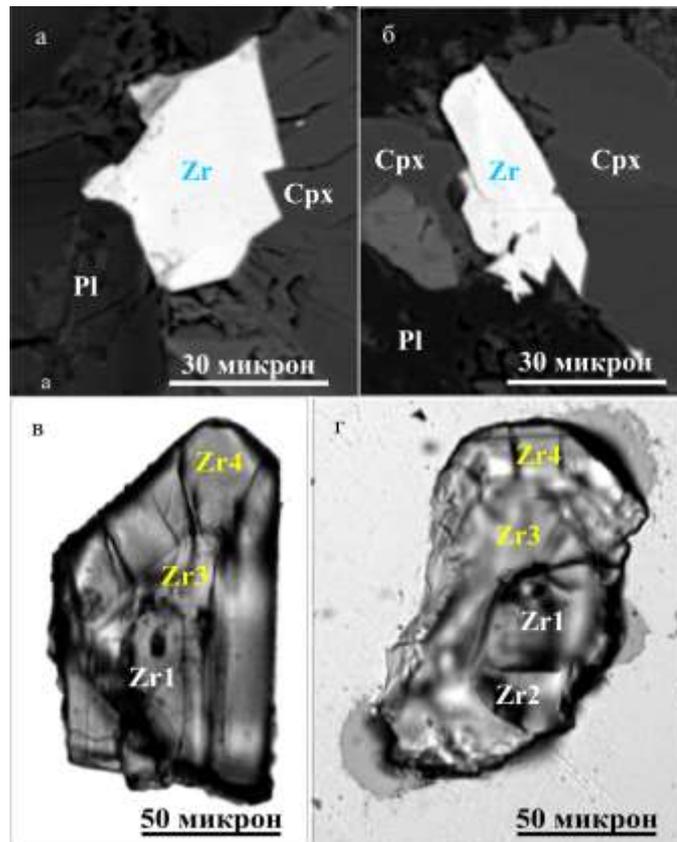


Рис. 5-9. Примеры цирконов *in situ* в шлифах (а, б) и после выделения (в, г) из пород интрузива Норильск-1 [Малич и др., 2012]. а, б – ассоциации циркона и породообразующих минералов из оливинового габбро ‘расслоенной серии’ (обр. 60) и такситового пироксенового лейкогаббро (обр. 74), Zr – циркон, Cpx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз; в, г – внутренне строение полифазных зерен, состоящие из «ядерных» (Zr1, Zr2) и «периферических» типов (Zr3 и Zr4) циркона. Изображения цирконов в обратно-рассеянных электронах (а, б) и проходящем свете (в, г).

Для большинства цирконов вне зависимости от выделенных популяций характерен «размытый» (дымчатый) характер катодолюминесценции, при практически полном отсутствии катодолюминесцентной зональности. Тем не менее, петрографическое изучение позволило выявить до четырех разновидностей цирконов в полифазных зернах (Zr1, Zr2, Zr3 и Zr4). Например, цирконы Zr1 и Zr2 интрузива Норильск-1 образуют *ядра*, иногда корродированные (рис. 5-9в,г), содержащие флюидные и расплавные включения, в которых кристаллические фазы составляют не менее 80%. Цирконы Zr3 и Zr4 представлены субидiomорфными и идиоморфными *оторочками* с различно проявленной тонкой зональностью (рис. 5-9в,г), в которых расплавные включения состоят преимущественно из силикатного стекла. Анализ распределения расплавных включений в цирконах позволяет предположить, что ядра и оторочки цирконов образовались при различных физико-химических условиях.

Цирконы обладают повышенными концентрациями тория и урана (с величиной $\text{Th/U}=0.8-11.5$, рис. 5.8) и сходным характером распределения редкоземельных элементов, с

возрастанием концентраций РЗЭ от легких к тяжелым, значительной положительной цериевой и варьирующей по величине отрицательной европиевой аномалией, характерными для *магматических* цирконов [Belousova et al., 2002; Hoskin, Schaltegger, 2003]. На дискриминантных диаграммах $Ce/Ce^*-(Sm/La)_N$ и $(Sm/La)_N-La$ цирконы изученных интрузивов (рис. 12а в [Малич и др., 2010], рис. 14.6 в [Малич и др., 2018б]) идентичны или близки полю составов *магматических* цирконов по данным [Hoskin, 2005].

5.3.2. Результаты U-Pb датирования циркона и бадделеита промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции

В породах Хараелахского интрузива установлены [Malitch et al., 2010] четыре группы циркона, которые характеризуются различными морфологическими, геохимическими, U-Pb и Hf-изотопными параметрами. $^{206}Pb/^{238}U$ возраст этих групп (347±16, 265.7±11, 253.8±1.7 и 235.9±6.1 млн лет) свидетельствует о нескольких магматических событиях, которые группируются около 350 млн лет и 250 млн лет и соответствуют двум известным стадиям (D_3-C_1 и P_2-T_1) тектонического развития Сибирского кратона [Малич, 1975]. Полученные U-Pb данные для различных морфологических разновидностей циркона из пород интрузива Норильск-1 [Малич и др., 2012] также характеризуются значительным интервалом образования (261.3±1.6 млн лет; 245.7±1.1 млн лет; 236.5±1.2 млн лет и 226.7±0.9 млн лет). При этом, U-Pb датировки для шести зерен бадделеита из оливинового габбро интрузива Норильск-1 характеризуются $^{206}Pb/^{238}U$ возрастом 290±2 млн лет [Малич и др., 2012], который близок таковому для наиболее ранних цирконов из Талнахского и Хараелахского промышленно-рудноносных интрузивов [Малич и др., 2010; Malitch et al., 2010]. Полученные результаты позволяют предположить, что кристаллизация бадделеита и четырех групп цирконов промышленно-рудноносного интрузива Норильск-1 происходила в несколько стадий, что свидетельствует о продолжительной длительности формирования магматических расплавов, родоначальных для интрузива Норильск-1. Единственный пример древнего циркона с U-Pb возрастом 1914±92 млн лет [Малич и др., 2012] выявлен в габбро-диорите гибридного происхождения в верхней части интрузива Норильск-1. Весьма вероятно, что этот циркон был захвачен из пород фундамента, характеризующихся возрастом 1.9 млрд лет, и может служить индикатором расположения глубинной магматической камеры. Циркон и бадделеит, изученные ранее методом SHRIMP [Campbell et al., 1992] и ID-TIMS [Kamo et al., 1996], характеризуют одну петрографическую разновидность интрузива Норильск-1, представленную лейкогаббро. U-Pb результаты [Campbell et al., 1992] соответствуют диапазону $^{206}Pb/^{238}U$ возрастов от 243.8±4.9 млн лет до 251.6±5.0 млн лет (среднее 248±3.7 млн лет). U-Pb возрастные данные,

приведенные в работе [Kato et al., 1996], дали еще более значительный временной интервал дисконкордантных возрастов (от 228.4 ± 0.6 до 251.2 ± 0.3 млн лет), характеризующихся верхним пересечением с конкордией 256.5 ± 2.6 млн лет [рис. 2, стр. 3508, Kato et al., 1996]. Таким образом, возрастные вариации, воспроизведенные обоими методами для одной и той же породы, достаточно близки и могут быть обусловлены полифазной природой изученных цирконов.

На основании детального изучения морфологии и внутреннего строения выявлены различные популяции цирконов из габброидов расслоенной серии Талнахского интрузива, характеризующиеся разными $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастными (256.4±1.3 и 229.3±3.4 млн лет, соответственно [Малич и др., 2010]). Данные цирконы оказались моложе цирконов с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 262.4 ± 0.86 млн лет [Малич и др., 2010] из плагиоверлитов Талнахского интрузива. В данном контексте, Талнахский интрузив можно рассматривать как совокупность отдельных магматических импульсов, представленных более ранними плагиоверлитами и более поздними габброидами, соответственно.

5.3.3. Результаты химического Th-U-Pb датирования монацита Талнахского интрузива

По данным рентгеноспектрального микроанализа монацит относится к цериевой разновидности; он характеризуется высокими содержаниями Th, Si и Y [Малич, Хиллер, 2017]. Сумма анализов варьирует от 97.5 до 100.0 мас.%, что свидетельствует в пользу ненарушенности Th-U-Pb системы монацита. Возраст рассчитан как по единичным определениям содержания Th, U, Pb в каждой анализируемой точке [Montel et al., 1996], так и по построению изохроны $\text{PbO}-\text{ThO}_2^*$ по совокупности всех точек анализа [Suzuki et al., 1991], где по углу наклона прямой (изохроны) определяется возраст и его погрешность. Методика анализа приведена в [Suzuki et al., 1991; Попова и др., 2010], расчет возрастов – в работах [Suzuki et al., 1991; Лиханов и др., 2013; Хиллер и др., 2014], где демонстрируется хорошая сходимости результатов датирования монацита с возрастными данными по цирконам.

Возраст монацита Талнахского интрузива характеризуется интервалом значений 244–276 млн лет, при средневзвешенном значении 259 ± 23 млн лет (СКВО=0.08, вероятность соответствия (P)=1.00) [Малич, Хиллер, 2017]. При построении зависимости $\text{PbO}-\text{ThO}_2^*$ рассчитанный возраст составляет 254 ± 33 млн лет (СКВО=0.114, P=1.00), где $\text{ThO}_2^* = (\text{ThO}_2 + \text{UO}^{\text{экв}})$, $\text{UO}^{\text{экв}}$ – содержание урана, пересчитанное в эквивалентное содержание тория [Suzuki et al., 1991]. Возраст образования монацита (259 ± 23 млн лет) соответствует доминирующему возрастному кластеру цирконов (258.8 ± 1.4 млн лет, рис. 7д в [Малич и др., 2010]) и близок Re-Os возрасту сульфидов (245 ± 27 млн лет [Malitch, Latypov, 2011]) из сульфидсодержащих пород

нижней части Талнахского интрузива. Таким образом, оригинальные данные химического датирования монацита согласуются с оценкой возраста, полученной U-Pb и Re-Os методами датирования по циркону и сульфидным минералам, соответственно, но значительно моложе возраста бадделеита интрузивов «норильского» типа.

5.3.4. Геодинамические следствия U-Pb возраста акцессорных минералов и Re-Os изохронного возраста сульфидных руд промышленно-рудноносных интрузивов

Характерно, что значения возраста, которые оказываются древнее или моложе 250 млн. лет, как правило, не обсуждаются в литературе из-за предположения о том, что толеит-базальтовый вулканизм, приуроченный к возрастной границе перми и триаса (около 250 млн. лет [Renne, Basu, 1991; Campbell и др., 1992]), совпадает с крупнейшим событием вымирания биоты в истории Земли [Kamo et al., 2003]. В работе [Malitch et al., 2010] впервые обосновывается, что ультрамафит-мафитовые магмы, родоначальные для различно рудоносных интрузивов Норильского региона начали формироваться в промежуточных магматических камерах как минимум за 10 млн лет до внедрения базальтов. В этом случае кристаллизующиеся в течение длительного времени цирконы характеризуют эволюцию магмы в промежуточном глубинном очаге, фиксируя продолжительность процесса магмообразования. В противоположность этому сульфидное вещество могло накапливаться только в виде сульфидной жидкости, которая не кристаллизовалась из-за гораздо более низкой температуры кристаллизации, не оставляя при этом никаких «возрастных меток». В данном контексте возраст наиболее древних популяций циркона (включая Zr1) и бадделеита с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастом 290 ± 2.8 млн лет, характеризует начальные стадии эволюции магматических расплавов, родоначальных для ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции. Формирование популяции циркона второго типа (Zr 2) интрузива Норильск-1, совпадает с временем образования сульфидов (около 247 млн лет) и, по сути, является лучшим возрастным индикатором внедрения интрузивов. Действительно, массивные и вкрапленные сульфидные руды представляют собой порцию сульфидного расплава, который кристаллизовался в современной интрузивной камере. Напротив, более ранние циркон и бадделеит могли быть захвачены из глубинной камеры, в которой магмы, родоначальные для интрузивов норильского типа, кристаллизовались в течение длительного времени. Поступление ранних популяций бадделеита и циркона (фактически магматических «ксенокристов») с магмами из глубинных промежуточных камер к современному месту залегания интрузивов хорошо объясняет их «древние» $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты: 290 ± 2.8 и 261.3 ± 1.6 млн лет для интрузива Норильск-1 [Малич и

др., 2012]; 347 ± 16 , 265 ± 11 и 253.9 ± 1.7 млн лет для Хараелахского интрузива [Malitch et al., 2010], 262.4 ± 0.9 и 256.4 ± 1.3 млн лет для Талнахского интрузива [Малич и др., 2010].

Цирконы в составе третьей и четвертой популяции (235.9 ± 6.1 млн лет для Хараелахского интрузива [Malitch et al., 2010]; 229.3 ± 3.4 млн лет для Талнахского интрузива [Малич и др., 2010]; 236.5 ± 1.8 и 226.7 ± 0.9 млн лет для интрузива Норильск-1 [Малич и др., 2012]) характеризуются рядом особенностей. К ним относятся: (i) набор включений, отличный от такового в Zr1 и Zr2, (ii) «обрастание» Zr3 и Zr4 на ядерных частях более ранних цирконов Zr1 и Zr2, (iii) наличие следов термической рекристаллизации. Это свидетельствует о нескольких наложенных тектонотермических эпизодах, последний из которых совпадал с магматической активностью в Норильском районе (Болгохтохский гранитный интрузив, 228 ± 2 млн лет [Kamo et al., 2003]). В данной связи, Zr3 и Zr4 могут служить индикаторами становления, длительного охлаждения и термальной рекристаллизации пород после внедрения интрузивов, по времени значительно позднее извержения базальтов.

Длительный временной интервал (более чем 100 млн лет) магматической активности может свидетельствовать и о длительной эволюции Норильской рудно-магматической системы [Mitrofanov et al., 2012; Митрофанов и др., 2012; 2013]. Непременным следствием этих процессов должно было быть достижение высокой степени сепарирования и концентрирования рудных элементов и формирование уникальных по объёмам рудных магм, что согласуется с моделью долговременного развития уникальных платиноидных месторождений Полярной Сибири (табл. 5-6), которая на основе геолого-геодинамических построений обосновывалась Д.А. Додиним с соавторами [2001]. По длительности магматической эволюции они сопоставимы с платиноносными интрузивами Кольской провинции, для которых на примере Федорово-Панского и Мончегорского интрузивных комплексов, интрузива горы Генеральской и Имандровского лополита обосновывается продолжительная магматическая эволюция длительностью 130 млн. лет (в интервале 2.52–2.39 млрд. лет [Bayanova et al., 2009]). Полученные результаты также могут найти удовлетворительное объяснение в рамках глубинной геодинамики или гипотезы плюмов и суперплюмов [Добрецов и др., 2001; 2010; Добрецов, 2008; Dobretsov et al., 2008 и др.].

Этапы формирования уникальных платиноидных месторождений Таймыро-норильской провинции [Додин и др., 2001].

Этапы	Процессы и события
I. Домагматический и дорудный	1. Коллизия Таймыро-Североземельской области и Сибирской платформы. 2. Поддвиг океанической коры – обогащение флюидных потоков H ₂ O и галогенидами. 3. Выплавление контрастных магм. 4. Ликвация на ультрамафитовый, мафитовый, высокосернистый и низкосернистый анортозитовый расплавы
II. Шестифазный вулканический	5. Рифтинг – поступление обогащенных Cu, ЭПГ и флюидами магм путем декомпрессии в открытой системе – зонах глубинных разломов в виде рифтов-сателитов. 6. Образование магматических камер, в т.ч. и в области развития черносланцевых толщ
III. Главный интрузивный и рудный	7. Внедрение расслоенной обогащенной ЭПГ, Cu и флюидами ультрамафит-мафитовой магмы в дискретных структурах рифтовых трогов на плечах главного рифта
IV. Главный рудный и внутриинтрузивный	8. Внедрение сульфидоносного расплава – «рудной интрузии». 9. Камерная ликвация
V. Конечный интрузивный и внутрирудный	10. Формирование ритмической расслоенности. 11. Внутрирудный щелочной метасоматоз – становление зональных рудных залежей, уникальных по запасам и содержаниям платиноидов (норильско-талнахский тип)
VI. Послеинтрузивный и конечный рудный	12. Поступление низкосернистого расплава – формирование малосульфидных платиноидных руд, уникальных по ресурсам и содержаниям платиноидов

Глава 6. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ИСТОЧНИКОВ РУДНОГО И СИЛИКАТНОГО ВЕЩЕСТВА

Использование изотопно-геохимических подходов при изучении ультрамафит-мафитовых интрузивов и ассоциирующих с ними сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд весьма эффективно для выявления источников силикатного и рудного вещества, роли коровых компонентов и уточнения генезиса интрузивов и оруденения. В частности, на основе Os-, Pb- и Cu-изотопных составов сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд признаётся важная роль промежуточных магматических камер при образовании ЭПГ-Cu-Ni месторождений Норильской провинции [Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Arndt et al., 2003; Спиридонов, 2010; Malitch, Latypov, 2011; Malitch et al., 2014; Малич и др., 2018б]. Отсутствие результатов по Hf-Cu-изотопии до недавнего времени не позволяли более надежно и точно охарактеризовать источники силикатного и рудного вещества. Отметим также, что данные изотопного состава кислорода в цирконе, являющиеся ключевыми для более строгой оценки вещественного источника, не были ранее использованы при изучении интрузивов «норильского типа». Чтобы восполнить этот пробел нами обсуждаются результаты изотопного состава кислорода и гафния в цирконе и бадделеите. Вместе с Nd-изотопными данными пород и S-Cu-Os изотопным составом руд они обеспечили новый набор ограничений на происхождение промышленно-рудноносных интрузивов Полярной Сибири [Malitch et al., 2008; 2010; 2013; 2014; 2018; 2020a; Малич, Туганова, 2009; Петров и др., 2009; 2011; Malitch, Petrov, 2010; Malitch, Latypov, 2011; Малич и др., 2018б; Баданина и др., 2019; Isotope Geology..., 2019 и др.].

6.1. Изотопный состав меди и серы сульфидных ЭПГ-Cu-Ni и малосульфидных платиноидных руд Норильской провинции

Понимание главных событий сульфидного магматического рудообразования месторождений Норильской провинции невозможно без анализа источников и поведения главных рудообразующих компонентов, слагающих сульфидные Cu-Ni руды, а именно серы и меди. Данный раздел исследований был направлен на выявление изотопно-геохимических параметров главных типов платиноидно-медно-никелевых руд и рудопроявлений Норильской провинции.

Изотопно-геохимические результаты базируются на изучении сульфидного вещества руд из опорных разрезов (1) *промышленно-рудноносных* интрузивов Норильск-1 (скв. МН-2, карьер «Медвежий ручей»), Талнах (скв. ОУГ-2) и Хараелах (скв. КЗ-844, КЗ-963), (2) *резервных* месторождений, связанных с Черногорским (скв. МП-2бис), Зуб-Маркшейдерским (скв. МП-27)

и Вологочанским (скв. ОВ-29) интрузивами, (3) *слаборудоносных* непромышленных Нижнеталнахского (скв. ТГ-31) и Круглогорского (скв. МП-2бис) интрузивов Норильской провинции и (4) *потенциально рудоносных* Бинюдинского (скв. С-1) и Дюмталейского (скв. ТП-43) интрузивов Таймырской провинции, геологическая и минералого-геохимическая характеристика которых приведена в главе 4.

Изученные руды *промышленно-рудоносных* интрузивов представлены тремя главными типами. Первый тип характеризуют массивные платиноидно-медно-никелевые сульфидные руды промышленных месторождений, которые тяготеют обычно к нижнему экзоконтакту Талнахского (рис. 4-10, 4-11, 6-1) и Хараелахского интрузивов (рис. 4-10, 4-12–4.14, 6-2). Второй тип представлен вкрапленными рудами, расположенными в нижних частях интрузивов, сложенных ультраосновными породами и разновидностями габброидов с такситовой текстурой (рис. 4-5, 4-6, 4-10–4-14, 6-1). Третий тип образует малосульфидный обогащенный платиноидами горизонт, приуроченный к верхним частям интрузива Норильск-1 (рис. 4-5, 4-6).

Вкрапленные руды Талнахского интрузива характеризуются различными сульфидными минеральными ассоциациями. Сверху вниз (рис. 6-1) совокупность гексагонального пирротина (Po_H), богатого железом пентландита (Pn^{Fe}), халькопирита (Ср) и кубанита (Сub) замещается ассоциацией $Po_H + Pn + Ср$, ниже ассоциацией моноклинного пирротина (Po_m), богатого никелем пентландита (Pn^{Ni}), Ср и Сub. Массивные руды богаты пирротинном; в них преобладает гексагональный пирротин в ассоциации с халькопиритом и пентландитом (рис. 6-3). Преимущественно пирротиновая руда является наиболее распространенной разновидностью массивных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Пирротин, халькопирит и пентландит являются преобладающими минералами сульфидных руд Хараелахского интрузива (рис. 6-3а–г, е). Существенно пирротиновые массивные руды широко распространены в нижних частях скважин КЗ-844 (рис. 4-13) и КЗ-963 (рис. 6-2). Обогащенные халькопиритом массивные руды доминируют в средних и верхних частях интрузива (скв. КЗ-963, рис. 6-2). Среди минералов платиновой группы, являющихся второстепенными составляющими руд (рис. 6-3), преобладают Pd-Pt сульфиды (брэггит, рис. 6-3в, куперит, рис. 6-3г), сперрилит ($PtAs_2$, рис. 6-3д) и непрерывный ряд твердых растворов атоцит (Pd_3Sn) – рустенбергит (Pt_3Sn) (рис. 6-3е).

Для рудоносных и потенциально-рудоносных интрузивов характерны вкрапленные сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды (рис. 4-17, 4-20, 4-23), тогда как слаборудоносные интрузивы обладают вкрапленной сульфидной Cu-Ni минерализацией (рис. 4-24, 4-25). Среди сульфидов вкрапленных руд доминируют пирротин, халькопирит и пентландит.

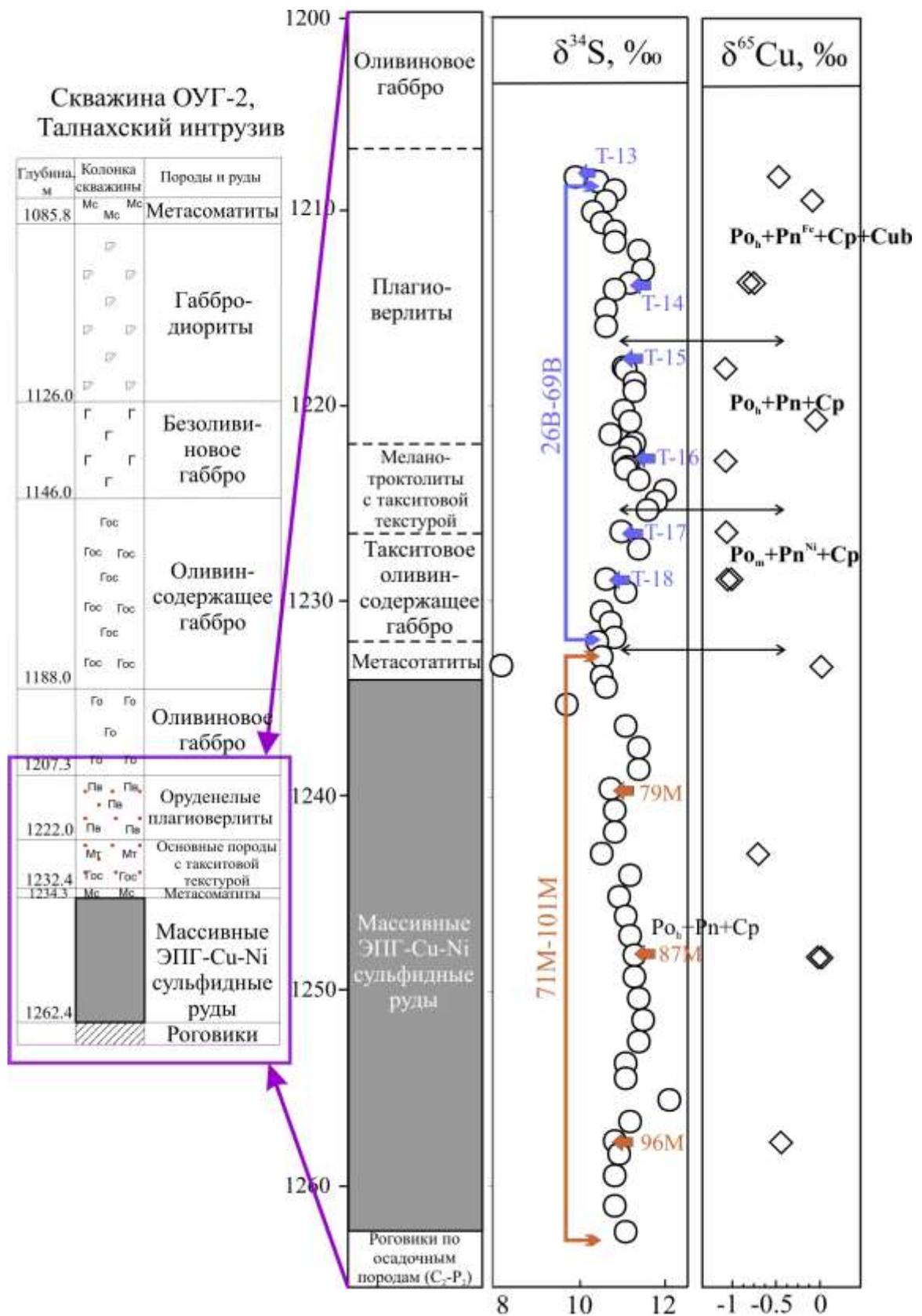


Рис. 6-1. Расположение образцов по разрезу скв. ОУГ-2 Талнахского интрузива; на врезке показаны минеральные ассоциации сульфидов во вкрапленных (обр. 26В–69В) и массивных (обр. 71М–101М) рудах и вариации изотопного состава серы и меди в нижней части интрузива. Красные точки на геологическом разрезе соответствуют распространению вкрапленных сульфидных руд.

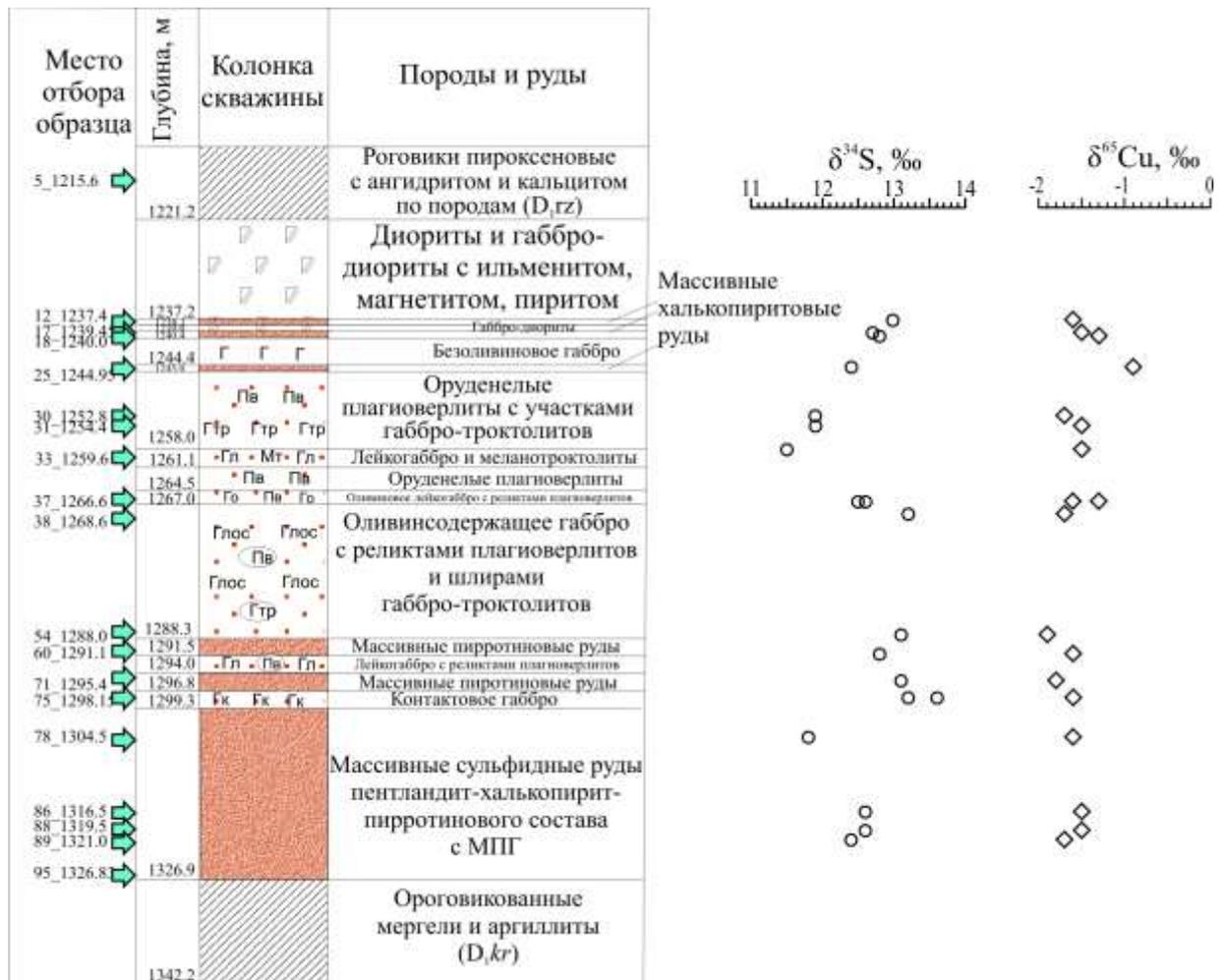


Рис. 6-2. Вариации изотопного состава серы и меди по разрезу скв. КЗ-963 Харарахского интрузива.

6.1.1. Си-изотопная характеристика сульфидных и малосульфидных руд

Изотопный анализ меди включал последовательное разложение минералов, химическое выделение меди и измерение изотопного состава. Сульфиды весом 100-150 мг подвергались разложению с использованием чистых кислот (HCl, HF, HNO₃, HClO₄). После растворения проб производилось селективное выделение методом ионообменной хроматографии. Изотопные измерения были выполнены с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра Neptune Thermo Finnigan в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Р.Ш. Крымский и И.Н. Капитонов) по методике, подробнее охарактеризованной в работах [Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014; Isotope Geology..., 2019]. Изотопный состав меди вычислялся по формуле $\delta^{65}\text{Cu}(\text{‰}) = \left[\frac{(^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{обр}}}{(^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu})_{\text{std}}} - 1 \right] \cdot 1000$.

65 изотопных анализов меди были выполнены для 58 образцов сульфидных руд в пределах Норильской провинции (табл. 6-1–6-5). Все образцы имеют значения δ^{65} в диапазоне от -2.3‰ до +1.0‰.

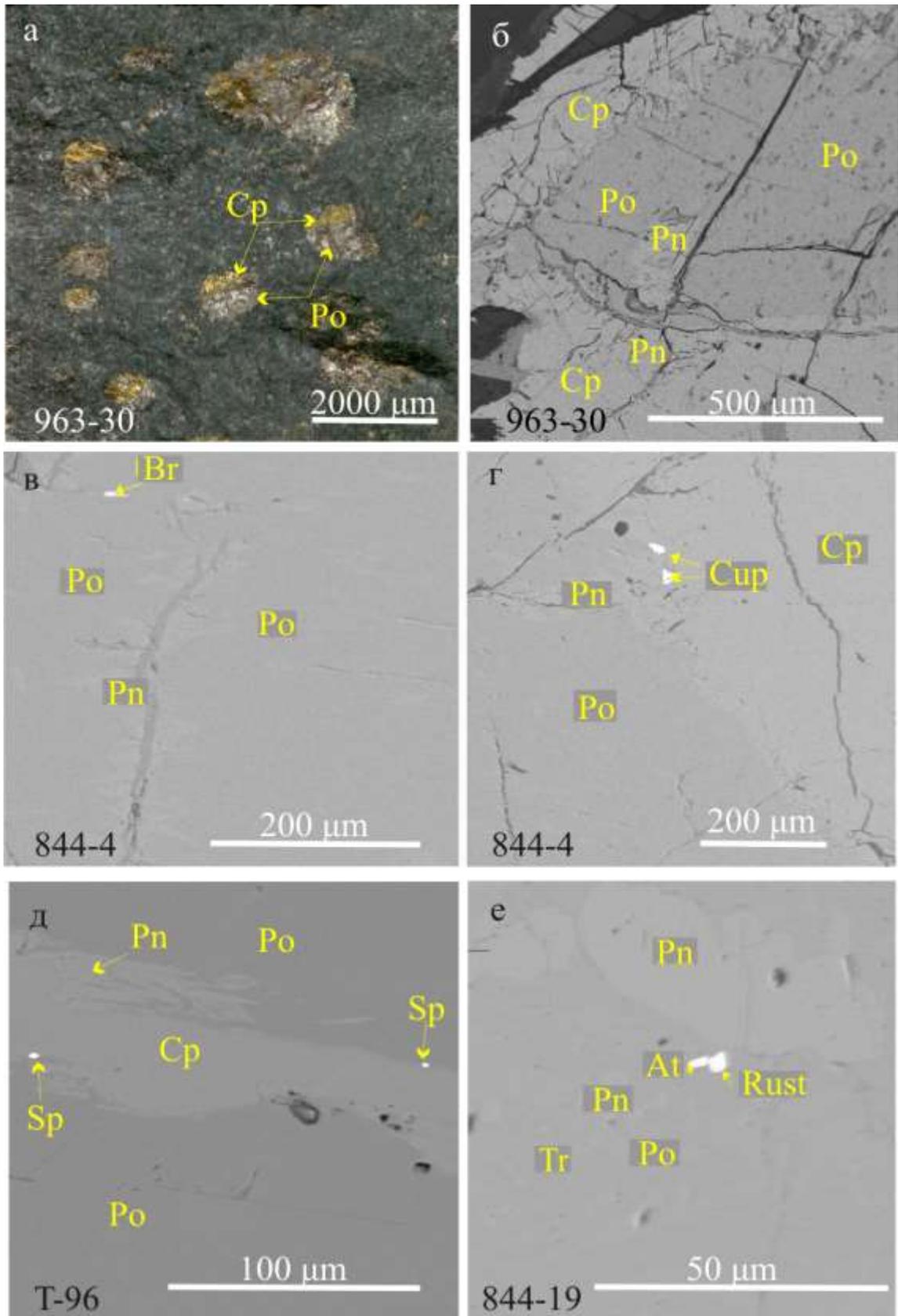


Рис. 6-3. Примеры минеральных ассоциаций во вкрапленных (а-г) и массивных (д) сульфидных рудах Хараелахского интрузива и массивных (д) сульфидных рудах Талнахского интрузива. Обр. 963-30 (а, б), 844-4 (в, г), Т-96 (д) и 844-19 (е). Изображения: (а) под бинокляром и (б-е) в обратно-рассеянных электронах. Ср – халькопирит; Po – пирротин; Pn – пентландит; Tr – троилит; Brg – бреггит, (Pd,Pt)S; Cup – куперит, PtS; Sp – сперрилит, PtAs₂; At – атокит, Pd₃Sn; Rsb – рустенбургит, Pt₃Sn.

Изотопный состав серы и меди для вкрапленных и массивных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд Хараелахского интрузива по [Malitch et al., 2014].

№ анализа	Глубина, м	Тип сульфидных руд	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
844-2	949.5	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	12.5	-1.4
844-4	955.5	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	13.1	-1.5
844-6	996.0	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	12.4	-1.2
844-7	1005.0	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	13.3	-2.3
844-10	1014.0	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	12.2	-1.1
844-11	1021.0	Вкрапленный	Po+Pn+Cr	12.5	-1.9
963-30	1252.8	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	11.9	-1.7
963 дубликат	1258.2	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	11.5	-1.5
963-31	1254.4	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	11.9	-1.5
963-37	1266.6	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	12.6	-1.6
963-37 дубликат	1266.6	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	12.5	-1.3
963-38	1268.6	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	13.2	-1.7
963-54	1288.0	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	13.1	-1.9
963-60	1291.1	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	12.8	-1.6
963-71	1295.4	Вкрапленный	Po+Cr+Pn	13.1	-1.8
963-12	1237.4	Массивный	Cr+Po+Pn	13.0	-1.6
963-17	1239.45	Массивный	Cr+Po+Pn	12.7	-1.5
963-18	1240	Массивный	Cr+Po+Pn	12.8	-1.3
963-25	1244.95	Массивный	Cr+Po+Pn	12.4	-0.9
963-75	1298.15	Массивный	Po+Cr+Pn	13.2	-1.6
963-75 дубликат	1298.15	Массивный	Po+Cr+Pn	13.6	-1.6
963-78	1304.5	Массивный	Po+Cr+Pn	11.8	-1.6
963-86	1316.5	Массивный	Po+Cr+Pn	12.6	-1.5
963-88	1319.5	Массивный	Po+Cr+Pn	12.6	-1.5
963-89	1321.0	Массивный	Po+Cr+Pn	12.4	-1.7
963-95	1326.8	Массивный	Po+Cr+Pn	12.8	н.о.
844-18	1046.0	Массивный	Po+Pn+Cr	13.0	-1.8
844-19	1055.0	Массивный	Po+Pn+Cr	13.0	-1.8
844-20	1063.0	Массивный	Po+Pn+Cr	12.7	-1.4
5M		Крупнозернистый	ангидрит (D_{1zb})	17.7	н.о.
5FG		Тонкозернистый	ангидрит (D_{1zb})	17.9	н.о.

Примечание. н.о. – не определяли. Аббревиатура сульфидов: Po – пирротин; Pn – пентландит; Cr – халькопирит.

Промышленно-рудноносные интрузивы. Сульфидные руды Хараелахского и Талнахского интрузивов, а также интрузива Норильск-1 характеризуются наиболее широким диапазоном вариаций изотопных составов меди. Изотопный состав меди в массивных и вкрапленных сульфидных ЭПГ-Cu-Ni рудах Хараелахского интрузива обладают сходными «изотопно-легкими» характеристиками ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.3 до -0.9%). Вкрапленные руды характеризуются средним значением $\delta^{65}\text{Cu}=-1.60\%$ и стандартным отклонением (CO) 0.31% , тогда как массивные руды имеют среднее значение $\delta^{65}\text{Cu}=-1.52\%$ при СКВО= 0.2% (табл.6-1, 6-4; рис. 6-2). Вкрапленные и массивные руды Талнахского интрузива имеют несколько более

Изотопный состав серы и меди для вкрапленных и массивных сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд и минералов Талнахского интрузива по [Malitch et al., 2014].

№ обр.	Глубина, м	Тип руды	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
T-13	1208.2	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	9.9	-0.4
26В	1208.4	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.4	н.о.
27В	1208.9	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.8	н.о.
28В	1209.4	Вкрапленный	$\text{Tr}+\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.6	-0.1
29В	1210.0	Вкрапленный	$\text{Tr}+\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.3	н.о.
30В	1210.5	Вкрапленный	$\text{Tr}+\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.5	н.о.
31В	1211.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.8	н.о.
32В	1211.5	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.8	н.о.
33В	1212.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}+\text{Cub}$	11.4	н.о.
35В	1213.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.5	н.о.
T-14	1213.6	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	11.4	-0.8
T-14 дубликат	1213.6	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	11.2	-0.7
37В	1214.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.8	н.о.
38В	1215.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.6	н.о.
39В	1215.9	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	10.6	н.о.
T-15	1218.0	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.0	-1.1
43В	1218.1	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}$	11.1	н.о.
44В	1218.7	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}^{\text{Fe}}+\text{Cp}$	11.3	н.о.
45В	1219.2	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.3	н.о.
47В	1220.2	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.0	н.о.
48В	1220.7	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}+\text{Cub}$	11.2	0.0
49В	1221.4	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	10.7	н.о.
50В	1221.9	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.3	н.о.
51В	1222.1	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.2	н.о.
52В	1222.6	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.0	н.о.
T-16	1223.1	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.1	-1.0
53В	1223.2	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.1	н.о.
54В	1223.7	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.4	н.о.
55В	1224.3	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	12.0	н.о.
56В	1224.8	Вкрапленный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.8	н.о.
57В	1225.3	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.6	н.о.
T-17	1226.4	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	11.0	-1.0
60В	1227.3	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	11.4	н.о.
T-18	1228.8	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.7	-1.0
T-18 дубликат	1228.8	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.5	-0.9
63В	1229.5	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	11.1	н.о.
65В	1230.5	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.5	н.о.
66В	1231.1	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.7	н.о.
68В	1231.8	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.8	н.о.
69В	1232.1	Вкрапленный	$\text{Po}_m+\text{Pn}^{\text{Ni}}+\text{Cp}$	10.4	н.о.
71М	1232.8	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	10.5	н.о.
72М	1233.3	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	8.2	-0.1
72М_Po	1233.3	Массивный	Po_h	7.8	н.о.
73М	1233.8	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	10.5	н.о.
74М	1234.4	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	10.6	н.о.
75М	1235.3	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	9.7	н.о.
76М	1236.4	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.1	н.о.
77М	1237.5	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.4	н.о.
78М	1238.6	Массивный	$\text{Po}_h+\text{Pn}+\text{Cp}$	11.4	н.о.

79М	1239.6	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.7	н.о.
80М	1240.7	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.8	н.о.
81М	1241.8	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.8	н.о.
82М	1242.9	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.5	-0.6
82М_Po	1242.9	Массивный	Po _h	10.7	н.о.
83М	1244.0	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.2	н.о.
83М дубликат	1244.0	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.3	н.о.
84М	1245.1	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.9	н.о.
85М	1246.2	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.1	н.о.
86М	1247.1	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.2	н.о.
87М	1248.2	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.3	0.0
87М_Po	1248.2	Массивный	pyrrhotite	11.3	-0.1
87М_Cp	1248.2	Массивный	chalcopyrite	11.2	н.о.
88М	1249.3	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.3	н.о.
89М	1250.4	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.3	н.о.
89М_Po	1250.4	Массивный	Po _h	11.0	н.о.
89М_Po дубликат	1250.4	Массивный	Po _h	11.1	н.о.
89М_Cp	1250.4	Массивный	Cp	11.0	н.о.
89М_Cp дубликат	1250.4	Массивный	Cp	11.2	н.о.
90М	1251.5	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.5	н.о.
91М	1252.6	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.4	н.о.
92М	1253.7	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.1	н.о.
93М	1254.5	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.1	н.о.
94М	1255.6	Массивный	Po _h +Pn+Cp	12.1	н.о.
95М	1256.7	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.2	н.о.
96М	1257.7	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.8	-0.4
97М	1258.3	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.9	н.о.
99М	1259.5	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.8	н.о.
100М	1261.0	Массивный	Po _h +Pn+Cp	10.8	н.о.
101М	1262.3	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.1	н.о.
101_М дубликат	1262.3	Массивный	Po _h +Pn+Cp	11.1	н.о.

Примечание. Примечание. н.о. – не определяли. Аббревиатура сульфидов: Po – пирротин, Pn – пентландит, Cp – халькопирит.

«тяжелые» Cu-изотопные составы со значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -1.1 до 0% . В отличие от Хараелахского интрузива, вкрапленные и массивные руды Талнахского интрузива обладают несколько отличающимися изотопными составами меди: вкрапленные руды характеризуются средним значением $\delta^{65}\text{Cu} = -0.70\%$ при $\text{CO} = 0.40\%$; массивные руды – $\delta^{65}\text{Cu} = -0.24\%$ при $\text{CO} = 0.25\%$ (табл. 6-2, 6-4; рис. 6-1, 6-4). Наиболее выраженный сдвиг в сторону «изотопно-тяжелой» меди установлен во вкрапленных сульфидных рудах ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -0.1 до $+0.6\%$) с максимальным фактором «утяжеления» в горизонте малосульфидных руд ($\delta^{65}\text{Cu} = 1.0 \pm 0.15\%$) интрузива Норильск-1 (табл. 6-3, рис. 6-4). Самородная медь месторождения Арылах в Норильской провинции характеризуется значением $\delta^{65}\text{Cu} = -1.9 \pm 0.15\%$.

Рудоносные интрузивы. Образцы вкрапленных сульфидных руд Вологочанского интрузива обладают значением $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от -1.1 до -0.4% со средним значением -0.72% и стандартным отклонением 0.29% (табл. 6-3, табл. 6-5, рис. 6-5). Вкрапленные руды

Изотопный состав серы и меди для вкрапленных сульфидных платиноидно-медно-никелевых и малосульфидных платиноидных руд ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по [Malitch et al., 2014; Служеникин и др., 2018].

Интрузив,	№ анализа	Глубина,	Название породы	Минеральная	$\delta^{34}\text{S}$,	$\delta^{65}\text{Cu}$,
Норильск-1, скв. МН-2	Н1-3*	339.4	Лейкогаббро	Pn+Mill+Cr+Py	8.3	1.0
	Н1-6	359.0	Оливиновое габбро	Po+Cr+Pn	13.8	н.о.
	Н1-7	365.0	Плагиоверлит	Po+Pn+Cr	9.4	0.5
	Н1-8	367.5	"Такситовое" габбро	Po+Pn+Cr	9.1	н.о.
	Н1-9	371.0	"Такситовое" габбро	Po+Pn+Cr+Py	7.9	0.0
	Н1-10	380.0	Контактовое габбро	Po+Pn+Cr+Py	7.5	-0.1
Норильск-1, карьер Медвежий ручей	КН 97-1		Оливиновое габбро	Po+Cr+Pn	8.7	0.6
	КН 97-2		Плагиоверлит	Po+Pn+Cr	8.5	0.1
	КН 97-3		Меланотроктолит	Po+Pn+Cr+Py	8.9	0.3
	КН 97-3,		Меланотроктолит	Po+Pn+Cr+Py	9.0	н.о.
Черногорский, скв. МП-2бис	Ч-11	137.0	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	10.4	0.0
	Ч-11, дубликат	137.0	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	н.о.	0.0
	Ч-13	138.5	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	11.0	-0.1
	Ч-13 .	138.5	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	11.2	н.о.
Зуб-Маркшейдерский, скв. МП-27	27-10	79.5	Плагиоверлит	Tr+Pn+Cr	3.9	-0.1
	27-13	87.2	Габбро-троктолит	Tr+Po+Pn+Cr	-0.1	-0.1
	27-13, дубликат	87.2	Габбро-троктолит	Tr+Po+Pn+Cr	-0.4	н.о.
	27-14	89.8	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	0.2	н.о.
	27-16	96.9	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	0.0	н.о.
	27-17	97.4	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	-0.7	н.о.
	27-18	97.5	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	-0.1	н.о.
Вологочанский, скв. ОВ-29	29-26b	814.2	Контактовое габбро	Po+Pn+Cr	7.7	н.о.
	29-27b	814.7	Контактовое габбро	Po+Pn+Cr	6.6	н.о.
	29-9	843.3	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	5.7	н.о.
	29-28b	853.9	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	5.1	-0.5
	29-24a	854.5	Меланотроктолит	Po+Pn+Cr	8.5	-1.1
	29-16	862.6	Троктолит	Po+Pn+Cr	7.9	-1.0
	29-16, дубликат	862.6	Троктолит	Po+Pn+Cr	7.9	н.о.
	29-17	864.2	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	5.6	-0.4
	29-29b	864.5	Габбро-троктолит	Po+Pn+Cr	5.9	н.о.
	29-30b	867.5	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	7.2	-0.5
29-19	870.0	Оливиновое габбро	Po+Pn+Cr	7.8	-0.8	
Нижнеталнахский, скв. ТГ-31	31-1	773.4	Безоливиновое	Po+Pn+Cr	1.8	н.о.
	31-3	795.8	Меланотроктолит	Tr+Pn+Cr	6.5	0.0
	31-9	819.4	Плагиоверлит	Tr+Pn+Cub+Cr	7.0	н.о.
	31-10	824.2	Плагиоверлит	Tr+Pn+Cr+Cub	7.3	-0.7
	31-11	826.7	Меланотроктолит	Tr+Pn+Cr+Cub	7.3	-1.0
	31-11, дубликат	826.7	Меланотроктолит	Tr+Pn+Cr+Cub	7.0	-0.7
	31-13	843.2	Плагиоверлит	Tr+Pn+Cr+Cub	6.6	н.о.
31-16	874.6	Меланотроктолит	Tr+Pn+Cr	7.6	н.о.	
Круглогорский, скв. МП-2бис	К-4	209.4	Лейкогаббро	Po+Pn+Cr	11.4	н.о.
	К-6	216.1	Габбро-троктолит		8.0	-0.3
Арылахский	А1**		Базальт	Самородная медь	н/о	-1.9
	А1, дубликат		Базальт		н/о	-1.9

Примечание. *Образец Н1-3 характерен для малосульфидного горизонта в верхней части интрузива Норильск-1; **образец А1 представлен самородной медью из Арылахского месторождения Норильской провинции. н.о. – не определяли. Аббревиатура сульфидов: Tr – троилит; Po – пирротин; Pn – пентландит; Cr – халькопирит; Cub – кубанит; Mill – миллерит; Py – пирит.

Таблица 6-4.

Сравнительная характеристика изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) и меди ($\delta^{65}\text{Cu}$, ‰) во вкрапленных и массивных сульфидных рудах Хараелахского и Талнахского интрузивов по [Malitch et al., 2014].

Интрузив	Тип сульфидных руд	$\delta^{34}\text{S}$, ‰					$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰				
		Mean	Min	Max	CO	n	Mean	Min	Max	CO	n
Хараелахский	Вкрапленные	12.57	11.5	13.3	0.54	15	-1.60	-2.3	-1.1	0.31	15
	Массивные	12.76	11.8	13.6	0.42	14	-1.52	-1.8	-0.9	0.24	13
	Вкрапленные и массивные	12.66	11.5	13.6	0.49	29	-1.56	-2.3	-0.9	0.27	28
Талнахский	Вкрапленные	10.97	9.9	12.0	0.44	40	-0.70	-1.1	0	0.40	10
	Массивные	10.88	7.8	12.1	0.77	40	-0.24	-0.6	0	0.25	5
	Вкрапленные и массивные	10.92	7.8	12.1	0.62	80	-0.55	-1.1	0	0.41	15

Примечание. Mean – среднее, Min – минимальное значение, Max – максимальное значение, CO – стандартное отклонение, n – количество анализов.

Таблица 6-5.

Сравнительная характеристика изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) и меди ($\delta^{65}\text{Cu}$, ‰) во вкрапленных сульфидных рудах интрузива Норильск-1, Зуб-Маркшейдерского, Вологочанского, Черногорского и Нижнеталнахского интрузивов по [Malitch et al., 2014].

Интрузив	$\delta^{34}\text{S}$, ‰					$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰				
	Mean	Min	Max	CO	n	Mean	Min	Max	CO	n
Норильск-1	9.20	7.5	13.8	1.82	9	0.23	-0.1	0.6	0.28	6
Зуб-Маркшейдерский	0.39	-0.7	3.9	1.55	7	-0.10	-0.1	-0.1	0	2
Вологочанский	6.90	5.1	8.5	1.17	11	-0.72	-1.1	-0.4	0.29	6
Черногорский	10.86	10.4	11.2	0.43	3	-0.03	-0.1	0	0.06	3
Нижнеталнахский	6.38	1.8	7.6	1.89	8	-0.60	-1.0	0	0.42	4

Примечание. Mean – среднее, Min – минимальное значение, Max – максимальное значение, CO – стандартное отклонение, n – количество анализов.

Зуб-Маркшейдерского и Черногорского интрузивов характеризуются близким средним значением $\delta^{65}\text{Cu}$ ($-0.10 \pm 0.15\%$ и $-0.03 \pm 0.06\%$, соответственно, табл. 6-3, 6-5, рис. 6-5) и близки по данному параметру массивным рудам Талнахского интрузива ($\delta^{65}\text{Cu} = -0.24 \pm 0.25$, табл. 6-2, 6-4).

Слаборудоносные интрузивы. Для образцов Нижнеталнахского интрузива выявлены значения $\delta^{65}\text{Cu}$ от -1.0 до 0% со средним $\delta^{65}\text{Cu} = -0.6\%$ и стандартным отклонением 0.42% (табл. 6-3, 6-5, рис. 6-5), что близко к аналогичным значениям $\delta^{65}\text{Cu}$ во вкрапленных рудах Вологочанского и Талнахского интрузивов (рис. 6-4, 6-5, табл. 6-4, 6-5). Единичное значение $\delta^{65}\text{Cu}$ для вкрапленных руд Круглогорского интрузива составило $0.26 \pm 0.15\%$. Таким образом, большинство образцов из промышленно-рудноносного Талнахского интрузива, рудоносного Вологочанского и слаборудоносных Нижнеталнахского и Круглогорского интрузивов

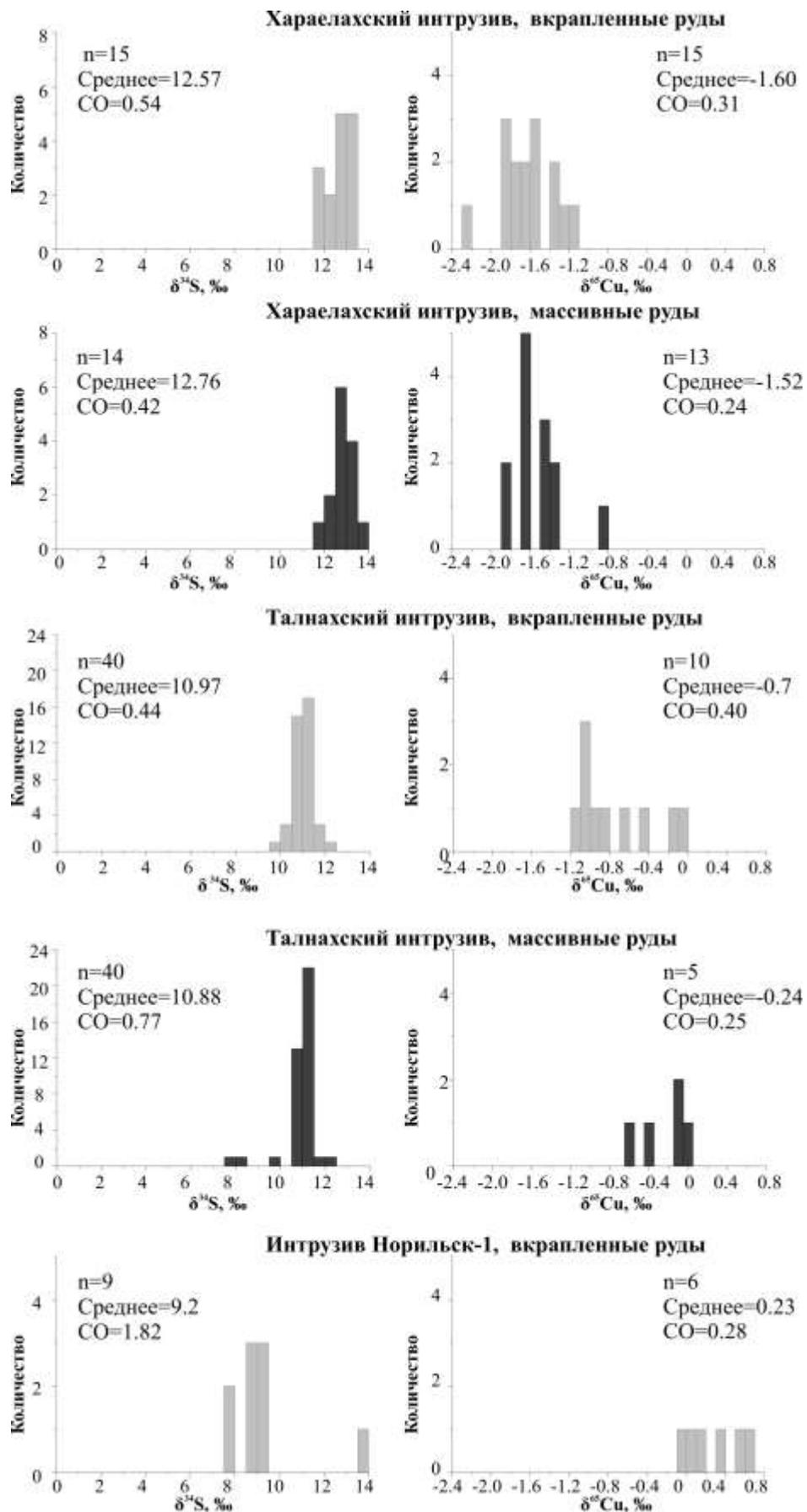
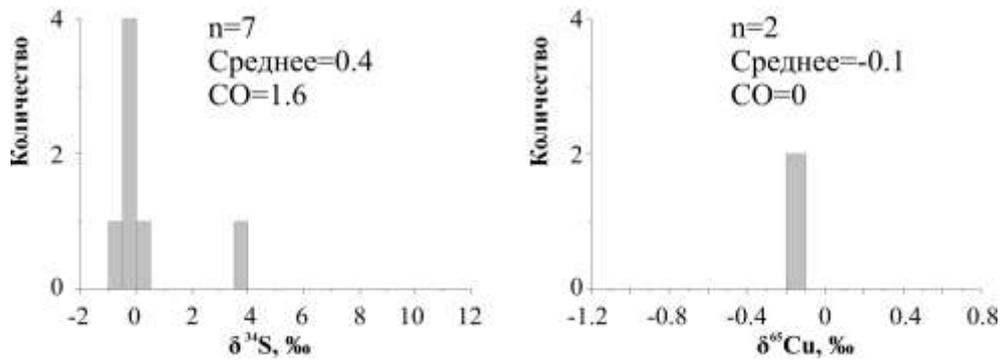
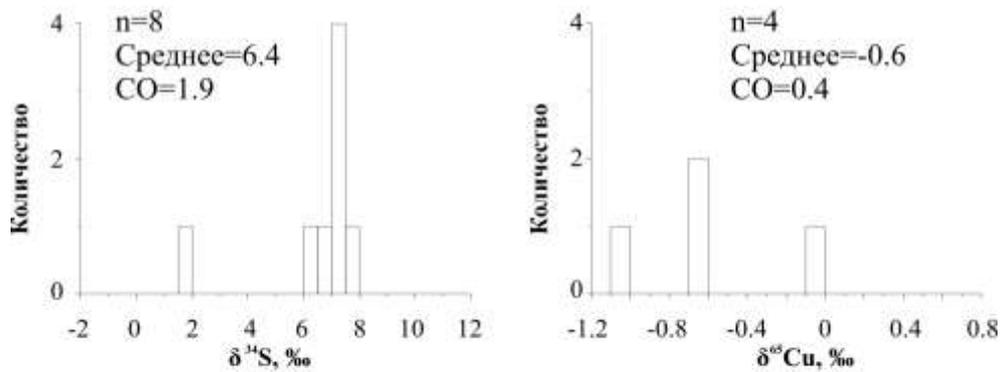


Рис. 6-4. Вариации изотопного состава серы и меди во вкрапленных и массивных сульфидных рудах промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции по [Malitch et al., 2014]. CO – стандартное отклонение.

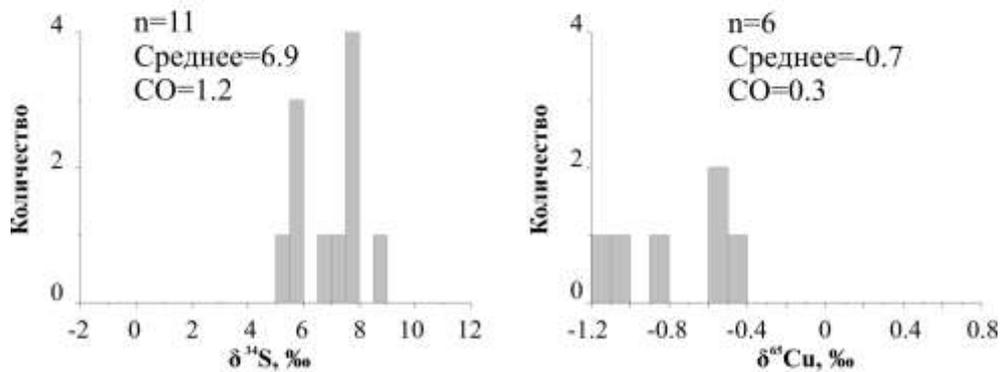
Зуб-Маркшейдерский интрузив



Нижнеталнахский интрузив



Вологочанский интрузив



Черногорский интрузив

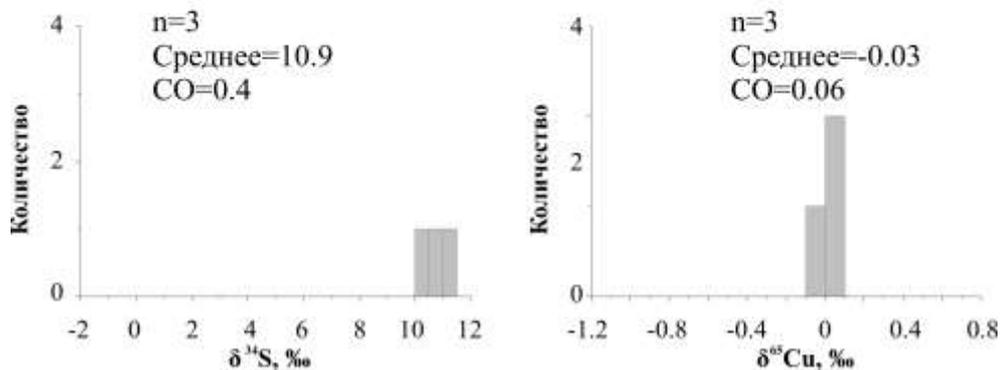


Рис. 6-5. Вариации изотопного состава серы и меди во вкрапленных сульфидных рудах рудоносных Зуб-Маркшейдерском, Вологочанском, Черногорском и слабурудоносном Нижнеталнахском интрузивах по [Malitch et al., 2014]. CO – стандартное отклонение.

характеризуются значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в интервале от -1.1‰ до 0‰ , тогда как вкрапленные сульфидные руды Черногорского и Зуб-Маркшейдерского рудоносных интрузивов обладают более узким диапазоном значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от -0.1 до 0‰ , рис. 6-4, 6-5).

Таким образом, только сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды двух промышленно-рудоносных интрузивов (Хараелахского и Норильск-1, рис. 6-4) демонстрируют отличные от других интрузивов дискретные диапазоны значений $\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.3 до -0.9‰ и от -0.1 до 0.6 , соответственно. В свою очередь, малосульфидная платиноидная минерализация интрузива Норильск-1 характеризуется наиболее «тяжелым» изотопным составом меди ($\delta^{65}\text{Cu} = 1.0 \pm 0.15\text{‰}$).

6.1.2. S-изотопная характеристика сульфидных и малосульфидных руд

Определения изотопного состава серы проводились на масс-спектрометре DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III в ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург (аналитик Э.Б. Прилепский). Вес анализируемых образцов составлял ~ 10 мг. Результаты изотопного состава серы представлены в ‰ относительно международного стандарта Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT) $\delta^{34}\text{S} = [({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{обр}} / ({}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S})_{\text{std}} - 1] * 1000$. Погрешность определения $\delta^{34}\text{S}$ (2σ) составляла 0.05‰ , воспроизводимость 0.2‰ .

153 изотопных анализа серы были получены для 137 образцов сульфидных руд в пределах Норильской провинции (табл. 6-1–6-5). Все образцы имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от -0.7‰ до $+13.8\text{‰}$.

Промышленно-рудоносные интрузивы. Массивные руды Талнахского интрузива обладают значением $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от 7.8 до 12.1‰ , со средним значением 10.88‰ и стандартным отклонением (CO) 0.77‰ ($n = 40$), которые аналогичны таковым вкрапленных руд ($\delta^{34}\text{S}$ от 9.9 до 12.0‰ , среднее значение 10.97‰ и $\text{CO} = 0.44\text{‰}$, $n = 40$; табл. 6-2, 6-4, рис. 6-1, 6-4).

Массивные и вкрапленные руды Хараелахского интрузива отличаются от таковых Талнахского интрузива систематически более тяжелым изотопным составом серы (табл. 6-1 и 6-4, рис. 6-2 и 6-4). Однако, подобно Талнахскому интрузиву, массивные и вкрапленные руды характеризуются сходными вариациями $\delta^{34}\text{S}$ (от 11.8 до 13.6‰ ($n=14$) и от 11.5 до 13.3‰ ($n=15$) (табл. 6-1, 6-4, рис. 6-4) и аналогичным средним значением $\delta^{34}\text{S}$, равным 12.76‰ при $\text{CO} = 0.42\text{‰}$ и 12.57‰ ($\text{CO} = 0.54\text{‰}$), соответственно.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ для различных сульфидных минералов массивных руд, таких как халькопирит и пирротин, также близки (табл. 6-2). Это свидетельствует о том, что изотопный состав серы сульфидов не зависит от их минерального состава (рис. 6-1, 6-2). Два образца

ангидрита из образований зубовской свиты (D_{1zb}), подстилающей Хараелахский интрузив, характеризуются узким диапазоном вариаций $\delta^{34}\text{S}$ (17.7–17.9‰, табл. 6-1).

Вкрапленные руды интрузива Норильск-1 обладают значением $\delta^{34}\text{S}$, варьирующим в пределах 7.5–13.8‰, со средним значением $\delta^{34}\text{S}=9.2\pm 1.8\%$ (табл. 6-3, 6-5), что отличает их по данному параметру от вкрапленных руд Талнахского и Хараелахского интрузивов. Сульфиды из оливинового габбро (обр. Н1-6, рис. 4-5, 6-4) характеризуются значением $\delta^{34}\text{S}=13.8\pm 0.2\%$. Если исключить это аномальное значение, то вкрапленные руды интрузива Норильск-1 имеют среднее значение $\delta^{34}\text{S}=8.6\pm 0.8\%$ (n=8). Сульфиды из малосульфидного горизонта (обр. Н1-3, рис. 4-5) характеризуются близким значением $\delta^{34}\text{S}=8.3\%$. Таким образом, сульфиды трех промышленно-рудноносных интрузивов обладают различным изотопным составом серы (рис. 6-4).

Рудоносные и слаборудоносные интрузивы. Образцы сульфидов рудоносного Черногорского интрузива характеризуются узким диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$ (10.4–11.2‰), со средним значением $\delta^{34}\text{S}=10.86\pm 0.43\%$ (табл. 6-3, 6-5, рис. 6-5). Вкрапленные сульфиды рудоносных Вологодчанского и Зуб-Маркшейдерского интрузивов имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ в диапазоне от 5.1 до 8.5‰ и от –0.7 до 3.9, соответственно (табл. 6-3, рис. 6-5). Средние значения изотопного состава серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$) данных интрузивов также различны ($6.90\pm 1.17\%$ и 0.39 ± 1.55 , соответственно, табл. 6-5). Следует отметить, что несмотря на то, что Зуб-Маркшейдерский интрузив находится в осадочных породах, богатых ангидритами, сульфидные руды интрузива обладают значениями $\delta^{34}\text{S}$, которые характерны для мантийных производных. Отметим также, что сульфидная минерализация слаборудоносного Нижнеталнахского интрузива характеризуется значениями $\delta^{34}\text{S}$ от 1.8 до 7.6 и средним значением $\delta^{34}\text{S}=6.38\pm 1.89\%$ (табл. 6-3, 6-5, рис. 6-5).

6.2. Cu- и S-изотопные характеристики сульфидных руд Таймырской провинции

Изотопные составы серы и меди в образцах вкрапленных сульфидных руд приведены в табл. 6-6. Сульфидные руды Бинюдинского интрузива характеризуются значениями $\delta^{34}\text{S}$ (0.7–2.0‰, среднее 1.5‰) и $\delta^{65}\text{Cu}$ (–0.5...–0.3‰, среднее –0.4‰), которые отличаются от таковых Дюмталейского интрузива ($\delta^{34}\text{S}$ от 9.9 до 12.9‰, среднее 11.4‰ и $\delta^{65}\text{Cu}$ от –1.24 до –0.25, среднее –0.66‰). По данным Cu-изотопной систематики большинство изученных образцов сульфидных руд Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов характеризуются близкими вариациями $\delta^{65}\text{Cu}$ (–0.4±0.1‰ и –0.66±0.24‰, соответственно) и попадают в узкий кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от –1.1 до 0‰), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудноносного Талнахского интрузива Норильской провинции (рис. 6-6) и железных

Изотопный состав серы и меди во вкрапленных сульфидных рудах Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов по [Малич и др., 2016].

Образец	Глубина, м	Порода	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	$\delta^{65}\text{Cu}$, ‰
Бинюдинский интрузив, скв. С-1					
С1-1	5.5	Дунит	Po+Cr+Pn	2.0	-0.5
С1-2	38-48	Плагиодунит	Po+Cr+Pn	1.6	н.о.
С1-3	53.2-58	Плагиоверлит	Po+Cr+Pn	1.7	н.о.
С1-5	137.0	Меланотроктолит	Po+Cr+Pn	0.7	-0.3
Среднее (n=4)				1.5	-0.4
СО				0.4	0.1
Дюмталейский интрузив, скв. ТП-43					
43_10	750	Метасоматит	Cr	11.7	н.о.
43-16	848.5	Габбро оливинсодержащее	Po+Cr+Pn	9.9	н.о.
43-17	858.8	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	11.2	-0.25
43-20	874	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	11.0	н.о.
43-21	883.2	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	10.8	н.о.
43-22	892.8	Феррогаббро безоливиновое	Po+Cr+Pn	10.9	н.о.
43-23	901.4	Феррогаббро безоливиновое	Po+Cr+Pn	11.2	н.о.
43-25	913	Феррогаббро безоливиновое	Po+Cr+Pn	11.7	-0.83
43-26	915	Феррогаббро безоливиновое	Po+Cr+Pn	11.6	н.о.
43-27	915.5	Феррогаббро безоливиновое	Po+Cr+Pn	10.7	-1.24
43-28	917	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	11.7	-0.30
43-29	918	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	11.0	н.о.
43-30	920	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	11.6	н.о.
43-31	937	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	12.9	н.о.
43-32	939.5	Феррогаббро оливиновое	Po+Cr+Pn	12.7	н.о.
Среднее (n=15)				11.4	-0.66
СО				0.6	0.42

Примечание. Аббревиатура сульфидов: Po – пирротин, Cr – халькопирит, Pn – пентландит, Н.о. – не определяли, СО – стандартное отклонение.

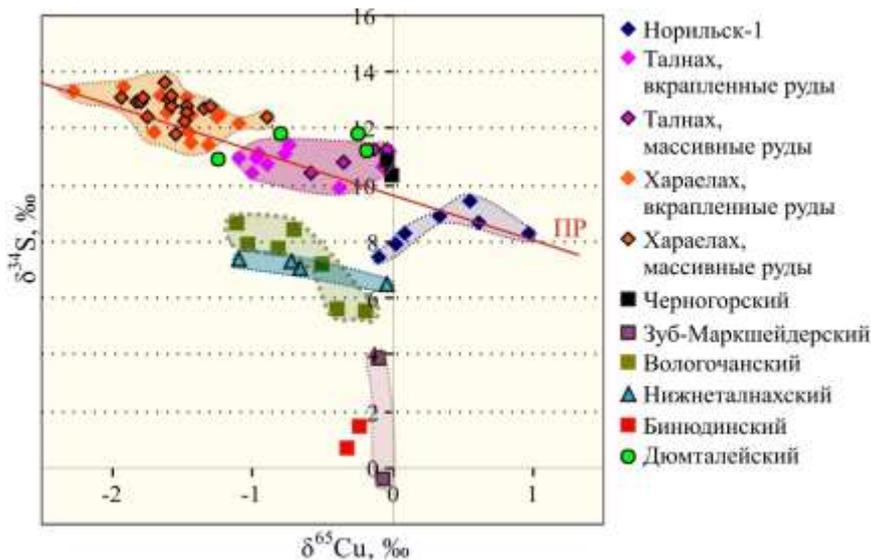


Рис. 6-6. Вариации изотопного состава серы и меди в различно рудоносных интрузивах Полярной Сибири в координатах $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$ по [Malitch et al., 2014; Малич и др., 2016]. ПР – тренд изотопных составов меди и серы, характеризующий сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения промышленно-рудоносных интрузивов.

метеоритов [Luck et al., 2003; 2005]. По данным S-изотопной систематики сульфидные руды Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов значительно отличаются друг от друга ($\delta^{34}\text{S}=1.5\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S}=11.4\text{‰}$, соответственно). Образцы Бинюдинского интрузива по изотопному составу S близки сульфидным рудам рудоносного Зуб-Маркшейдерского интрузива Норильской провинции ($\delta^{34}\text{S}=0.39\pm 1.55\text{‰}$ [Malitch et al., 2014]); оба интрузива характеризуются минимальной долей «корового» компонента, вплоть до полного его отсутствия, что указывает на мантийное происхождение серы. Вариации изотопных составов S вкрапленных сульфидных руд Дюмталейского интрузива (9.9-12.9‰) близки таковым во вкрапленных (9.9-12.0‰) и массивных (7.8-12.1‰) сульфидных рудах промышленно-рудоносного Талнахского интрузива и могут рассматриваться как наиболее перспективные для обнаружения богатых платиноидно-медно-никелевых руд.

6.3. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд по данным Cu-изотопии

В целях выявления источников рудного вещества Cu-изотопный анализ сульфидов был апробирован для широкого спектра геологических объектов, включая сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения [Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2014; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017; 2019; Малич и др., 2018б; Прасолов и др., 2018; Isotope Geology..., 2019; Tang et al., 2020 и др.], порфировые месторождения [Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Mathur et al., 2005; 2009; 2012; Asael et al., 2007; Wu et al., 2017], скарновые месторождения [Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Maher, Larson, 2007], вулканогенные массивные сульфидные отложения и современные черные курильщики [Zhu et al., 2000; Rouxel et al., 2004; Mason et al., 2005], другие гидротермальные отложения (месторождения самородной меди Мичигана [Larson et al., 2003]), осадочные Cu месторождения [Asael et al., 2007] и др. К характерным особенностям изотопного состава меди в различных рудообразующих системах относятся: (1) значения $\delta^{65}\text{Cu}$ Cu-содержащих минералов, которые близки к нулю; (2) диапазон значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в большинстве геологических образований превышает 1‰; (3) минералы, подверженные низкотемпературным окислительно-восстановительным процессам, имеют более переменные значения $\delta^{65}\text{Cu}$, чем минералы, образовавшиеся при высоких температурах [Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009; 2012 и ссылки в них].

Данные об изотопном составе меди для расслоенных интрузивов, таких как Бушвелд, Стиллуотер и Сэдбери, с которыми ассоциируют мировые платиноидные и медно-никелевые месторождения [Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003] характеризуются ограниченным диапазоном

значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в халькопирите, не превышающем 1–1.5‰, при этом основной кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ составляет от –0.23‰ до +0.13‰ [Zhu et al., 2000] или от –0.20‰ до –0.1‰ [Larson et al., 2003]. Аналогичные или даже более узкие диапазоны значения $\delta^{65}\text{Cu}$ были зарегистрированы в мантийных перидотитах [от 0.0‰ до 0.18‰; Ben Othman et al., 2006], базальтах [от –0.10 до –0.03‰; Luck et al., 2003] и гранитах (–0.46 до 1.51‰, с основным кластером значений в пределах от –0.14 до ≤ 0.25 ‰ и средним $\delta^{65}\text{Cu}$ 0.01 ± 0.30 ‰ [n = 30, при исключении двух образцов, выходящих за пределы кластера основных данных, Li et al., 2009b]). Эти результаты показывают, что фракционирование изотопов Cu в процессах земной дифференциации является незначительным. Однако углистые хондриты обладают значениями $\delta^{65}\text{Cu}$ в диапазоне от –1.5 до 0.0‰, а обычные хондриты вместе с железными метеоритами варьируют в пределах от –0.5 до 0.5‰ [Luck et al., 2003; 2005], что свидетельствует о фракционировании изотопных составов меди [Luck et al., 2003; 2005]. Следует отметить, что морская вода имеет $\delta^{65}\text{Cu}$ от 0.75 до 1.35‰, что намного тяжелее, чем предполагалось [Bermin et al., 2006].

Значимые $\delta^{65}\text{Cu}$ вариации, достигающие около 3‰ (от –2.3‰ до +0.6‰), были выявлены в сульфидных рудах промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района (рис. 6-6). Эти Cu-изотопные результаты превышают типичный диапазон значений $\delta^{65}\text{Cu}$ в высокотемпературных сульфидах, образованных мантийными магмами [от –1.0 до 1.0‰; Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017; 2019; Tang et al., 2020 и др.]. При этом, сульфидные ЭПГ-Cu-Ni сульфидные руды промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района образуют тренд дискретных изотопных составов меди (рис. 6-6).

Вариации изотопного состава меди в массивных и вкрапленных сульфидных рудах Хараелахского интрузива характеризуются сходными значимо «изотопно-легкими» характеристиками ($\delta^{65}\text{Cu}$ от –2.3 до –0.9‰). Для большинства сульфидных вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива наблюдается незначительное «облегчение» изотопного состава меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ варьирует от –1.1 до 0.0‰). «Изотопно-тяжелая» медь установлена во вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni сульфидных рудах интрузива Норильск-1 ($\delta^{65}\text{Cu} = -0.1 \dots +0.6$ ‰), с максимальным фактором утяжеления в горизонте малосульфидных платиноидных руд ($\delta^{65}\text{Cu} = 1.0 \pm 0.15$ ‰). По данным Cu-изотопной систематики вкрапленные сульфидные руды других ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинций (рис. 6-6) попадают в узкий кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ (от –1.1 до 0‰), типичный для массивных и вкрапленных руд промышленно-рудноносного Талнахского интрузива ($\delta^{65}\text{Cu}$ среднее – 0.24 ± 0.25 ‰ и -0.7 ± 0.4 ‰, соответственно), углистых хондритов и железных метеоритов [Luck et al., 2003; 2005].

Различные процессы могут вызывать наблюдаемые изменения в Cu-изотопном составе сульфидных ассоциаций, включая (i) наличие магм/сульфидных жидкостей с различным

изотопным составом, (ii) магматическое и/или (iii) немагматическое фракционирование изотопов меди. Показано, что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль во фракционировании изотопов Cu при низких температурах [Zhu et al., 2002; Graham et al., 2004; Rouxel et al., 2004; Asael et al., 2006; Markl et al., 2006]. В общем случае вариации изотопного состава меди могут быть обусловлены фракционированием флюидно-минеральных веществ во время осаждения, физико-химическими условиями флюида (например, окислительно-восстановительными изменениями), влиянием гидротермальных процессов [Graham et al., 2004; Rouxel et al., 2004] и фракционированием между различными сложными соединениями в растворе [Maréchal, Albarède, 2002]. Было также показано, что окислительно-восстановительные реакции продуцируют богатые Cu минералы в различных валентных состояниях, то есть Cu (I) и Cu (II), и могут дополнительно варьировать в зависимости от насыщенности раствора [Mason et al., 2005]. В порфировых медных рудах значения $\delta^{65}\text{Cu}$ составляют значительный диапазон от -16.96 до $+9.98\%$ [Mathur et al., 2009 и ссылки в нем]: халькопирит из первичной высокотемпературной минерализации имеет относительно ограниченный кластер значений $\delta^{65}\text{Cu}$ от $+1$ до -1% , тогда как вторичные минералы, образованные при низкотемпературных процессах, имеют значения $\delta^{65}\text{Cu}$ от -16.96 до $+9.98\%$ [Mathur et al., 2009]. Вторичный халькоцит обладает относительно тяжелым изотопным составом меди, при этом $\delta^{65}\text{Cu}$ изменяется от -0.3 до 6.5% , тогда как минералы выщелачивания, в которых доминируют Fe-оксиды (ярозит, гематит и гетит), характеризуются относительно легким составом меди [$\delta^{65}\text{Cu}$ от -9.9 до 0.14% , Mathur et al., 2009], что свидетельствует о вторичной природе изотопных вариаций. Окислительно-восстановительные процессы считаются ответственными за изотопно-легкую медь халькопирита в стратиформных осадочных месторождениях меди, где Cu-сульфиды образуются при взаимодействии Cu-содержащих растворов с H_2S при бактериальном восстановлении внутриводной воды, содержащей сульфаты [Asael et al., 2007].

Принято считать, что значительное изменение изотопных составов меди является результатом вторичных процессов. В данном контексте, сдвиг значений $\delta^{65}\text{Cu}$ для сульфидных руд Хараелахского месторождения (от -2.3 до -0.9%) может быть связан с ассимиляцией внешнего источника меди [Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2014]. Таким внешним источником меди могла быть самородная медь Арылахского месторождения Норильской провинции, для которой характерен изотопно-легкий состав меди ($\delta^{65}\text{Cu} = -1.9 \pm 0.15\%$ [Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2014]). Другим внешним источником меди для сульфидных ЭПГ-Cu-Ni месторождений Норильской провинции могли являться стратиформные месторождения меди, подобные тем, что установлены в протерозойских осадочных образованиях в Игарском поднятии [Ржевский и др., 1980; 1988]. Кроме того, сдвиг значений $\delta^{65}\text{Cu}$ для сульфидных руд

Хараелахского месторождения (от -2.3 до -0.9‰) может быть связан с магматическим фракционированием изотопов меди [Malitch et al., 2014]; однако возможность подобного фракционирования необходимо подтвердить экспериментально.

Таким образом, особенности изотопного состава меди в сульфидных рудах, сформировавших Талнахское месторождение ($\delta^{65}\text{Cu}=-0.55\pm 0.41\text{‰}$) и месторождение Норильск-1 ($\delta^{65}\text{Cu}=0.23\pm 0.28\text{‰}$), отражают их первичную характеристику. Для Хараелахского месторождения, характеризующегося наиболее «изотопно-лёгким» составом меди ($\delta^{65}\text{Cu}=-1.56\pm 0.27\text{‰}$), весьма вероятно участие внешнего источника меди при формировании сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд.

6.4. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд по данным S-изотопии

Ключевой вопрос о том, почему сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды месторождений Норильской провинции содержат изотопно тяжёлую серу, обсуждался с 1960-х годов [Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, 1966; 1984; 1990; Grinenko, 1985; Godlevsky, Likhachev, 1986; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Туганова, 2000; Li et al., 2003; Ripley et al., 2003; 2010; Ripley, Li, 2003; 2013; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а; 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaaya, 2016; Iacono-Marziano et al., 2017; Малич и др., 2018б; Рябов и др., 2018; Лихачев, 2019; Isotope Geology, 2019 и др.].

Повышенные значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов ($8-13\text{‰}$) в месторождениях Норильского района использовались в качестве аргумента в пользу коровой контаминации [Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966; 1990; Li et al., 2003; Ripley, Li, 2003; 2013; Ripley et al., 2003; 2010; Iacono-Marziano et al., 2017; Isotope Geology, 2019]. Однако ассимиляция не является общепринятой точкой зрения для формирования норильских месторождений [Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, 1984; Grinenko, 1985; Wooden et al., 1992; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Лихачев, 2006; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а; 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaaya, 2016; Лихачев, 2019 и др.].

Массивные и вкрапленные руды Хараелахского и Талнахского интрузивов имеют значения $\delta^{34}\text{S}$ $12.7\pm 0.5\text{‰}$ и $10.9\pm 0.6\text{‰}$, соответственно [Malitch et al., 2014], что часто используется в качестве аргумента коровой контаминации как основного фактора для их образования. В этом сценарии высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов ($8-13\text{‰}$) в промышленно-рудноносных интрузивах обусловлены контаминацией родительской магмы коровой серой, обогащенной $\delta^{34}\text{S}$ [Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966]. Предполагается, что источником серы земной коры являются ангидритсодержащие осадки, которые имеют высокие

значения $\delta^{34}\text{S}$ [18–22‰, Ripley et al., 2010 и 17.8‰, Malitch, Latypov, 2011] и пространственно близки с промышленно-рудноносным Хараелахским интрузивом. Контаминация могла произойти либо во время внедрения поднимающейся магмы [Arndt et al., 2003], либо *in situ* (на месте современной камеры) при помощи флюидов [Li et al., 2003]. Однако контаминация на месте маловероятна, так как два других промышленно-рудноносных интрузива (Галнахский и Норильск-1) расположены значительно выше по разрезу над эвапоритовыми толщами [Malitch, Latypov, 2011; Krivolutskaya et al., 2012; Ripley, Li, 2013]. Альтернативным объяснением является наличие мантийного источника с необычно тяжелой серой под интрузивами норильского типа [Wooden et al., 1992; Лихачев, 2006]. Л.Н. Гриненко [1984] предположила, что родоначальные магмы были сульфурезированы в промежуточных очагах сероводородсодержащими газами, которые характеризовались изотопно-тяжелой серой ($\delta^{34}\text{S}=+10\text{‰}$).

Метасоматоз, связанный с субдукцией, использовался для объяснения тяжелых изотопов серы ($\delta^{34}\text{S}$ до +14‰) в сходных по составу сульфидных включениях (пирротин, халькопирит и пентландит) в алмазах [Chaussidon et al., 1987; 1989; Eldridge et al., 1991]. Возможно поэтому некоторые исследователи [Додин и др., 2001; Starostin, Sorokhtin, 2011] предполагали, что происхождение рудоносных магм, родоначальных для интрузивов норильского типа, может быть связано с субдукционными процессами. В.В. Дистлер с соавторами [1988] отмечали, что осадки могут служить источником серы для сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции, но не таких металлов, как Ni и платиноиды (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os).

Вкрапленные руды Зуб-Маркшейдерского интрузива, расположенного в сульфатоносных отложениях девона, характеризуются минимальной долей так называемого «корового» компонента (среднее значение $\delta^{34}\text{S}=0.4\text{‰}$ со стандартным отклонением 1.6‰ [Malitch et al., 2014]) и свидетельствуют о мантийном источнике серы, и следовательно, о ее мантийном происхождении. Аналогично, вкрапленные руды Накохозского интрузива, которые испытали ассимиляцию большого количества вмещающих пород [Годлевский, 1959], также имеют низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ со средним значением $2.7\pm 2.3\text{‰}$ [Кузьмин, Туганова, 1977]. Результаты по изотопии серы для Накохозского и Зуб-Маркшейдерского интрузивов несовместимы с моделью, для которой требуется ассимиляция серы земной коры в качестве необходимой предпосылки для формирования магматического месторождения. Эти результаты свидетельствуют о том, что «мантийный» изотопный состав серы первичной сульфидной минеральной ассоциации не был изменен ни во время взаимодействия в глубокой промежуточной камере, ни при продвижении к поверхности, ни при внутрикамерной ассимиляции на месте современной локализации интрузива, как это часто предполагается [Arndt et al., 2003; Li et al., 2003; Iacono-Marziano et al.,

2017 и др.]. Отмечу также, что сульфидсодержащие породы слаборудносного Нижнеталнахского интрузива характеризуются далеко не самой изотопно-тяжелой серой (среднее значение $\delta^{34}\text{S}=6.4\pm 1.9\%$), хотя согласно данным Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопии [Walker et al., 1994; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2018; Isotope Geology..., 2019 и др.] испытали наибольшую степень коровой контаминации. В качестве альтернативной гипотезы низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной минеральной ассоциации Зуб-Маркшейдерского интрузива могут быть связаны с взаимодействием мантийных сульфидов и гипотетического корового источника [Keays, Lightfoot, 2010], имеющего $\delta^{34}\text{S}$ около 0‰.

Сегрегация больших количеств сульфидов могла произойти в глубокозалегающей промежуточной камере в процессе коровой контаминации [Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Lightfoot, Keays, 2005; Ripley, Li, 2013]. В модели Ч. Ли и др. [Li et al., 2009a] предполагается, что сульфиды были повторно растворены новыми магмами, перенесены в места современной локализации интрузивов, где заново образовались при взаимодействии магм с ангидрит-содержащими породами. Однако этот сценарий трудно согласовать с однородностью величин $\delta^{34}\text{S}$ во вкрапленных и массивных сульфидных рудах Талнахского и Хараелахского интрузивов [Malitch et al., 2014], которые, как представляется, требуют наличия долгоживущей промежуточной камеры для достижения изотопной гомогенности серы. Ю.Д. Пушкарев [1997] обосновывал процесс корово-мантийного взаимодействия, который происходил в мантии и позволял достичь высокого уровня изотопной однородности серы.

Вопрос о том должна ли коровая сера быть вовлечена в образование сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений был критически оценен в ряде работ [Keays, Lightfoot, 2010; Ripley, Li, 2013]. Тот факт, что многие крупные сульфидные ЭПГ-Cu-Ni месторождения образуются с участием внешнего источника серы, предполагает, что эффективное концентрирование несмешивающегося сульфидного вещества, имеющего исключительно мантийный источник серы, встречается редко. Однако, если магматическая система достаточно велика, промышленные месторождения имеют возможность образоваться и без дополнительного внешнего источника серы [Ripley, Li, 2013]. Таким образом, S-изотопные данные по Зуб-Маркшейдерскому, Вологочанскому и Хараелахскому интрузивам, расположенным на одном и том же стратиграфическом уровне, позволяют сделать два важных вывода: (i) взаимодействие сульфидсодержащей магмы с вмещающими породами может происходить в долгоживущей промежуточной камере задолго до внедрения интрузива и (ii) вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивом, могут иметь малое влияние на сульфидную минерализацию.

6.5. Генетические ограничения на происхождение сульфидных руд по данным Re-Os изотопии

Установлено по крайней мере четыре изотопных резервуара осмия [Walker et al., 1994]. К ним относятся: (1) истощенная по рению субконтинентальная литосферная мантия (SCLM), характеризующаяся отрицательными значениями γ_{Os} (от 0 до -10); (2) деплетированная верхняя мантия (DM) с характеристиками, аналогичными таковым хондритов (значения γ_{Os} в среднем равны 0), включая некоторые источники базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) (со значениями γ_{Os} до $+4$); (3) обогащенный рением материал мантийных плюмов типа базальтов океанических островов (OIB) (значения γ_{Os} от -3 до $+60$) и (4) континентальная и океаническая кора, которая является гораздо более радиогенной (значения $\gamma_{Os} > 400$ для усредненной по химическому составу коры [Esser, Turekian, 1993]), чем для любого другого резервуара. Поэтому применение Re-Os систематики особенно полезно при решении вопроса о коровом и мантийном источнике ЭПГ [Shirey, Walker, 1998]. Изотопные эффекты, лежащие в основе различия коры и мантии, в Re-Os систематике на два порядка величины превышают таковые в других изотопных системах (Sm-Nd, Rb-Sr и др.), что обеспечивает более надежную идентификацию источника рудного вещества. Проведенные исследования по важнейшим платиноидным месторождениям с использованием осмиевых изотопов трактуются различно: ЭПГ были извлечены либо из (а) преимущественно коровых источников [интрузив Сэдбери, Walker et al., 1991; Dickin et al., 1992]; (б) мантийных источников [Норильск, Walker et al., 1994; Malitch, Latypov, 2011; Витватерсранд, Hart, Kinloch, 1989; Малич и др., 2000; Malitch, Merkle, 2004; Гули, Малич и др., 2011a; 2011б] и (в) смешанных источников [Бушвелд и Стиллиуотер, Hart, Kinloch, 1989; McCandless, Ruiz, 1991; Lambert et al., 1994; Yudovskaya et al., 2017; Кондёр, Malitch et al., 2020b и др.].

Показателем объема сульфидного вещества, который принимал участие в рудообразовании, может служить *начальный изотопный состав осмия*. Действительно, чем значительнее масса сульфидного вещества, тем больше в нем мантийного осмия и тем труднее его заразить коровым компонентом («буферирующий эффект»). Именно поэтому в гигантских по объёму рудных массах уникальных месторождений Норильской провинции доля корового осмия почти не заметна, и его изотопный состав сохраняется близким к мантийному [Walker et al., 1994; Malitch, Latypov, 2011]. В то же время в слаборудоносных интрузивах на фоне относительно малых количеств рудного вещества влияние корового контаминанта сказывается сильнее. В итоге изотопный состав осмия здесь характеризуется существенно «коровыми» значениями. Таким образом, согласно начальному изотопному составу осмия, наименее контаминированными коровым веществом являются массивные руды Хараелахского интрузива

($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1283\pm 0.0054$). Несколько большую степень контаминации показывают вкрапленные руды Хараелахского интрузива ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1331\pm 0.052$), руды Талнахского интрузива ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1350-0.1366$), и вкрапленные руды рудоносных и потенциально рудоносных интрузивов ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1310-0.1375$). Наконец, значительно большей степенью контаминации ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.195-0.197$) характеризуются вкрапленные руды слаборудоносных интрузивов [Малич и др., 2009; 2018б; Malitch et al., 2018; Isotope Geology..., 2019].

Re-Os изучение сульфидной минерализации Норильской провинции [Walker et al., 1994] выявило различия в начальных изотопных составах осмия для трех промышленно-рудоносных интрузивов (Норильск-1, Талнахского и Хараелахского). Это согласуется с Pb-изотопным исследованиями [Wooden et al., 1992; Спиридонов, 2010; Isotope Geology..., 2019 и др.], показавшими различие между сульфидными рудами интрузива Норильск-1 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.043-18.082$), Талнахским и Хараелахским интрузивами ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.149-18.282$). На основании полученных результатов Р. Волкер и др. [Walker et al., 1994] пришли к выводу, что магмы сохраняют геохимические особенности материала плюма (источника OIB) и, следовательно, обладают несколько радиогенными изотопными составами осмия (значения $\gamma\text{Os}(t)$ варьируют в пределах от +6 до +9), которые в таком случае необязательно являются результатом взаимодействия с земной корой или субконтинентальной литосферной мантией и поэтому глубинные магматические камеры играли важную роль в образовании месторождений норильского типа. Эта интерпретация может быть дополнена на основе наших Re-Os изотопных данных [Malitch, Latypov, 2011]. Значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ для массивных руд Хараелахского массива (0.1283 ± 0.0054 , $\gamma\text{Os}(t) = 1.1$ [Malitch, Latypov, 2011]) предполагает наличие субхондритового источника осмия сульфидной минерализации. Выявленное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ лишь немного выше среднего значения CHUR ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}=0.12689$), рассчитанного на возраст 247 млн лет. Наши данные [Malitch, Latypov, 2011] свидетельствуют о том, что массивные сульфидные руды Хараелахского массива характеризуются значениями Re/Os, $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i$ и $\gamma\text{Os}(t)$, которые отличаются от таковых вкрапленных руд. Например, среди восьми образцов массивных руд Хараелахского массива два образца (обр. 844-19 и 963-18) характеризуются отрицательными значениями $\gamma\text{Os}(t)$ (от -5.7 ± 1.0 до -2.5 ± 0.1), еще два других (обр. 963-95 и 963-12) имеют значения, близкие к хондритовым ($\gamma\text{Os}(t)$ от 0.3 ± 2.2 до 1.0 ± 0.1). Значения $\gamma\text{Os}(t)$ других образцов несколько более «радиогенные» ($1.9\pm 0.3-5.4\pm 0.3$). Данные особенности изотопного состава осмия в рудах могут быть обусловлены участием разных источников (SCLM, деплетированная мантия и земная кора, соответственно). Значимо более низкий начальный изотопный состав осмия массивных руд Хараелахского интрузива ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1283$) по сравнению с вкрапленными рудами ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_i=0.1331$) может быть обусловлен более примитивным характером их источника.

6.6. Генетические ограничения на происхождение ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным O-Hf-Nd-изотопии

Существует согласие в том, что мантийные мафит-ультрамафитовые магмы и платиноидно-медно-никелевые руды 'тесно связаны', предопределяя значимую роль ювенильных мантийных производных при обсуждении генезиса интрузивов «норильского типа». Также считается, что мантийные магмы и цирконы (равновесные с мантийным субстратом при высоких температурах) имеют изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O}=5.3\pm 0.6\text{‰}$ [Valley et al., 1998; Valley, 2003; Page et al., 2007; Cavosie et al., 2009]. Поэтому, значение $\delta^{18}\text{O}$ может быть использовано в качестве критерия, позволяющего различать производные ювенильных магм, не претерпевших изменений ($\delta^{18}\text{O}=5.3\pm 0.6\text{‰}$), от магматических производных, которые подверглись контаминационным или гидротермальным процессам [Hawkesworth and Kemp, 2006; Kemp et al., 2006, 2007; Pidgeon et al., 2013; Valley, 2003; Valley et al., 1994, 2005].

Разброс значений $\delta^{18}\text{O}$ цирконов для всей проанализированной выборки Талнахского интрузива изменяется в пределах от 4.59 до 7.61 [Баданина и др., 2019; Malitch et al., 2020a]. При этом, цирконы из габбро-диоритов (обр. Т-1 и Т-2), габброидов расслоенной серии (обр. Т-5, Т-6, Т-8, Т-10 и Т-12) и плагиоверлитов (обр. Т-13) характеризуются сходными вариациями $\delta^{18}\text{O}$ (4.59–6.44‰, 4.74–6.40‰ и 4.85–5.80‰, соответственно, рис. 6-7) и близкими средними значениями $\delta^{18}\text{O}$ ($5.39\pm 0.48\text{‰}$ (n=27), $5.63\pm 0.48\text{‰}$ (n=34) и $5.28\pm 0.34\text{‰}$ (n=7)). Цирконы сульфидсодержащих меланотроктолитов с такситовой текстурой в нижней части интрузива (обр. Т-16) характеризуются наиболее тяжелыми значениями $\delta^{18}\text{O}$ (5.76–7.61‰, среднее $6.50\pm 0.98\text{‰}$, n=3, рис. 6-7).

Сходство O-изотопного состава изученных цирконов с таковым мантийных пород ($\delta^{18}\text{O}=5.3\pm 0.6\text{‰}$, рис. 6-7) предполагает, что изотопный состав кислорода для доминирующей выборки талнахских цирконов не был подвержен изменению после их образования. Лишь несколько зерен циркона из сульфидсодержащего троктолита имеют изотопный состав кислорода, сопоставимый с таковым нижнекорковых мафических гранулитов, со средним значением $\delta^{18}\text{O}\sim 7.0\text{‰}$ [Kempton, Harmon, 1992]. Данные по изотопии кислорода цирконов Талнахского интрузива хорошо согласуются со значениями $\delta^{18}\text{O}$, полученными ранее [Покровский и др., 2005] для валовых проб габброидов расслоенной серии (4.7-5.9‰), сульфидсодержащих ультрамафитов (5.2-5.9‰) и основных пород с такситовой текстурой в нижней части Талнахского интрузива (6.8-8.4‰). Новые результаты свидетельствуют в пользу (i) мантийного происхождения первичных магм, родоначальных для Талнахского интрузива, и

(ii) вероятного участия корового компонента при формировании сульфидсодержащих пород из такситового горизонта.

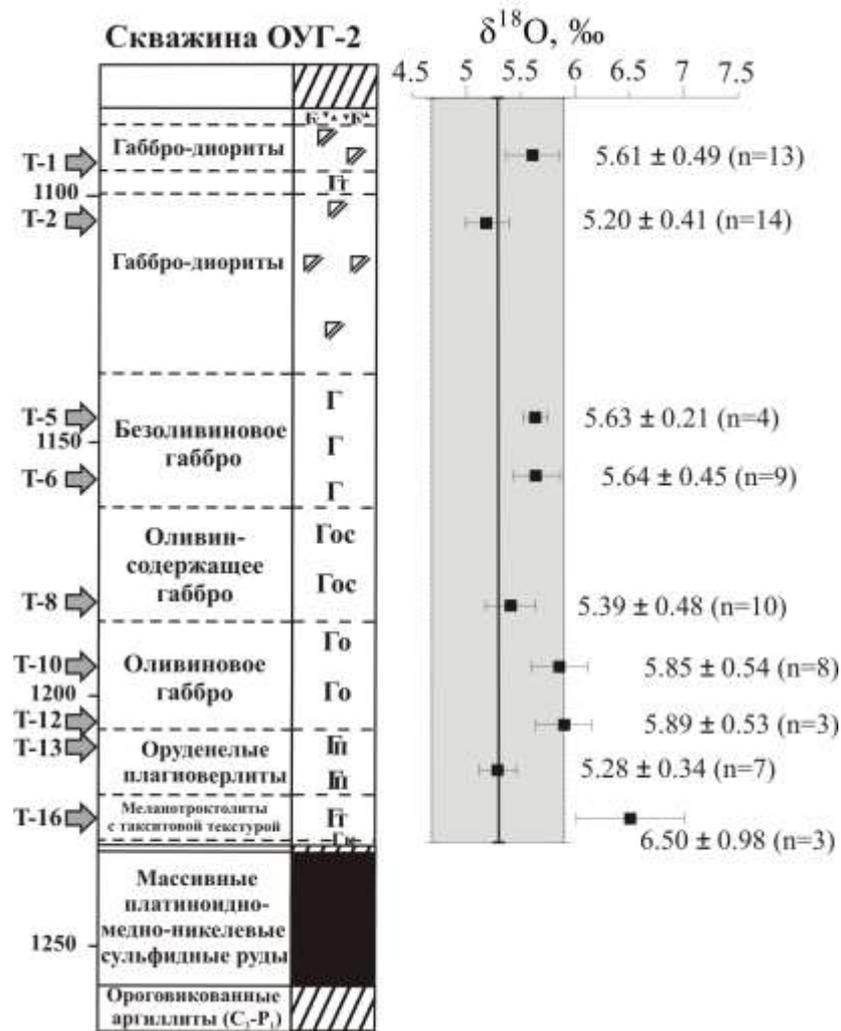


Рис. 6-7. Вариации изотопного состава кислорода циркона в породах Талнахского интрузива [Баданина и др., 2019; Malitch et al., 2020a]. Область серого цвета соответствует вариациям изотопного состава кислорода цирконов мантийных магм ($\delta^{18}\text{O} = 5.3 \pm 0.6\text{‰}$ [Valley et al., 1998; Valley, 2003; Page et al., 2007; Cavosie et al., 2009]).

Hf-изотопные данные по циркону и бадделеиту, отражающие исходные параметры их магматических источников, также обеспечили новый набор ограничений на происхождение интрузивов норильского типа. Цирконы из пород *промышленно-рудноносных* интрузивов демонстрируют значительные и сходные вариации начального изотопного состава гафния (рис. 6-8). Значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ варьируют соответственно в пределах 0.28268–0.28308 и +2.3–+16.7 (n=24) для Харалахского интрузива [Malitch et al., 2010], 0.28250–0.28306 и –2.9–+15.5 (n=54) для интрузива Норильск-1 [Malitch et al., 2013], 0.28259–0.28296 и –1.3–+12.0 (n=69) для Талнахского интрузива [Malitch et al., 2020a]. На эволюционной диаграмме $\epsilon\text{Hf}(t) - \text{U-Pb}$ возраст (рис. 15), большинство цирконов демонстрируют диапазон значений $\epsilon\text{Hf}(t)$ между линией эволюции деплетированной мантии и линией хондритного однородного резервуара (CHUR), за

исключением подчиненной по распространенности выборки цирконов, которые расположены ниже линии CHUR. Цирконы из пород *рудоносных* интрузивов (рис. 6-8) характеризуются сходными значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$, варьирующими соответственно в пределах 0.28260–0.28291 и -1.2 – $+10.9$ для Черногорского интрузива и 0.28257–0.28292 и -2.5 до $+14.6$ для Вологочанского интрузива, что свидетельствует о близости их изотопных параметров с таковыми для цирконов из промышленно-рудоносных интрузивов. Цирконы из пород *слаборудоносных* интрузивов обладают менее «радиогенными» значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$: соответственно 0.28239–0.28279 и от -7.4 до $+5.6$ для Нижнеталнахского интрузива, 0.28243–0.28247 и от -7.2 до -5.3 для Круглогорского интрузива.



Рис. 6-8. Hf-изотопная эволюционная диаграмма для цирконов промышленно-рудоносных, рудоносных и слаборудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции [Малич и др., 2018б]; DM – деплетированная мантия, CHUR – хондритовый однородный резервуар.

Преобладающая выборка значений изотопного состава гафния цирконов *промышленно-рудоносных* и *рудоносных* интрузивов отвечает параметрам, характерным для ‘ювенильного’ мантийного источника и свидетельствует о значительном участии вещества деплетированной мантии в первичных расплавах интрузивов. Менее ‘радиогенный’ изотопный состав гафния в цирконе *слаборудоносных* интрузивов характеризует особенности источников магм, обладающих как мантийными, так и коровыми параметрами [Malitch et al., 2008 и др.].

Значительно более подробная информация, полученная при Hf-изотопном исследовании различно рудоносных пород промышленно-рудоносных интрузивов [Malitch et al., 2010; 2013; 2020a], приведена ниже на примере интрузива Норильск-1. Hf-изотопный состав циркона и бадделеита, сгруппированный по разным породным ассоциациям интрузива, имеет ряд характерных особенностей [Malitch et al., 2013]. Наиболее ‘радиогенным’ Hf-изотопным

составом обладают цирконы из неминерализованных габброидов расслоенной серии среднее значение $\epsilon\text{Hf}_{(t)}+11.4\pm 0.3$ и $+7.3\pm 1.1$ для безоливинового габбро (обр. Н1-2 и Н1-4, соответственно), $+9.2\pm 3.8$ для оливинсодержащего габбро (обр. Н1-5) и $+8.3\pm 2.0$ для оливинового габбро (обр. Н1-6). Бадделеит из безоливинового габбро характеризуется умеренным диапазоном значений $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (6.8–8.4), со средним значением $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +7.6\pm 1.1$, близким к таковому для циркона (со средним значением $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = +7.3\pm 1.1$) из этих же пород. Цирконы из сульфидсодержащих плагиоверлитов (обр. Н1-7), такситовых разновидностей пород (обр. Н1-8 и Н1-9) и лейкогаббро (обр. Н1-3) характеризуются менее радиогенным Hf-изотопным составом: среднее значение $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ $+5.9\pm 2.3$, $+6.4\pm 1.2$, $+4.9\pm 1.4$ и $+6.2\pm 1.4$, соответственно). Значительно менее радиогенный Hf-изотопный состав циркона ($\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ от -4.7 до $+2.3$, среднее значение $\epsilon\text{Hf}_{(t)} = -1.2\pm 1.9$) установлен в габбро-диоритах верхней части интрузива. По начальному изотопному составу гафния цирконы габбро-диоритов близки средним значениям $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ для хондритового однородного резервуара (CHUR).

Различие между цирконами из разных породных ассоциаций (габбро-диоритов, минерализованных и неминерализованных пород) отчетливо выражается также в геохимии других элементов (рис. 6-9). Действительно, низкие значения $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, характерные для зерен циркона из минерализованных пород интрузива Норильск-1, отличаются от цирконов из неминерализованных габброидов расслоенной серии, которые обладают самыми высокими значениями $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (рис. 6-9). Промежуточные значения $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ характерны для цирконов из габбро-диоритов (рис. 6-9).

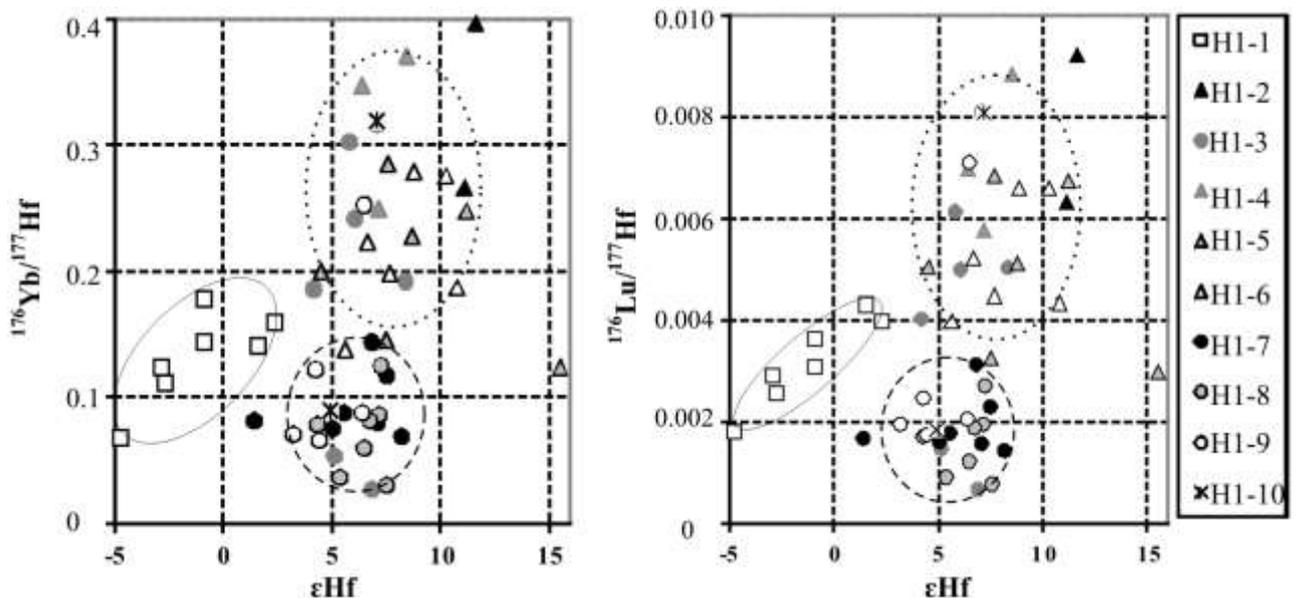


Рис. 6-9. Диаграммы $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ от $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (а) и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ от $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (б) для цирконов из пород интрузива Норильск-1 [Malitch et al., 2013]. Номера образцов соответствуют таковым на разрезе скв. МН-2.

Таким образом, цирконы в габброидах расслоенной серии (обр. Н1-4, Н1-5 и Н1-6) характеризуются наиболее радиогенными начальными значениями $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и $\varepsilon\text{Hf}(t)$, близкими к таковым деплетированной мантии. Hf-изотопные данные для цирконов из лейкогаббро, в котором находится малосульфидный горизонт (Н1-3), плагиоверлитов (обр. Н1-7) и такситов с вкрапленными сульфидными рудами (обр. Н1-8 и Н1-9) характеризуются менее радиогенным начальным значением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ и более низкими значениями $\varepsilon\text{Hf}(t)$, чем в породах, не содержащих малосульфидный и сульфидный типы оруденения.

Значительный диапазон Hf-изотопных характеристик циркона в породах промышленно-рудноносных интрузиов (εHf в диапазоне от -4.7 до +16.3) свидетельствуют о том, что магмы норильского типа представляют собой результат смешения между магмами, образованными из (1) ювенильного источника, эквивалентного деплетированной мантии, и (2) вероятно обогащенного источника литосферной мантии в понимании Янга и др. [Yang et al., 2006] или источника субконтинентальной литосферной мантии (SCLM) в понимании В.Л. Гриффина и др. [Griffin et al., 2000]. Это соответствует предположению Zhang et al. [2008] о том, что в базальтовых провинциях, где древняя литосферная мантия с ранее существующими сульфидами, обогащенными Ni и ЭПГ, внесла значительный вклад в бюджет Ni и ЭПГ при взаимодействии с плюмовым материалом OIB источника. Вывод о смешанном источнике, который включал в себя как источник OIB-типа, характерный для большей части толеит-базальтовой системы, так и преобладающий компонент SCLM, расположенный в основании Сибирского кратона, был обоснован Horan et al. [1995] для высокомагнезиальных меймечитов Маймеча-Котуйской провинции, обладающих $\gamma\text{Os}(t)$ от -1.2 до -2.6 (рассчитанных на 250 млн лет) и $\varepsilon\text{Nd}(t)$ от +3.7 до +4.9. Присутствие компонента SCLM также обосновывалось Маличем и Латыповым [Malitch, Latypov, 2011] на основании долговременного истощения по рению (значения $\gamma\text{Os}(t)$ от -5.7 до -2.5) в образцах массивных сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд Хараелахового интрузива.

Часть цирконов из габбро-диоритов и контактового габбро интрузива Норильск-1 [Malitch et al., 2013] и сульфидсодержащих пород такситового горизонта Талнахского интрузива [Malitch et al., 2020a] обладает наименее радиогенным значением $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$, что является индикатором более древнего литосферного источника, возможно коровой составляющей, и согласуется с данными по изотопии кислорода [Покровский и др., 2005; Malitch et al., 2020a]. Таким образом, данные по изотопии кислорода и гафния являются ключевым источником информации для обоснования ведущей роли мантийных производных при генерации интрузивов «норильского типа».

При комбинированном изучении изотопного состава гафния циркона/бадделеита и Nd-изотопии пород на примере интрузива Норильск-1 [Malitch et al., 2013] установлены три

различных кластера Hf-Nd изотопных значений (рис. 6-10а) для (i) габбро-диоритов, (ii) габброидов расслоенной серии, не содержащих сульфидные руды, и (iii) сульфидсодержащих плагиоверлитов и основных пород с такситовой текстурой. Hf-Nd изотопные значения (представленные в виде $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ и $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ на рис. 6-10) для большинства образцов расположены в верхнем правом квадранте (супрахондритовые значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). Данные по сульфидсодержащим породам (с вкрапленными сульфидными и малосульфидными рудами) близки к полю «мантийной последовательности». Напротив, значения ϵHf для габброидов расслоенной серии, не содержащих сульфидов, в Hf-Nd пространстве не распределяются вдоль поля «мантийной последовательности», а направлены вертикально в сторону увеличения положительных значений $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ (рис. 6-10а). Различие между Hf- и Nd-изотопными составами в неминерализованных габброидах расслоенной серии выражается в положительном отклонении значения $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ в цирконе от значения $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$ в породе относительно «мантийной последовательности» (рис. 6-10а), что также характерно для сходных пород Хараелахского и Талнахского интрузивов (рис 10 в Malitch et al., 2010; рис. 8 в Malitch et al., 2020a). Подобное отклонение может быть связано с открытостью Nd-изотопной системы на породном уровне по сравнению с замкнутым поведением Hf-изотопной системы циркона, которая значительно менее подвержена воздействию вторичных процессов. В этом случае, значения начального изотопного состава неодима должны были быть намного более радиогенными, как показано сдвигом Nd на рис. 6-10б. Характерно, что неизменная Hf-Nd изотопная характеристика ($\epsilon\text{Hf}_{(t)} = 9.5 \pm 2.5$, $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 4.2 \pm 0.7$) выявлена для феррогабро Дюмталейского интрузива Таймырской провинции (рис. 6-10б), что согласуется с доминирующей ролью ювенильного компонента при формировании рудоносных магм.

Выявленные значения $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ для доминирующей выборки пород промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции [Malitch et al., 2010; 2013; 2020a], по сравнению с устойчивыми значениями изотопного состава гафния циркона в данных породах, указывают на открытое поведение изотопной системы неодима на породном уровне. Действительно, ограниченный диапазон сходных изотопных вариаций неодима для главных разновидностей пород промышленно-рудноносных интрузивов ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}=1.0\pm 0.5$ [Arndt et al., 2003; Malitch et al., 2010; 2013; 2020a] связывался с определенным уровнем контаминации данных пород материалом земной коры, предположительно в глубоких магматических камерах, тогда как ограниченная выборка отрицательных значений $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ (около -1.3 для интрузива Норильск-1 и от -3.3 до -1.4 для Талнахского интрузива), характерная для контактовых частей интрузивов, интерпретировалась как вклад корового компонента, отражающего взаимодействие с вмещающими породами в процессе внедрения. Отметим, что подобный эффект с

неизменным изотопным составом неодима был выявлен на минеральном уровне в породах рудоносного Зуб-Маркшейдерского интрузива [Служеникин и др., 2020]. По сравнению с другими породообразующими минералами только оливин Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуется значением $\epsilon\text{Nd}(t)=5.3$. Ранее участие деплетированного мантийного субстрата в формировании магматических образований севера Сибирской платформы было установлено в пикритах гудчихинской свиты Норильского региона и меймечитах Маймеча-Котуйской провинции (ϵNd в диапазоне +3.7 и + 5.1 [Когарко и др., 1988; Horan et al., 1995]).

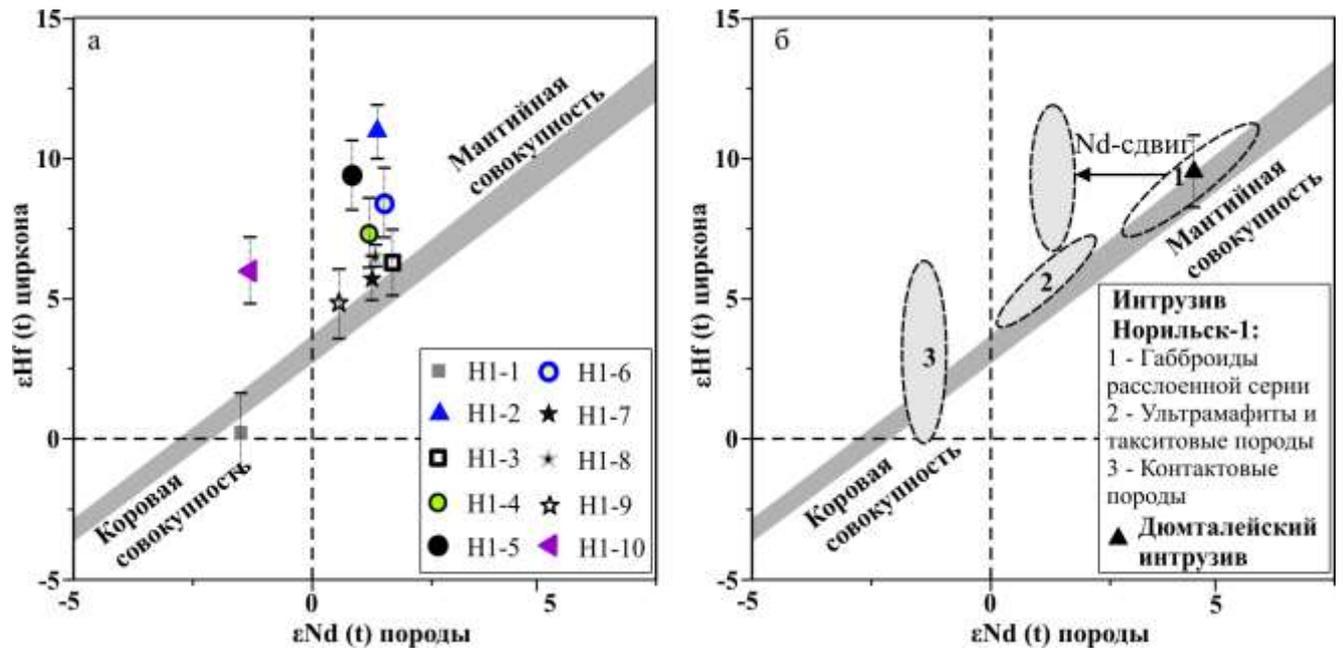


Рис. 6-10. Диаграмма $\epsilon\text{Hf}(t)$ в цирконе– $\epsilon\text{Nd}(t)$ в породе для различно рудоносных пород интрузива Норильск-1 и феррогаббро Дюмталейского интрузива [Malitch et al., 2013; Малич и др., 2016]. Мантийная и коровая совокупности (показаны серым цветом) по данным работы [Vervoort et al., 1999].

Результаты Rb-Sr анализа в отличие от данных Sm-Nd систематики показали существенную неоднородность пород промышленно-рудоносных и рудоносных интрузивов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.70550\text{--}0.70908$ [Туганова, Шергина, 1997; 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2018; Служеникин и др., 2018; 2020]). При изучении разрезов интрузивов выявлены различные значения изотопного состава стронция с минимальными значениями в оливин-содержащих породах и их резком увеличении в приконтактных частях интрузивов [Sluzhenikin et al., 2014; Служеникин и др., 2020 и др.]. Избыток радиогенного стронция в породах данных интрузивов относительно значений недеплетированной мантии ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.7035–0.7045, Балашов, 1985; Фор, 1989 и др.) подчеркивает сложность их образования, что связано, с существованием промежуточного магматического очага на границе кора–мантия или в пределах земной коры, где происходила коровая контаминация, обогатившая магму радиогенным стронцием.

6.7. Генетические ограничения на происхождение ультрамафит-мафитовых интрузивов и сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд Таймырской провинции по данным Nd-Sr-Hf-Cu-S изотопии

По данным Nd-Sr изотопной систематики (рис. 6-11) породы Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов проявляют отчетливую разнородность в отношении изотопного состава неодама ($\epsilon\text{Nd}_{(t)} = -3.8 \pm 0.4$ и $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 4.2 \pm 0.7$, соответственно) и стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70588 \pm 0.00013$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70474 \pm 0.00020$, соответственно). Nd-Sr изотопно-геохимические параметры пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов не соответствуют вариациям изотопных составов неодама и стронция, типичных для промышленно-рудноносных интрузивов Норильской провинции (с относительно постоянным $\epsilon\text{Nd}_{(t)} = 1 \pm 0.5$ и неоднородным радиогенным $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ в пределах от 0.70552 до 0.70798 [Туганова, Шергина, 1997; 2003; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2010; 2013; 2018; 2020a]). При этом поле Nd-Sr изотопных составов Бинюдинского интрузива отклоняется от тренда составов «деплетированная мантия – земная кора», определяемого расположением Nd-Sr полей составов Дюмталейского интрузива и слаборудноносных интрузивов Норильской провинции (рис. 6-11).

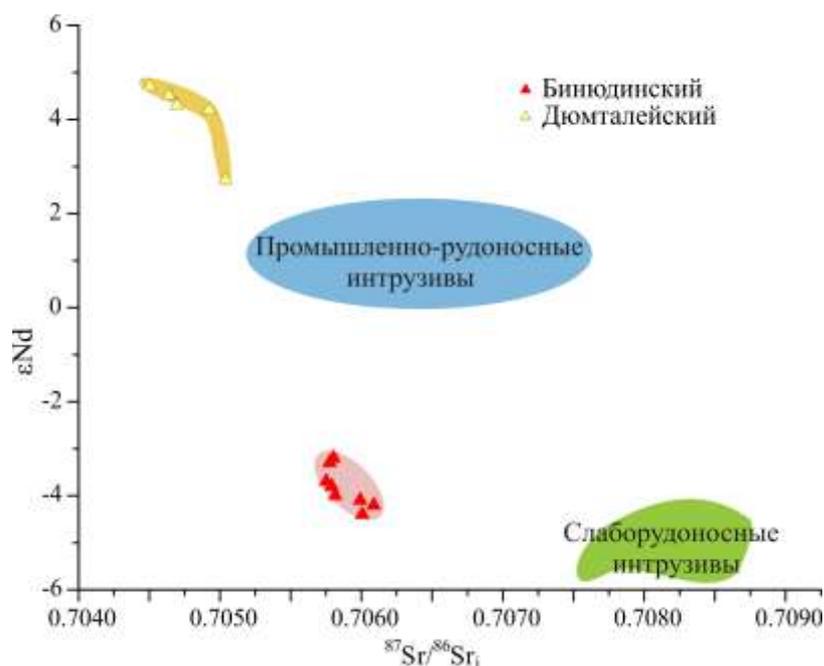


Рис. 6-11. Вариации начального изотопного состава неодама и стронция для пород Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов в координатах $\epsilon\text{Nd}_{(t)} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ [Малич и др., 2016]. Для сравнения показаны Nd-Sr изотопные характеристики пород из различно рудноносных интрузивов Норильской провинции [Туганова, Шергина, 1997; 2003; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Романов и др., 2011; Malitch et al., 2010; 2013; 2020a].

Для цирконов Дюмталейского интрузива характерен радиогенный начальный изотопный состав гафния, образующий субвертикальный кластер значений $\epsilon\text{Hf}_{(t)}$, варьирующих в пределах 6.0–12.4, среднее 9.5 (рис. 6-10б). На диаграммах $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i - \text{U-Pb}$ возраст и $\epsilon\text{Hf} - \text{U-Pb}$ возраст

значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (0.282796–0.282974) и εHf (6.0–12.4) цирконов Дюмталейского интрузива (рис. 7 [Малич и др., 2016] и 2 [Малич и др., 2020]) располагаются между значениями, характерными для деплетированной мантии и хондритового однородного резервуара (CHUR). Значительно менее радиогенный изотопный состав гафния в цирконе ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ от 0.282487 до 0.282581 и $\varepsilon\text{Hf}_{(t)}$ от -4.9 до -1.9, среднее -3.8 ± 0.5 [Малич и др., 2016]) характеризует магматический источник Бинюдинского интрузива. По изотопному составу гафния цирконы Дюмталейского интрузива близки к цирконам рудоносных и промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции; цирконы Бинюдинского интрузива по данным параметрам близки к слаборудоносным интрузивам Норильского региона [Malitch et al., 2008; Петров и др., 2009; Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2018].

Результаты выполненного Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопного исследования Бинюдинского и Дюмталейского интрузивов [Малич и др., 2016] позволяют охарактеризовать изотопный парадокс, который необъясним в рамках существующих представлений на природу образования сульфидных руд в ультрамафит-мафитовых интрузивах [Naldrett, 1992; Ripley et al., 2003; Li et al., 2009а; Arndt, 2011 и др.]. Он обусловлен отрицательной корреляцией между изотопным составом серы сульфидов с Hf-Nd-Sr изотопными характеристиками пород в изученных интрузивах. Для Бинюдинского интрузива сульфиды «мантийного» происхождения выявлены в породах, в которых преобладают так называемые «коровые» Hf-Nd-Sr компоненты. Для Дюмталейского интрузива установлены сульфиды с так называемым «коровым» составом в породах, в которых совокупность Hf-Nd-Sr изотопных параметров отвечает «ювенильному» мантийному источнику. Hf-Nd-Sr изотопные характеристики пород Бинюдинского интрузива вероятно обусловлены взаимодействием примитивной магмы с литосферой, представленной веществом древней коры или субконтинентальной мантии, обладающих сходными изотопными параметрами [Griffin et al., 2000]. Учитывая гомогенный изотопный состав серы для Дюмталейского интрузива ($\delta^{34}\text{S}=11.4\pm 0.6\%$, табл. 6-6) и Талнахского месторождения ($\delta^{34}\text{S}=10.9\pm 0.6\%$, табл. 6-4), представляется, что контаминация глубинных магм «коровым» компонентом происходила не на этапе внедрения интрузивных тел, а в более глубоких условиях, в промежуточных очагах на уровне *мантия–кора*, где и была достигнута гомогенизация изотопного состава серы. Несмотря на то, что причины наличия «изотопнотяжелой» серы в сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождениях и рудопроявлениях Полярной Сибири рассмотрены в главе 6.4 они безусловно заслуживают дальнейшего изучения.

Глава 7. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПРОМЫШЛЕННО-РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Несмотря на длительное изучение расслоенных интрузивов, с которыми ассоциирует различное по масштабу комплексное сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение, проблема генезиса их пород и руд остается предметом оживленной дискуссии.

Спорными являются вопросы об источниках силикатного и рудного вещества, серы и сопутствующих более редких компонентов. Известно, что норильские месторождения имеют комплексный характер в сравнении с другими месторождениями. Из их руд извлекают никель, медь, кобальт, платину, палладий, родий, рутений, иридий, осмий, золото, серебро, селен, теллур и серу. В состав оруденения также входят другие компоненты, такие как свинец, цинк, мышьяк, олово, сурьма, висмут, более свойственные гидротермальным и стратиформным месторождениям, что свидетельствует о сложности и неоднозначности источников вещества ультрамафит-мафитовых интрузивов и ассоциирующих с ними руд.

Генетическая связь сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд с ультраосновным магматизмом признается многими исследователями. Связь с основным магматизмом находится под вопросом, хотя, учитывая средневзвешенный состав интрузивов норильского типа, часть исследователей считает это возможным [Додин, Батуев, 1971; Олейников, 1979; Налдретт, 1984 и др.]. В то же время представления о природе связи, времени и способе формирования оруденения резко различны. Ниже кратко перечислены существующие точки зрения на образование рудоносных интрузивов и связанных с ними месторождений сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Ликвационно-магматическая (магматически-ликвационная) гипотеза образования медно-никелевого оруденения впервые сформулирована норвежским минералогом Дж. Фогтом [Vogt, 1923] для медно-никелевых месторождений Норвегии. Позднее ее применили к месторождениям Садбери, Бушвельда, Инсизвы, Печенег, Мончи и Норильска [Котульский, 1948; Naldrett, Kullerud, 1965; Горбунов, 1968; Cousins, 1969; Souch, Podolsky, 1969]. По мнению приверженцев этой гипотезы, разделение магмы на силикатную и сульфидную жидкости происходило при понижении температуры и при участии процессов контаминации. Сульфиды кристаллизовались под влиянием гравитации и опускались ко дну интрузивной камеры, образуя «донные» залежи в процессе гипабиссальной ликвации. Кроме того, по мнению ряда исследователей, происходила абиссальная ликвация в глубинных магматических очагах. Это впервые было предложено для норильских месторождений В.К. Котульским [1948]. При внедрении в верхнюю камеру магма поднималась с глубин при полном разделении силикатного и сульфидного расплавов. Они могли подниматься совместно, либо разделялись промежуточно

времени. В течение этого временного интервала интрузив в камере полностью затвердел, а массивные руды кристаллизовались в котракционных трещинах (Норильск-1).

В трудах М.Н. Годлевского [1959; 1968] ликвационно-магматическая гипотеза получила физико-химическое обоснование. Анализируя системы Fe–Ni–S; Fe–Cu–S; Cu₂S–Na₂O–H₂O, μS–μSiO₂ и др., он дополнил эту гипотезу представлениями о кристаллизации сульфидного расплава при формировании в остатке борнит-миллеритового щелочного раствора или гидротермального раствора, отделяющегося от расплава и несущего, главным образом, медь.

М.Н. Годлевский [1968] выделял три этапа формирования месторождений: магматический, постмагматический и метаморфический. Он считал, что рудоносные интрузивы норильского типа сформировала магма перидотитового состава, раскисленная при ассимиляции боковых пород. Позднее М.Н. Годлевский пришел к выводу, что они занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами и имеют черты более глубинных образований, чем толеиты. Обсуждая вопросы происхождения рудоносных интрузивов, М.Н. Годлевский подчеркивал двойственность их состава, отмечая, что «связь рудоносного магматизма с «трапповым» представляется сложной и неразрешимой...» [Годлевский, 1981, стр. 7].

Процессы сульфуризации были изучены А. Налдреттом и Г. Куллерудом [Naldrett, Kullerud, 1965], которые на основе экспериментов считали, что кроме сульфидного расплава происходило образование еще одной сульфидной жидкости (почти чистой серы). Ее воздействие на раскаленные (800–1000°C) породы интрузивов вызывало образование вторичных сульфидов за счет рудных компонентов, содержащихся в силикатах. При этом возникала вторичная рудоносная магма, повышающая, главным образом, содержание никеля.

Метаморфогенной гипотезы придерживался В.В. Золотухин [1964]. По его мнению, верхние и нижние поздние пегматоиды (так называемые «такситовые габброиды») возникли в талнахско-норильских интрузивах при переплавлении никельсодержащих силикатных пород под воздействием летучих или «газовых струй». Образование медно-никелевых месторождений происходило при поступлении из силикатов никеля и железа, серу приносили «газовые струи», медь поступала из поздних растворов. «Газовые струи» извлекали и «отлагали» полезные компоненты в «благоприятных» структурах. Неясность источника тепла для переплавления горизонтов тугоплавких пород, а также источника меди, платиноидов и других благородных (золота, серебра) и редких (селен, теллур и др.) металлов, лишают гипотезу достоверности.

Г.Б. Роговер [1959] считал, что интрузив Норильск-1 образовался в две фазы, поскольку «такситовые» габброиды пересекают «пикритовые» габбро-диабазы. По мнению данного автора расположение пород интрузива свидетельствует об отсутствии дифференциации, так как богатые оливином породы присутствуют как в верхней, так и в нижней части интрузива. Г.Б.

Роговер [1959] придавал большое значение глубинным флюидам, с помощью которых, отделившиеся от мантийного магматического расплава на глубине сульфиды могли отлагаться не только вблизи интрузивов, но и в других геологических условиях, что следует учитывать при поисках.

М.Ф. Смирнов [1966] был убежден, что псевдостратификация рудоносных интрузивов являлась следствием субсеквентных инъекций магмы с обособлением ультрамафитов и мафитов в глубинном очаге, но допускал расслоение в камере для отдельных самостоятельных порций магмы при участии летучих и гравитации.

В.К. Степанов [1975; 1981; 1989; и др.] полагал, что присутствие в промышленно-рудноносных интрузивах Норильского района ультрамафитовой ассоциации пород и минералов четко отделяет такого типа интрузивы от так называемых «трапповых» (долеритовых) безрудных или слаборудоносных интрузивов. Им подчеркивается, что наличие в породах ультрамафитов с содержанием до 70–80% магнезиального оливина, имеющих типичные структуры, характерные только для ультраосновных пород, а также повышенное количество хрома не может быть обнаружено в интрузивах, состоящих из производных базальтовой магмы. По данным В.К. Степанова [1975] в Талнахском интрузиве по всему разрезу оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов состав оливина отвечает гиалосидериту, содержащему 34% Fa . На контакте с «пикритовым» горизонтом он резко сменяется хризолитом (Fa_{25}). Промежуточные разности отсутствуют, что свидетельствует не о постепенном изменении минералов по разрезу интрузивов, как это должно происходить в процессе кристаллизационной дифференциации, а в результате «скачкообразного» изменения, подчеркивающегося и резкой границей различных по составу пород, что вероятно являлось следствием внедрения вещества различных магм/источников.

По данным М.К. Иванова и др. [1971] среди множества сульфидоносных интрузивов в поле развития «траппов» (базальтов и долеритов) промышленные концентрации платиноидно-медно-никелевых руд контролируются только ультраосновными порциями магмы. Они пришли к выводу о самостоятельности ультраосновной фазы. М.К. Иванов с соавторами [1971] расслоенные интрузивы (Норильск-1, Норильск-2 и Горы Черной) впервые назвали наиболее сложными, образовавшимися с участием вещества разных источников. По их мнению, такого типа интрузивы отражают не один период активизации магматического очага и внедрились как минимум в две фазы, сопровождавшиеся рудообразованием, что объясняет их неоднородность. М.К. Ивановым и др. [1971] отмечено, что граница «пикритоидов» с вышележащими оливиновыми габбро резкая, иногда имеется переходная зона между ними до 10 см мощностью. В переходной зоне присутствуют два оливина, образовавшихся при контактовом воздействии основной и ультраосновной магмы. Часто они разделены пологими тектоническими

трещинами, аналогичными тектоническим срывам в подошве интрузивов. Отсутствие постепенной эволюции химизма пород и минералов по разрезу интрузивов и их скачкообразные изменения на контактах «дифференциатов» свидетельствует против процесса кристаллизационно-гравитационного расслоения интрузивов *in situ*.

Г.А. Митенков [1972] обосновал две стадии образования медно-никелевых месторождений. В первую стадию образовались сингенетические руды в так называемых «пикритовых» и «такситовых» горизонтах интрузивов. Во вторую стадию на них накладывались существенно медистые руды, связанные с влиянием на них халькопиритовых массивных сульфидов, располагающихся в нижнем экзоконтакте. По мере удаления от последних намечается четкая зональность оруденения. На вкрапленные руды, имеющие преобладающий пирротинный состав в «пикритовых» габбро-долеритах, накладывались медистые руды. По мнению Г.А. Митенкова, это свидетельствует о более позднем образовании самостоятельных массивных рудных залежей, которые воздействовали на вкрапленные руды в интрузиве.

И.Н. Горяинов [1973; 1975 и др.] в отличие от представлений других исследователей о ликвационно-магматическом генезисе, разработал и отстаивал гипотезу о полигенном магмато-метасоматическом происхождении промышленно-рудноносных интрузивов Норильского района и о ведущей роли мантийного флюида при образовании месторождений сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд. Он охарактеризовал главные черты возможного состава флюида по химизму водных вытяжек и составу газово-жидких включений в минералах.

А.П. Лихачев [1980; 1982 и др.] обосновывал, что сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения связаны с особым мезомафическим (коматиитовым) магнезиальным типом магм, обогащенных сульфидами. По его мнению, сульфидная жидкость находилась в мантии в виде несмешивающейся субстанции с силикатной магмой, а не выделялась из нее в процессе ликвации. Вывод автора сделан на основании его собственных экспериментальных исследований. В настоящее время это мнение поддерживается многими исследователями, в том числе и нами [Малич и др., 2018б].

Низкое значение растворимости серы в силикатных расплавах (0.071-0.30% [Альмухомедов, Медведев, 1982]) опровергает ликвационно-магматическую гипотезу образования медно-никелевых сульфидных месторождений, поскольку рудоносные горизонты интрузивов, в частности норильского типа, содержат серы в 5-12 раз больше возможной ее растворимости в силикатной магме. Согласно представлениям многих исследователей [Скиннер, Пек, 1973; Конди, 1983; Налдретт, 1984; Лихачев, 1986; Дистлер и др., 1988 и др.] сульфиды находились изначально в виде несмешивающейся фракции в мантии.

Эффект диспергирования сульфидов, судя по экспериментам А.П. Лихачева [1982], нарастает с увеличением температуры. Сульфидная жидкость была распылена в силикатном расплаве, и при температуре 1400–1500°C удерживалась в нем во взвешенном состоянии в количестве до 15% и более и поднималась вместе с ним в горизонты коры. При понижении температуры сульфиды укрупнялись. В возможных промежуточных очагах они «сливались» в более крупные обособления, которые, перемещаясь вместе с силикатной магмой в виде самостоятельного расплава, образовывали крупные сульфидные месторождения.

По мнению О.В. Петрова [1985] формирование промышленно-рудноносных интрузивов норильского типа обусловлено глубинной сульфидно-силикатной ликвацией в мантийных очагах, а также гравитационно-кристаллизационной дифференциацией в камерах внедрения. При образовании сульфидных медно-никелевых месторождений активную роль также играла раннемагматическая флюидная фаза.

В.В. Рябов [1984; 1990] считал, что никеленосные интрузивы внедрялись в современную камеру в виде двух несмешивающихся расплавов пикритоидного и базальтового состава, подвергшихся флюидно-магматической ликвации на глубине. Накопление летучих компонентов в зонах верхнего и нижнего эндоконтактов интрузивов способствовало образованию флюидизированных расплавов-растворов, которые подвергли магматическому замещению «пикритовые» породы. Флюиды экстрагировали и перераспределяли рудогенные элементы из прикорневых во фронтальные части магматических тел, образуя, в том числе малосульфидные платиновые месторождения.

По данным Н.С. Малича, Е.В. Тугановой, М.Л. Шермана и др. [Геодинамическая модель...1987; Туганова, 1985; 1988 и др.] интрузивы норильского типа с промышленным оруденением образовались более сложным путем. Данными исследователями отрицалось кристаллизационно-гравитационное расслоение с участием ликвации в современном резервуаре интрузивов из единой магмы. Они считали, что верхний горизонт гибридных пород (диоритов и габбро-диоритов) образовался при ассимиляции базальтовой магмой вмещающих пород. Средние горизонты, включающие безоливиновые, оливинсодержащие и оливиновые габброиды с рудной ассоциацией титаномагнетита, пирита, реже пирротина и халькопирита, образовались в результате расслоения базальтовой магмы, сформировавшей эту часть интрузива. Расположенная ниже ультрамафитовая часть, сложенная плагиоперидотитами (плагиооливинитами, рудными оливинитами и плагиоверлитами) и богатая сульфидами платиноидно-медно-никелевой ассоциации, представляет собой продукт более глубинного вещества, возможно, перидотит-коматиитовой магмы.

Анализ петрологических и геодинамических особенностей образования платиноидно-медно-никелевых месторождений норильского типа позволил Е.В. Тугановой [Туганова, 1988; 2000; и др.] наметить следующую модель их формирования:

1) зарождение флюидонасыщенного диапира (плюма) с сульфидами, платиноидами и золотом на значительных глубинах мантии и постепенное продвижение его вверх с помощью теплового потока по разуплотненному путепроводу [Артюшков, 1979], контролируемого рифтогенезом, вскрывающим глубинные очаги магмогенерации и трансмагматических флюидов;

2) частичное плавление диапира на значительных глубинах (>200 км) с образованием рудоносного перидотит-коматиитового расплава;

3) подъем диапира и расплава на уровень кора-мантия;

4) эволюция флюидно-рудно-магматической системы с обособлением в основании подкорового резервуара сульфидного расплава с платиноидами;

5) частичное плавление вещества мантии на меньших (<200 км) глубинах с образованием толеит-базальтовой магмы;

6) инъекции последней в промежуточные и «современные» камеры с захватом и преобразованием ультрамафитов с сульфидным оруденением, обогащенных флюидами;

7) гравитационная отсадка книзу камер большей части вязкого ультрамафитового вещества (частично отжатого также и в верхнюю часть камер) и сульфидных обособлений, а также кристаллизационная дифференциация менее вязкой толеитовой магмы в камере с продолжающейся дебазификацией ультрамафитов;

8) метасоматоз (и автометасоматоз) эндоконтактов интрузивов и вмещающих их пород под влиянием флюидов, содержащихся в рудоносной магме, и последующего флюидного потока, характерного для разуплотненных путепроводов рифтовых зон.

Сотрудники ИГЕМ РАН [Дистлер и др., 1988] поддерживают гипотезу фракционной дифференциации единой магмы пикритового состава в современной камере, отрицая ликвацию. Они также разделяют мнение о том, что сульфиды находились в мантии в виде самостоятельной несмесимой сульфидной жидкости. Образование же различных рудоносных интрузивов расслоенного типа, по их мнению, происходило в результате расщепления силикатного магматического расплава на уровнях мантии и коры, сопровождавшихся сегрегацией несмесимой сульфидной жидкости при подъеме с обособлением сульфидного расплава и внедрением его после силикатного расплава в виде самостоятельной интрузивной фазы.

В.В. Дистлером, С.Ф. Служеникиным и др. [Дистлер, 1985; 1994; Служеникин и др., 1994; Служеникин, Дистлер, 1998; Дистлер и др., 1999; Служеникин, 2000; Sluzhenikin et al.,

2020 и др.] для интрузивов норильского типа наиболее детально изучены сульфидные платиноидно-медно-никелевые и малосульфидные платиноидные руды, подробно охарактеризованы закономерности локализации и условия концентрации минералов платиновой группы в ходеразвития рудогенерирующей магматической системы.

Необходимо отметить, что точка зрения на природу рудоносных интрузивов Норильской провинции как производных «трапповой» магмы, где ультраосновные породы образовались в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации, имеет также своих сторонников [Додин, Батуев, 1971; Олейников, 1979; Налдретт, 1984; и др.]. Кроме того, особенно в западной литературе популярна модель «магматических проводников» [Радько, 1991; Naldrett, 1992; 2004; Naldrett et al., 1995; и др.], где камеры рудоносных интрузивов рассматриваются как каналы для протекающих сквозь них магматических расплавов, а образование богатых руд обусловлено обменом между сульфидной и исходно толеитовой жидкостями. Эта модель предполагает, что расплавы с незначительными содержаниями ЭПГ при высоком значении R-фактора (отношении массы силикатного расплава, прореагировавшего с сульфидом к массе сульфида) могут образовывать крупные месторождения.

Суммируя существующие представления об образовании промышленно рудоносных интрузивов необходимо отметить, что каждая из рассмотренных моделей имеет те или иные недостатки. Новая информация, приведенная в данной работе, достаточна для формулирования новых подходов к моделированию условий формирования интрузивов и сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд норильского типа. В основу модели рудообразующих процессов положен механизм мантийно-корового взаимодействия. Мантийно-коровое взаимодействие обосновывается полученными и литературными данными по радиогенным (Lu-Hf, Re-Os, Sm-Nd, Rb-Sr) и стабильным (O, S и Cu) изотопным системам пород и минералов, указывающих на участие компонентов с коровыми изотопными метками в общем процессе породо- и рудообразования, связанного с мантийными магмами.

По мнению В.В. Дистлера и др. [Distler et al., 2009 и др.] образование различных по составу, строению и рудоносности интрузивов может быть связано с процессами динамической и химической эволюции единого магматического резервуара предположительно на границе мантия–кора. В таком сценарии могут быть выделены области магматического резервуара, соответствующие: (i) производным наименее измененных последующими процессами первичных «примитивных» магм с наименьшим вкладом в их состав контаминирующих компонентов (рудоносные интрузивы с ограниченным объемом магматических сульфидов); (ii) производные прифронтальной области резервуара, в которой, в силу развития конвективных процессов, происходит наибольшее накопление высокохалькофильных элементов и подвижных компонентов, к числу которых принадлежит флюидная фракция расплавов (промышленно-

рудоносные интрузивы с переменным количеством компонентов, в том числе с очень богатым сульфидным оруденением); (iii) производные деплетированной тыловой зоны. Достоинством данной модели является возможность ее использования для объяснения продвижения мантийных расплавов в области земной коры и непрерывного изменения состава расплава в отдельных его зонах в связи с явлениями контаминации и конвективного перераспределения вещества.

Важным ключом к пониманию происхождения месторождений Норильской провинции является анализ глубинного строения земной коры (рис. 24), позволяющий связывать формирование платиноидно-медно-никелевых месторождений с палеорифтогенными системами литосферы, имеющими типичные для таких структур геолого-геофизические параметры. Они проявляются в (i) высокоградиентных прогибах фундамента, (ii) насыщенности коры горстово-грабеновыми структурами, высокой плотности расколов в коре, (iii) крупных объемах магматического мантийного вещества, (iv) наличии слоев (волноводов) с инверсией сейсмических скоростей. Судя по сейсмическим данным [Егоркин и др., 1984; Малич и др., 1988; 1989], в основании земной коры Норильского региона располагается переходная зона с повышенной (относительно коровых образований) скоростью продольных волн ($V_p=7.3$ км/с). Эта зона (называемая «рифтовой подушкой») мощностью 5-10 км и протяженностью около 500 км на глубинах 32-43 км является следствием инъекции ультрамафитового материала с сульфидами в подкоровую часть литосферы (рис. 7-1). В свете полученных U-Pb данных, свидетельствующих о длительной эволюции Норильской рудно-магматической системы [Mitrofanov et al., 2012; Митрофанов и др., 2013; Малич и др., 2018б; Isotope Geology..., 2019], необходимым фактором для образования уникальных сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений являлся длительный период концентрации рудных компонентов в промежуточных магматических камерах.

На основании полученных данных была предложена трехстадийная модель формирования богатых ЭПГ-Cu-Ni руд, которая обосновывается (рис. 7-1 [Malitch et al., 2020a]) внедрением в основание земной коры значительных по объему ультрамафитов с мантийными сульфидами (стадия 1), последующим концентрированием сульфидной жидкости и контаминацией коровым веществом в долгоживущих промежуточных магматических камерах (стадия 2), (iii) захватом и перемещением сульфидного вещества вместе с ультрамафитами в современные камеры более поздними преимущественно мафитовыми расплавами (стадия 3). Таким образом, выявлена более сложная, чем это представлялось ранее, геологическая история ультрамафит-мафитового магматизма и рудогенеза Норильского региона.

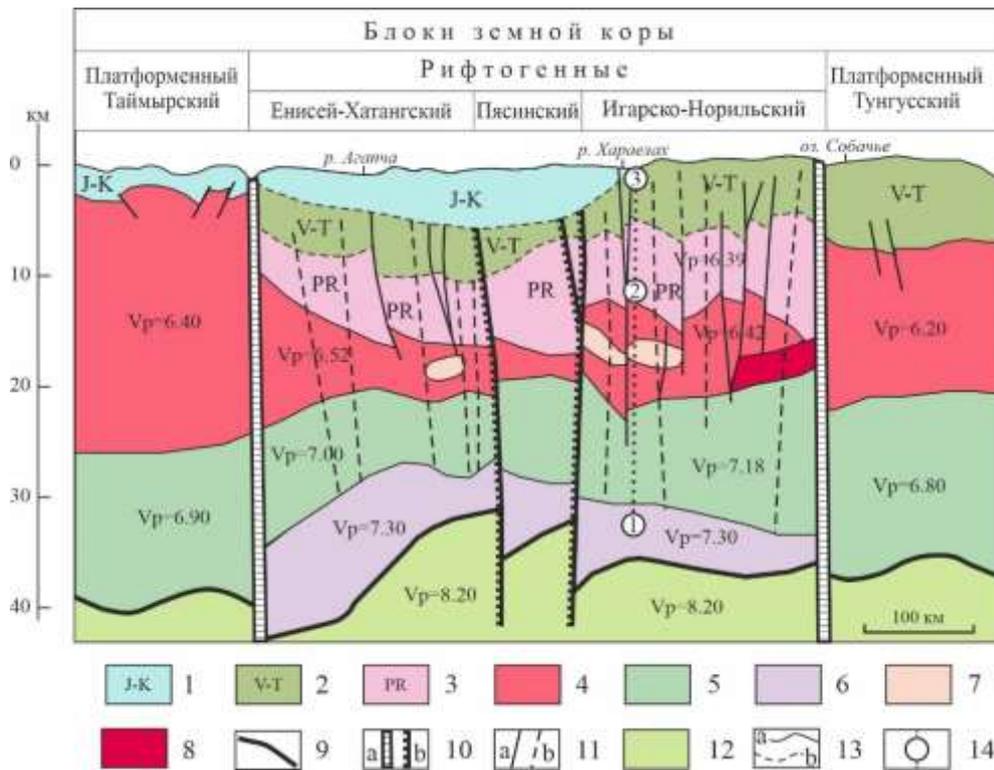


Рис. 7-1. Сейсмогеологический разрез северной части профиля Диксон-Хилок по [Егоркин и др., 1984; Малич и др., 1989] с изменениями по [Malitch et al., 2020a].

1-5 – оболочки земной коры: 1-3 – осадочно-вулканогенные (1 – терригенный комплекс J-K, 2 – осадочно-вулканогенный комплекс V-T с рудоносными интрузивами, 3 – осадочно-вулканогенный комплекс PR), 4 – «гранитная», 5 – «базальтовая», 6 – промежуточный сейсмический слой ($V_p = 7.3$ км/с) между корой и мантией; 7 – разуплотненные «линзы» в консолидированной коре; 8 – линзы с повышенной плотностью; 9 – поверхность Мохоровича; 10-11 – разломы: 10 – мантийные (а – ограничивающие всю рифтогенную систему в целом, б – ограничивающие отдельные блоки рифтогенной системы), 11 – коровые (а – прослеженные, б – предполагаемые); 12 – мантия; 13 – сейсмические границы земной коры (а – уверенные, б – предполагаемые); 14 – траектория формирования ЭПГ-Cu-Ni сульфидных руд: 1 – «рифтовая подушка», 2 – промежуточные глубинные магматические очаги, 3 – приповерхностные магматические камеры. Другие объяснения даны в тексте.

Глава 8. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОГНОЗА БОГАТЫХ СУЛЬФИДНЫХ ЭПГ-Cu-Ni РУД

Сравнительный анализ сульфидных медно-никелевых рудных формаций земной коры, в том числе Полярной Сибири, позволяет признать идентичность предпосылок их регионального (и частично локального) прогнозирования независимо от места и времени их проявления. Главными из них являются глубинные, структурные, магматические и литолого-стратиграфические критерии. Важны также петрохимические, минералогические, метаморфические, литогеохимические, гидрогеохимические и другие признаки [Карта перспективной оценки..., 1976; 1979; Ляхницкая, Туганова, 1977; Поисковые критерии..., 1978; Тарасов, 1980; Геологическое строение СССР..., 1987; Лихачев, 1986; 2020; Металлогеническая карта..., 1984; 1987; Принципы и методы..., 1987; Степанов, 1989; Туганова, 2000; Petrov et al., 2007; 2008; Петров и др., 2009; Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2018; Isotope Geology..., 2019; Malitch, 2021]. На примере различно рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов и сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд Полярной Сибири нами предложены новые изотопно-геохимические критерии, позволяющие оценить перспективы выявления новых рудных объектов [Малич и др., 2018б; Malitch et al., 2018; Malitch, 2021].

На основе сравнительной характеристики изотопно-геохимических данных (табл. 8-1) установлены индикаторы богатого сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения. Наиболее значимыми при оценке рудоносности являются изотопные параметры состава серы, осмия и меди в Cu-Ni сульфидах. Дополнительными изотопно-геохимическими индикаторами при выявлении перспектив интрузива на сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение являются значительные вариации изотопного состава гафния в цирконе/бадделеите (ϵHf от 5 до 16) и начального изотопного состава стронция в породах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i=0.70552-0.70798$) при незначительных вариациях изотопного состава неодима ($\epsilon\text{Nd}=1\pm 0.5$).

Более подробно выявленные закономерности приведены ниже на примере изотопных составов осмия, серы и меди в ЭПГ-Cu-Ni рудах. По данным Re-Os изотопной систематики изотопно-геохимическими параметрами оценки прогноза сульфидного ЭПГ-Cu-Ni оруденения являются: (1) начальный изотопный состав осмия со значениями $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в пределах 0.1283–0.1366, типичными для сульфидного вещества *промышленно-рудноносных* интрузивов; (2) значения Re/Os в ЭПГ-Cu-Ni рудах, по которым *слаборудоносные* интрузивы характеризуются высокими значениями Re/Os (13.7–71.6), *рудноносные* интрузивы – низкими (Re/Os=0.6–3.5) и *промышленно-рудноносные* – промежуточными (Re/Os=1–8.8); (3) значения γOs (рассчитанные на возраст 250 млн лет) для ЭПГ-Cu-Ni руд, согласно которым слаборудоносные интрузивы характеризуются высокими значениями γOs (36–118), промышленно-рудноносные интрузивы –

низкими значениями γOs (-6–8) и рудоносные интрузивы – промежуточными значениями γOs (4–32).

Таблица 8-1.

Сравнительная характеристика изотопно-геохимических данных для промышленно-рудноносных, рудоносных, потенциально-рудноносных и слаборудоносных интрузивов Полярной Сибири.

Интрузив	ϵHf	ϵNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$\delta^{65}\text{Cu}$	$\delta^{34}\text{S}$	γOs
Норильск-1	11.9±0.7 -2.9–15.5	0.7±0.2 -1.9–2	0.70591±0.00005 0.70552–0.70625	0.23±0.28 -0.10–0.61	8.6±0.6 7.5–9.4	
Талнахский	4.9±3.4 -4.3–12.0	0.3±0.3 -3.3–1.2	0.70638±0.00010 0.70584–0.70709	-0.55±0.41 -1.1–0.0	10.9±0.6 7.8–12.1	6.6±0.3 5.3–8.2
Хараслахский	9.7±0.7 2.3–12.0	1.0±0.1 0.8–1.4	0.70666±0.00026 0.70555–0.70798	-1.56±0.27 -2.3–-0.9	12.7±0.5 11.5–13.6	2.5±3.4 -5.7–5.8
Черногорский	4.4±2.9 -1.2–10.9	1.4±0.3 0.9–2.6	0.70711±0.00033 0.7064–0.70898	-0.03±0.06 -0.1–0.0	10.9±0.4 10.4–11.2	9.6±0.1 9.5–9.6
Зуб-Маркшейдерский	1.0±5.1 -6.7–13.4	1.2±0.1 0.4–2.1	0.70685±0.00037 0.7057–0.70908	-0.1±0.0 -0.1–-0.1	0.4±1.6 -0.7–3.9	20.7±11.0 9.7–31.6
Вологочанский	5.5±7.0 -3.0–21.0	1.2±0.2 -1.7–2.4	0.70634±0.00015 0.7056–0.70808	-0.72±0.29 -1.1–-0.4	6.9±1.2 5.1–8.5	6.2±1.9 4.3–9.9
Бинюдинский	-3.4±1.3 -1.9–-4.6	-3.8±0.4 -4.4–-3.2	0.70585±0.00013 0.70566–0.70609	-0.4±0.1 -0.5–-0.3	1.5±0.4 0.7–2.0	8.8±0.7 8.1–9.5
Дюмталейский	9.5±2.5 6–12.4	4.2±0.7 2.7–4.7	0.70493±0.00020 0.70451–0.70607	-0.66±0.42 -1.24–-0.25	11.4±0.6 9.9–12.9	
Нижнеталнахский	-1.3±2.7 -7.4–5.6	-4.6±0.2 -5.5–-1.2	0.70824±0.00007 0.70765–0.70863	-0.60±0.42 -1.0–0.0	6.4±1.9 1.8–8.0	65.0±14.9 35.6–117.8
Зеленогривский	-1.4±2.1 -3.8–1.9	-5.2±0.1 -5.9–-4.6	0.70836±0.00008 0.7080–0.70867	0.28±0.47 -0.26–1.21	8.4±0.6 6.8–9.7	54.5

Примечание. Изотопно-геохимические параметры по [Малич и др., 2016; 2018б; Malitch et al., 2010; 2013; 2018; Петров и др., 2009 и др.]. В верхней строчке ячеек указаны средние значения параметризов ϵHf , ϵNd , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, $\delta^{65}\text{Cu}$, $\delta^{34}\text{S}$ и γOs , в нижней – соответствующие значения диапазона.

Изотопный состав осмия сульфидов в сочетании с изотопным составом серы позволяет выявлять интрузивы с вкрапленными рудами, идентичными по изотопным параметрам таковым в промышленных месторождениях (рис. 8-1). Соответственно такому подходу изученные нами интрузивы делятся на три группы.

(1) К первой группе относятся Черногорский и, с некоторой долей условности, Вологочанский интрузивы, в которых вкрапленные сульфидные руды по изотопному составу осмия и серы идентичны или близки таковым в Талнахском месторождении. Отметим, что Вологочанский интрузив по изотопному составу осмия и серы (наши данные) соответствует таковым в интрузиве Норильск-1 [Arndt et al., 2003]. Отсюда следует, что в магматические камеры данных интрузивов сульфидная жидкость поступала из того же источника рудного расплава, за счет которого были сформированы промышленные месторождения Талнахского и Норильского интрузивов. Черногорский и, с некоторой долей условности, Вологочанский

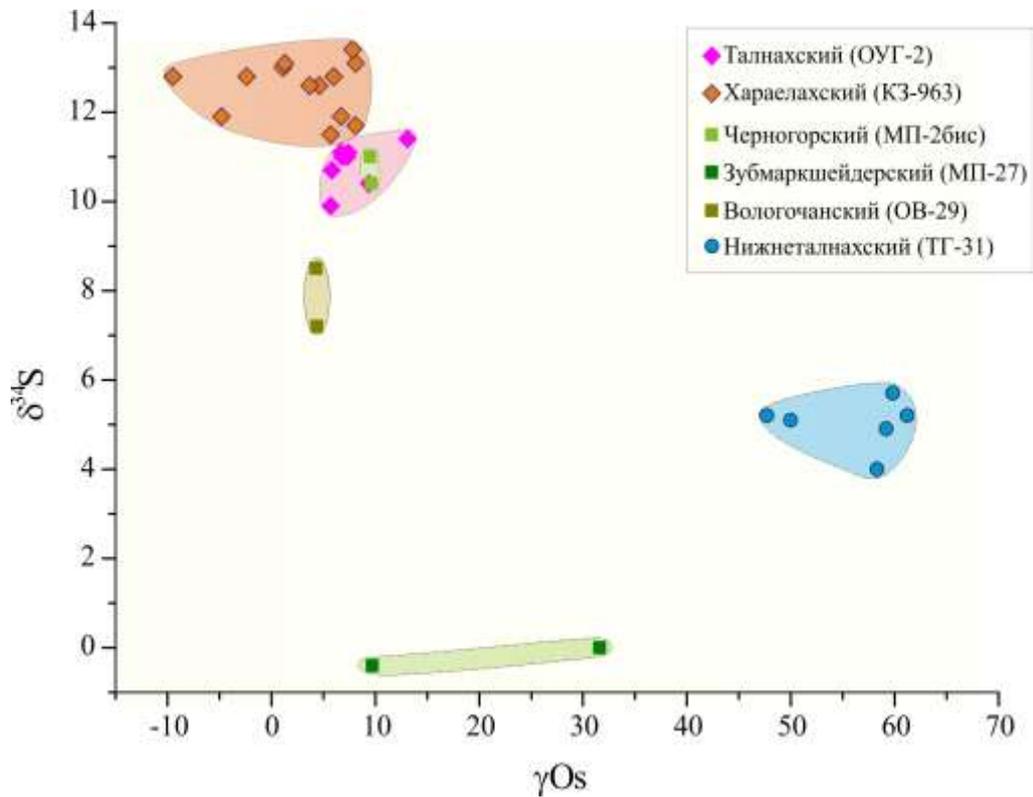


Рис. 8-1. Зависимость $\delta^{34}\text{S}$ – γOs в сульфидных платиноидно-медно-никелевых рудах от масштаба оруденения [Малич и др., 2018б; Malitch, 2021].

интрузивы также могут содержать аналогичные промышленные запасы рудного вещества, и, следовательно, являются наиболее перспективными для поисково-разведочных работ.

(2) Рудоносный Зуб-Маркшейдерский интрузив частично сходен по изотопному составу осмия с промышленными месторождениями, но сильно отличается от них по изотопному составу серы. Характерно, что по изотопному составу серы (и частично осмия) сульфиды сохраняют черты ювенильного источника руд, минимально подвергшегося коровой контаминации.

(3) Слаборудоносные Нижнеталнахский и Зеленогоровский интрузивы содержат вкрапленные сульфиды, которые по изотопному составу осмия и серы значительно отличаются от рудного вещества промышленных месторождений и для которых промышленных скоплений не выявлено. В соответствии с предлагаемым подходом это означает, что перспективы выявления промышленных запасов ЭПГ-Cu-Ni руд в таких интрузивах отсутствуют.

Другая зависимость, перспективная для использования в качестве изотопного индикатора, была установлена на основе изучения изотопного состава серы в сульфидных рудах интрузивов, характеризующихся различной рудоносностью. При сравнении изотопного состава серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) во вкрапленных и массивных сульфидных рудах промышленных месторождений отмечается их сходство по данному параметру (рис. 8-2), что отличает их от малосульфидных платиноидных руд, характеризующихся более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$.

Близость изотопного состава серы во вкрапленных и массивных сульфидных рудах промышленно рудоносных интрузивов указывает на их генетическую связь.

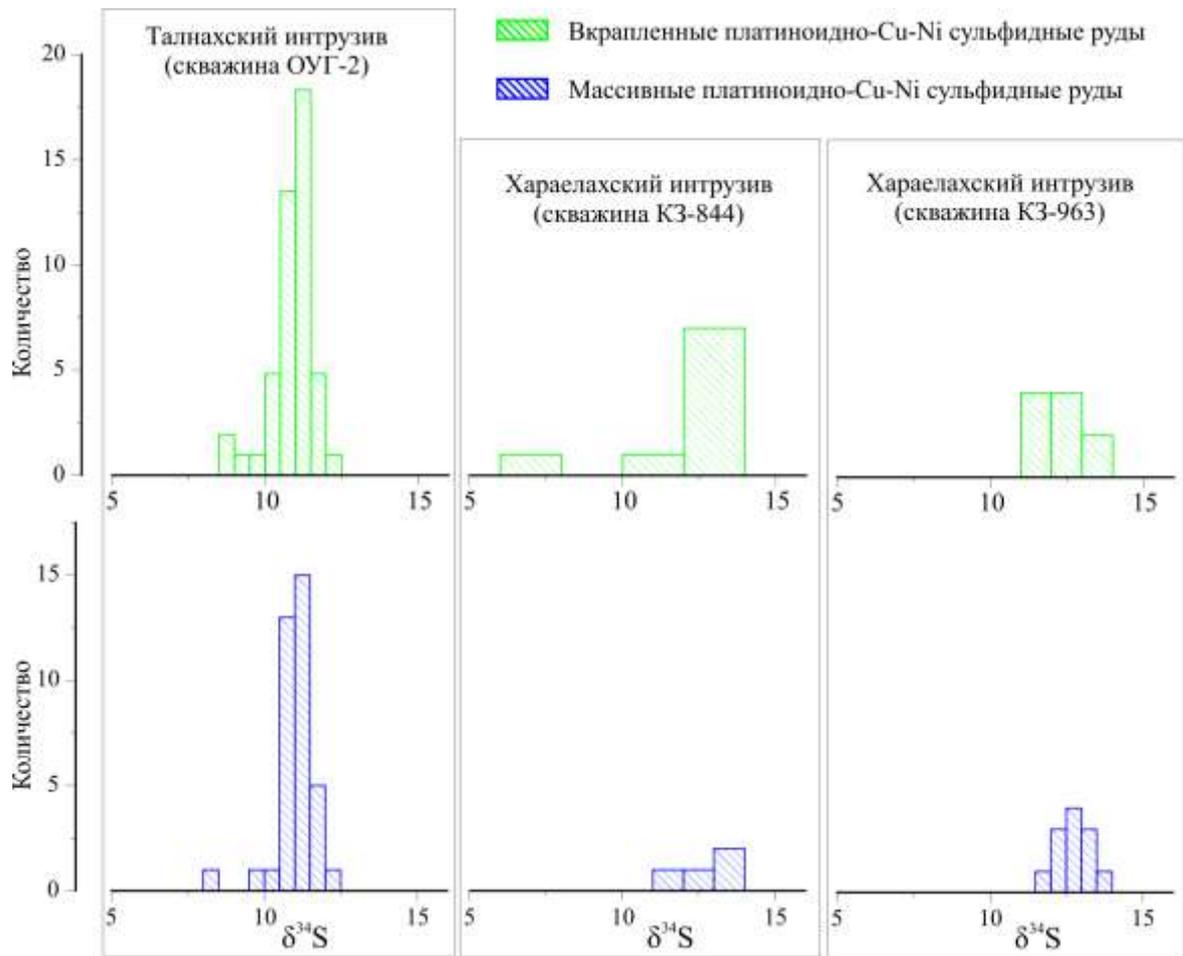


Рис. 8-2. Вариации изотопного состава серы во вкрапленных и массивных сульфидных рудах Талнахского и Хараелахского промышленно-рудоносных интрузивов [Malitch, Latypov, 2011].

Изотопный состав серы во вкрапленных сульфидных рудах и рудопроявлениях интрузивов Полярной Сибири, обладающих различным металлогеническим потенциалом, характеризуется рядом особенностей. Интрузивы в порядке увеличения значения $\delta^{34}\text{S}$ расположены следующим образом (рис. 8-3): Зуб-Маркшейдерский ($-0.7...+3.9\%$, среднее $0.4\pm 1.6\%$), Бинюдинский ($0.7-2.0\%$, среднее $1.5\pm 0.4\%$), Нижнеталнахский ($1.8-8.0\%$, среднее $6.4\pm 1.9\%$), Вологочанский ($5.1-8.5\%$, среднее $6.9\pm 1.2\%$), Норильск-1 ($7.5-9.4\%$, среднее $8.6\pm 0.6\%$), Круглогорский ($8-11.4\%$, среднее $9.7\pm 1.7\%$), Талнахский ($9.9-12.0\%$, среднее $11.0\pm 0.4\%$), Черногорский ($10.4-11.2\%$, среднее $10.9\pm 0.4\%$), Дюмталейский ($9.9-12.9\%$, среднее $11.4\pm 0.6\%$), Хараелахский ($11.5-13.6\%$, среднее $12.7\pm 0.5\%$). Изотопный состав серы в сульфидах рудоносного Зуб-Маркшейдерского интрузива, несмотря на его расположение в сульфатоносных отложениях девона, которые им ассимилированы, характеризуется минимальной долей так называемого «корового» компонента ($\delta^{34}\text{S}_{\text{среднее}}=0.4\pm 1.6\%$). Поэтому

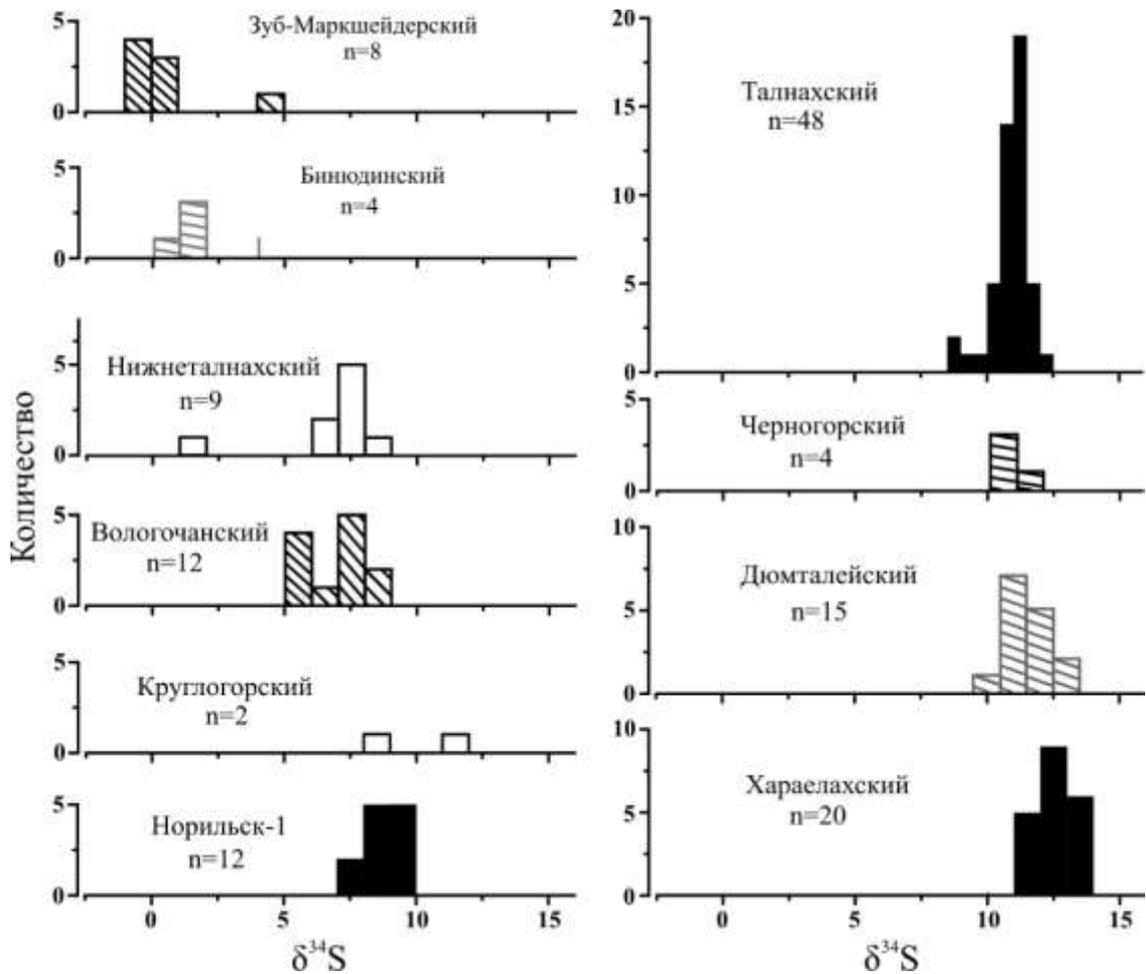


Рис. 8-3. Вариации изотопного состава серы во вкрапленных сульфидных рудах ультрамафит-мафитовых интрузивов Полярной Сибири [Малич и др., 2018б]. Черным цветом показаны промышленно-рудноносные интрузивы, черной штриховкой – рудоносные интрузивы, серой штриховкой – потенциально-рудноносные интрузивы, белым – слаборудноносные интрузивы.

полученные ранее сходные результаты для сульфидов Накохозского интрузива позволили [Кузьмин, Туганова, 1977] подвергнуть сомнению использование повышенного содержания $\delta^{34}\text{S}$ в качестве главного критерия потенциальной продуктивности ультрамафит-мафитового интрузива.

В качестве индикаторного оценочного признака выявления богатых руд мы предлагаем использовать зависимость среднего значения изотопного состава серы от дисперсии изотопного состава серы. При таком подходе характер рудоносности определяется полем значений $\delta^{34}\text{S}_{\text{среднее}} > 8$ при значениях дисперсии $\delta^{34}\text{S} < 1$, которое является положительным индикатором для выявления промышленного оруденения в слабоизученных интрузивах (рис. 8-4). В это поле значений попадают вкрапленные руды Черногорского и Дюмталейского интрузивов. Примечательно, что с увеличением масштаба месторождения количество наиболее распространенных значений $\delta^{34}\text{S}$ возрастает и, соответственно, уменьшается интервал вариаций этой величины.

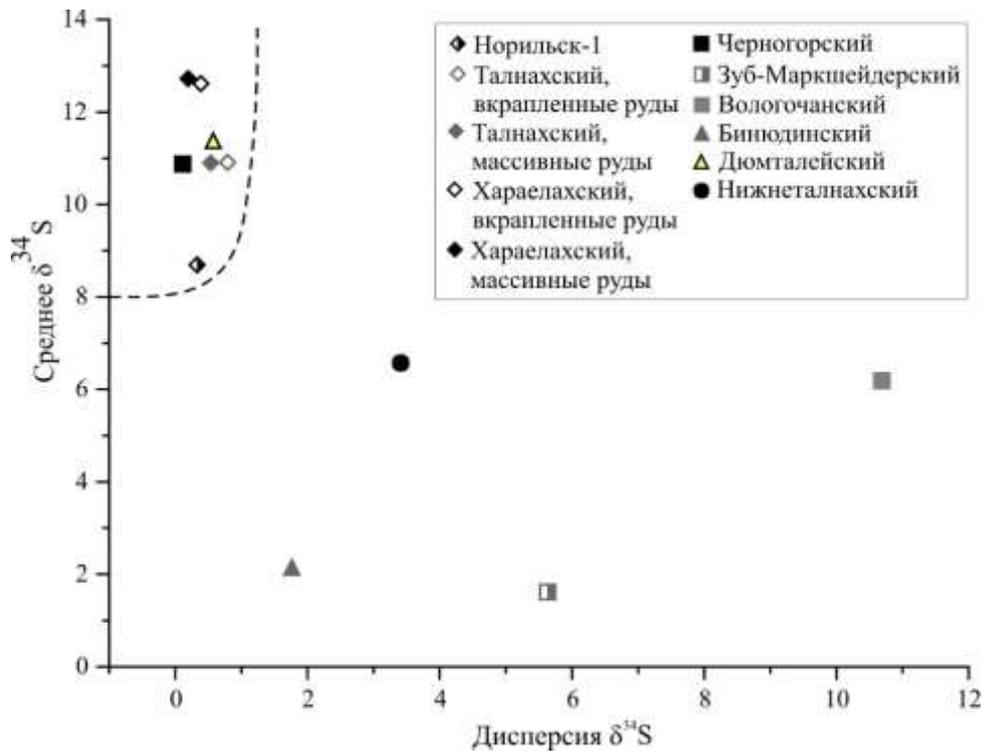


Рис. 8-4. Диаграмма $\delta^{34}\text{S}$ Среднее – дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидных рудах различно рудоносных интрузивов [Malitch, 2021].

Еще одна зависимость, используемая в качестве *изотопного индикатора* продуктивности, связана с установленной дискретностью изотопного состава меди и серы в сульфидных рудах промышленно-рудоносных интрузивов (рис. 6-6). Наиболее «тяжелой» серой ($\delta^{34}\text{S}=11.5\text{--}13.6\text{‰}$) и «легкой медью» ($\delta^{65}\text{Cu}= -2.3\text{...}-0.9\text{‰}$) характеризуются руды Хараелахского интрузива. Напротив, наименее «тяжелая сера» ($\delta^{34}\text{S}=7.9\text{--}9.4\text{‰}$) и наиболее «тяжелая медь» ($\delta^{65}\text{Cu}= -0.1\text{...}+0.6\text{‰}$) установлена во вкрапленных Cu-Ni рудах интрузива Норильск-1, с максимальным утяжелением изотопного состава *меди* и облегчением изотопного состава *серы* в горизонте малосульфидных руд. Для большинства вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива при сопоставлении изотопного состава меди и серы с таковыми Хараелахского интрузива и интрузива Норильск-1 наблюдаются промежуточные значения ($\delta^{65}\text{Cu}=0.0\text{...}-1.1\text{‰}$ и $\delta^{34}\text{S}=7.8\text{--}12.1\text{‰}$). Таким образом, промышленно-рудоносные интрузивы в координатах $\delta^{34}\text{S}$ – $\delta^{65}\text{Cu}$ образуют специфический тренд составов (тренд ПР на рис. 6-6), от «изотопно-легкой» меди и «изотопно-тяжелой» серы Хараелахского интрузива до «изотопно-тяжелой» меди и менее «изотопно-тяжелой» серы интрузива Норильск-1. К этому тренду составов близки (рис. 6-6) вкрапленные ЭПГ-Cu-Ni руды Черногорского (перекрываются с полем изотопных составов сульфидов Талнахского интрузива), а также Дюмталейского (частично перекрываются с полем талнахских сульфидов) интрузивов.

Таким образом, на основе сочетания изотопных составов осмия, серы и меди впервые (1) выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными рудами, обладающими

параметрами рудного вещества, за счет которых были сформированы промышленные платиноидно-медно-никелевые месторождения; (2) установлены интрузивные тела с вкрапленными рудами, изотопные составы осмия, серы и меди в которых не соответствуют таковым в промышленных месторождениях, и для которых промышленные скопления руд маловероятны. Наиболее перспективным на обнаружение богатых ЭПГ-Cu-Ni руд в Норильской провинции является Черногорский ультрамафит-мафитовый интрузив. Для Таймырской провинции таким объектом следует считать Дюмталейский интрузив.

Выявленные закономерности изотопных характеристик рудного вещества, а именно (i) отрицательная зависимость между дисперсией величины $\delta^{34}\text{S}$ и объемом сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения (рис. 8-4) и (ii) отрицательный тренд изотопных составов меди и серы в *промышленно-рудноносных* интрузивах (рис. 6-6), могут быть эффективно использованы при оценке оруденения в слабо изученных ультрамафит-мафитовых интрузивах Полярной Сибири.

Перспективы выявления новых рудных объектов. Увеличение сырьевой базы платиноидно-медно-никелевых руд следует ожидать с (i) доразведкой глубоких горизонтов уже разрабатываемых месторождений и возможным открытием вблизи них новых крупных объектов, (ii) вовлечением в переработку вкрапленных руд разрабатываемых месторождений (Октябрьского, Талнахского и Норильск-1), месторождений госрезерва (Черногорского, Горозубовского, Норильск II и др.) и слабозабитых (Имангдинского и др.) месторождений. Кроме того, расширение платиноидной сырьевой базы также связано с разведкой и разработкой малосульфидных платиноидных руд, переоценкой имеющихся техногенных объектов и с возможным выявлением платиноидных россыпей, образовавшихся при денудации рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов норильского типа.

Новые платиноидно-медно-никеленозные рудные районы прогнозируются в Норильской провинции по комплексу благоприятных критериев, включая структуру земной коры, наличие специфических по составу ультрамафит-мафитовых рудоносных интрузивов, а также учитывая геофизические, геохимические, изотопно-геохимические, метаморфические признаки и др. С учетом составленных металлогенических карт Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000 [1984] и 1:500 000 [1987] к наиболее перспективным относится Норильско-Хараелахская металлогеническая зона (МЗ) (рис. 8-5) с установленными Норильско-Талнахской и Северо-Хараелахской рудными зонами (РЗ), а также Вологочанской, Центрально-Норильской и Южно-Норильской предполагаемыми РЗ, особенно вдоль глубинных разломов Норильско-Хараелахского, Боганидского, Фокинско-Тангаралахского и Северо-Хараелахского при пересечении их с менее крупными разломами. Перспективной также является Имангдинская МЗ, менее перспективной – Курейско-Северореченская МЗ, расположенные вдоль

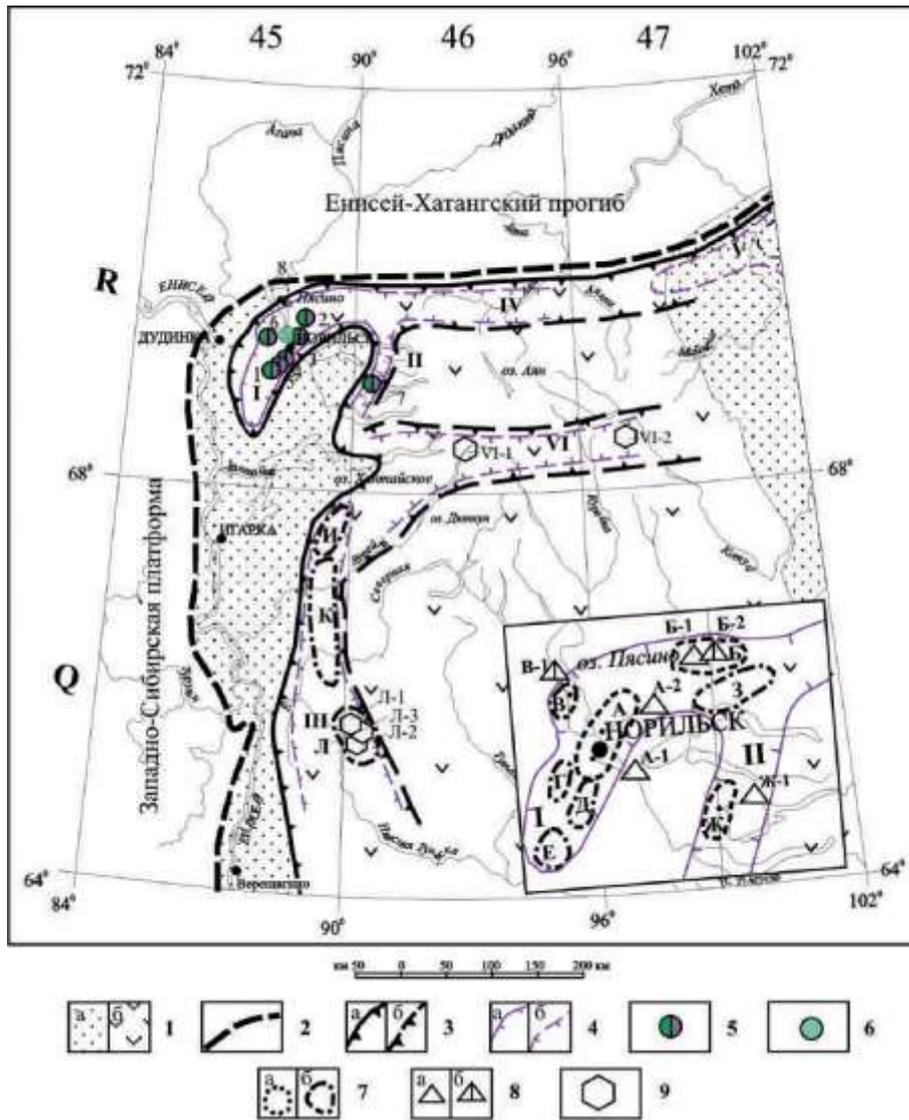


Рис. 8-5. Схема металлогенического районирования Норильской ЭПГ-Cu-Ni провинции [Малич и др., 2018б].

1 – Сибирская платформа (СП): а – осадочные образования ($R-P_2$), б – базальтовая вулканогенная толща (P_2-T_1); **2** – граница СП; **3** – границы Норильской платиноидно-медно-никеленоносной провинции (T_1): а – установленные, б – предполагаемые; **4** – границы металлогенических зон (МЗ), перспективных на комплексные платиноидно-медно-никелевые сульфидные руды: (а) установленные, (б) предполагаемые (**I** – Норильско-Хараелахская МЗ (ВП)*, **II** – Имангдинская МЗ (П)*, **III** – Курейско-Летнинская МЗ (ПП), **IV** – Большеваамская МЗ (ПП)*, **V** – Боярско-Дельканская МЗ (ПП), **VI** – Дюпкунская МЗ (ПП)); **5** – комплексные платиноидно-медно-никелевые месторождения (с Au, Ag, Co): эксплуатирующиеся (1 – Норильск 1, 2 – Талнахское, 3 – Октябрьское (У)**), забалансовые (4 – Норильск 2, 5 – Черногорское, 6 – Горозубовское, Имангдинское по Ni и Cu – С**и М**, по металлам платиновой группы – К**); **6** – платиноидные техногенные месторождения (8 – Хвостоотвал I (К)); **7** – рудные зоны (на схеме и врезке): а – установленные (УРЗ) (А – Норильско-Талнахская, Б – Северо-Хараелахская, Ж – Имангдинско-Мантуровская) и б – предполагаемые (ПРЗ): (В – Вологодчанская, Г – Центрально-Норильская, Д – Восточно-Норильская, Е – Южно-Норильская, З – Микчангдинская, И – Кулюмбинско-Горбиачинская, К – Курейско-Северореченская, Л – Ерачиминская); **8** – рудные узлы (РУ): а – установленные (УРУ) (А-1 – Северо-Норильский, А-2 – Южно-Хараелахский, Б-1 – Тальминский, Ж-1 – Центрально-Имангдинский), б – предполагаемые (ПРУ) (Б-2 – Арылахский, В-1 – Северовологодчанский); **9** – предположительно перспективные площади (ППП) на Ni, Cu, платиноиды: Л-1 – Некондаконская, Л-2 – Кочумдекская, Л-3 – Хуперская; VI-1 – Анамская, VI-2 – Харпычская. *ВП – высокоперспективные МЗ, П – перспективные МЗ, ПП – предположительно перспективные МЗ. **Месторождения: У – уникальные, К – крупные, С – средние, М – мелкие.

субмеридианальной Ламско-Летнинской зоны разломов (рис. 8-5). В пределах первой выделяются Имангдинско-Мантуровская установленная и Микчандская предполагаемая РЗ, в пределах второй – предполагаемые Кулюмбинско-Горбиачинская, Курейско-Северореченская и Ерачиминская РЗ [Металлогеническая карта..., 1987; Государственная геологическая..., 2000; Геология и полезные ископаемые..., 2002; Люлько и др., 2002; Государственный доклад..., 2018; 2019; Годовой отчет ПАО..., 2021 и др.]. К потенциально перспективным металлогеническим зонам, где пока не выявлено месторождений и перспективных проявлений плаиноидов, никеля и меди, относятся Боярско-Дельканская, Большеавамская и Дюпкунская (рис. 8-5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Металлогенический потенциал Полярной Сибири на платиноиды определяется комплексными платиноидно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями Норильской и Таймырской провинций и золото-иридиево-осмиевыми месторождениями Маймеча-Котуйской провинции, являющейся новой платинометальной провинцией России.

2. Комплексные золото-иридиево-осмиевые россыпи, связанные с Гулинским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами в пределах Маймеча-Котуйской провинции, расцениваются как уникальный по типу комплексной благороднометальной минерализации и весьма крупный по прогнозным ресурсам тугоплавких платиноидов потенциально промышленный объект, которому нет аналога в России. Подавляющее большинство минералов платиновой группы (МПГ) из дунитов, хромититов и благороднометальных россыпей Гулинского и Бор-Уряхского массивов образовано Os-Ir сплавами, преобладающими над Pt-Fe сплавами, Ru-Os сульфидами и другими МПГ. Особенности минеральных ассоциаций платиноидов в россыпях Маймеча-Котуйской провинции обусловлены их первичными источниками – дунитами, хромититами и оливинитами.

3. Петролого-геохимический анализ ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции позволил ранжировать их по степени перспективности на платиноидно-медно-никелевые руды в составе трех геолого-экономических типов: 1) промышленно-рудноносного, вмещающего уникальные и крупные месторождения (Октябрьское, Талнахское и Норильск-1); 2) рудоносного, с которым ассоциируют мелкие (резервные) месторождения с забалансовыми запасами сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд (Черногорское, Зуб-Маркшейдерское, Вологочанское и др.); 3) слаборудоносного с Cu-Ni сульфидной минерализацией без платиноидов (Нижнеталнахский и другие интрузивы). Отличные по петролого-геохимическим параметрам ультрамафит-мафитовые интрузивы Таймырской провинции (Бинюдинский и Дюмталейский) отнесены с определенной долей условности в группу потенциально-рудноносных интрузивов.

4. Комплексная оценка геохронологических и O-Hf-Nd-Sr-Os-Cu-S изотопно-геохимических данных для различно рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской и Таймырской провинций Полярной Сибири позволила выявить более сложную, чем это представлялось ранее, геологическую историю промышленно-рудноносных интрузивов. На основании анализа изотопно-геохимической информации охарактеризованы источники силикатного и рудного вещества, участвовавшие в формировании ультрамафит-мафитовых интрузивов норильского типа. В основу модели рудообразующих процессов положен механизм мантийно-корового взаимодействия. Последний обосновывается систематическими данными по

различным изотопным системам пород и минералов, которые указывают на определенную долю участия компонентов с коровыми изотопными метками в общем процессе породо- и рудообразования, связанного с мантийными магмами.

5. По данным изучения U-Pb системы в бадделеите и цирконе и Th-U-Pb системы в торинаните установлена временная близость для карбонатитов Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции и ультрамафит-мафитовых интрузивов Таймырской провинции к пермо-триасовому рубежу и их синхронность с толеит-базальтовым магматизмом Сибирской платформы.

6. Данные по изотопии кислорода в цирконе свидетельствуют о (i) мантийном происхождении первичных магм, родоначальных для Талнахского интрузива, и (ii) участии корового компонента при формировании рудоносных пород такситового горизонта. Преобладающая выборка значений начального изотопного состава гафния в цирконе *промышленно-рудноносных* интрузивов обладает параметрами (ϵ_{Hf_i} от 5 до 16), характерными для ювенильного мантийного источника. Ограниченный диапазон сходных изотопных вариаций неодима для главных разновидностей пород промышленно-рудноносных интрузивов ($\epsilon_{\text{Nd}_i}=1.0\pm 0.5$) связан с определенным уровнем контаминации данных пород материалом земной коры, предположительно в промежуточных магматических камерах, тогда как ограниченная выборка отрицательных значений ϵ_{Nd} (около -1.3 для интрузива Норильск-1 и от -3.3 до -1.4 для Талнахского интрузива), характерная для контактовых частей интрузивов, отражает взаимодействие с вмещающими породами при внедрении в современные камеры.

7. На основании выявленных закономерностей изотопного состава меди, серы и осмия сульфидных ЭПГ-Cu-Ni руд норильского типа ключевая роль в их образовании отводится глубинным магматическим камерам. Гомогенный изотопный состав серы в массивных и вкрапленных рудах и Хараелахского ($\delta^{34}\text{S}=12.7\pm 0.5\%$), и Талнахского ($\delta^{34}\text{S}=10.9\pm 0.6\%$) месторождений свидетельствует в пользу контаминации мантийных магм «коровым» компонентом, которая происходила не на месте внедрения интрузивных тел, а в более глубинных условиях, где и была достигнута гомогенизация изотопного состава серы и генерация сульфидного расплава. Вариации изотопного состава меди ($\delta^{65}\text{Cu}$) обусловлены различием изотопных параметров рудного вещества первичных магм, сформировавших сульфидные ЭПГ-Cu-Ni руды промышленных месторождений (от -1.1 до 0.0% для Талнахского месторождения и от -0.1 до 0.6% для месторождения Норильск-1). Для изотопно-лёгких составов меди ($\delta^{65}\text{Cu}$ от -2.3% до -0.9%) сульфидных руд Хараелахского месторождения допускается возможность участия внешнего источника меди (например, самородной меди Арылахского месторождения – $\delta^{65}\text{Cu}=-1.9\pm 0.15\%$).

8. Использование оригинальных подходов при изучении комплексных платинометаллических месторождений Полярной Сибири позволило предложить новые предпосылки прогноза для поиска подобных месторождений. Наиболее значимыми информационными параметрами при оценке рудоносности являются изотопные составы осмия, меди и серы в Cu-Ni сульфидах наряду с изотопным составом гафния и кислорода в цирконе/бадделеите и изотопными составами неодима и стронция в породах. На основе сочетания изотопных составов осмия, серы и меди выявлены интрузивные тела с вкрапленными сульфидными рудами, обладающими параметрами рудного вещества, за счет которых были сформированы промышленные платиноидно-медно-никелевые месторождения. Наиболее перспективными на обнаружение богатых ЭПГ-Cu-Ni руд являются Черногорский и Дюмталейский ультрамафит-мафитовые интрузивы.

9. Выполненные минералого-геохимические, геохронологические и изотопно-геохимические исследования позволили на принципиально новом уровне изучения вещества (i) охарактеризовать условия образования платинометаллических месторождений Маймеча-Котуйской, Норильской и Таймырской провинций и (ii) провести оценку перспектив выявления богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд в рудоносных и потенциально рудоносных интрузивах Полярной Сибири.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеева И.И., Беспаленкова Е.К., Гринзайд Е.Л., Колосова Л.П., Надежина Л.С., Хворостухина Н.А. Воспроизводимость и предел обнаружения кинетического метода определения микрограммовых количеств осмия // Журнал аналитической химии. 1978. № 11. С. 2174-2180.
2. Альмухомедов А.И., Медведев А.Я. Геохимия среды в процессах эволюции магм. М.: Наука, 1982. 146 с.
3. Артющков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
4. Баданина И.Ю., Малич К.Н. Природные поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe Восточного Витватерсранда (Южная Африка) // Доклады АН. 2017. Т. 476. № 5. С. 543–546.
5. Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Малич К.Н., Служеникин С.Ф. Изотопный состав кислорода цирконов промышленно-рудноносного Талнахского интрузива Норильской провинции: первые данные // Доклады АН. 2019. Т. 489. № 2. С. 170-173.
6. Баданина И.Ю., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Малич К.Н., Мурзин В.В. Результаты экспериментального определения собственной летучести кислорода Ru-Os-Ir сплавов Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива, Средний Урал (Россия) // Геохимия. 2015. Т. 53. № 7. С. 661-666.
7. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. Минералогическо-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия) // Труды ИГГ УрО РАН. 2013. Вып. 160. С. 188-192.
8. Баданина И.Ю., Малич К.Н., Романов А.П. Изотопно-геохимические характеристики рудоносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Западного Таймыра (Россия) // Доклады АН. 2014. Т. 458. № 3. С. 327-329.
9. Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.
10. Балмасова Е.А., Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Химический состав и генезис хромшпинелидов из ультрамафитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Записки ВМО. 1992а. Вып. 5. С. 51-59.
11. Балмасова Е.А., Смольская Л.С., Лопатина Л.А., Лопатин Г.Г., Лазаренков В.Г., Малич К.Н. Самородный осмий и иридоосмин Гулинского массива // Доклады АН. 1992б. Т. 323. № 4. С. 748-751.
12. Беззубцев В.В. Геология Горного Таймыра. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1989. 24 с.

13. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 605 с.
14. Борисов А.А., Жаркова Е.В., Кадик А.А., Кравчук И.Ф., Луканин О.А., Малинин С.Д., Шилобреева С.Н. Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах (Ред. Кадик А.А.). М.: Наука, 1991. 256 с
15. Бородин Л.С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитов-мельтейгитов // Известия АН СССР. сер. геол., 1958. № 6. С. 48-58.
16. Бородин Л.С. Нефелинизация пироксенитов и парагенезисы породообразующих минералов ийолитов из массивов ультраосновных-щелочных пород // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Ч.1. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 501-523.
17. Бородин Л.С. Карбонатиты и нефелиновые сиениты (к общей петрологии массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов) // Известия АН СССР. сер. геол., 1963. № 8. С. 23-43.
18. Бородин Л.С. Проблема генезиса и рудоносность мантийно-коровых карбонатитовых систем // Рудообразующие процессы и системы. XXVIII сессия Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль 1989). М.: Наука. 1989. С. 188-199.
19. Бородин Л.С. Генетические типы и геохимические особенности мантийно-коровых карбонатитовых формаций // Геохимия. 1994. № 12. С. 1683-1692.
20. Бородин Л.С., Капустин И.Л., Лапин А.В., Жабин А.Г. Роль процессов метасоматического изменения гипербазитов в формировании комплексных массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 118-127.
21. Бутакова Е.Л. К петрологии Маймеча-Котуйского комплекса ультраосновных и щелочных пород // Труды НИИГА. Т. 89. 1956. С. 201-249.
22. Бутакова Е.Л., Егоров Л.С. Маймеча-Котуйский комплекс формаций ультраосновных и щелочных пород // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд. АН СССР. 1962. С. 517-589.
23. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
24. Васильев Ю.Р., Гора М.П., Кузьмин Д.В. Петрология фойдитового и меймечитового вулканизма Маймеча-Котуйского вулканизма Маймеча-Котуйской провинции (Полярная Сибирь) // Геология и геофизика. 2017 Т. 58. № 6. С. 817-833.
25. Васильев Ю.Р., Гора М.П., Куликова А.В. Меймечит-пикритовые дайки Гулинского плутона (север Сибирской платформы) // Доклады АН. 2014. Т. 455. № 6. С. 668-671.

26. Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Прусская С.Н., Травин А.В. Первые данные об $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -возрасте траптовых интрузий западного сектора Сибирской платформы // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 4. С. 514-517.
27. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд. СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
28. Виленский А.М., Кавардин Г.И., Кравцова Л.И., Старицына Г.Н. Значение петрохимических особенностей дифференцированных траптовых интрузий для оценки перспектив их рудоносности // Геология северо-запада Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 112-126.
29. Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // Геохимия. 1966. № 1. С. 3-14.
30. Волченко Ю.А., Коротеев В.А. Геодинамические условия формирования и генезис крупных концентраций платиновых металлов в подвижных системах (на примере Урала) // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (Марин Ю.Б. отв. ред.). С-Пб.: Изд. СПГГИ. 1998. С. 231-239.
31. Вотяков С.Л., Хиллер В.В., Щапова Ю.В., Ерохин Ю.В. Особенности состава и химическое микронзондовое датирование U-Th-содержащих минералов. Часть 2. Уранинит, торит, торианит, коффинит и монациты геологических объектов Урала и Сибири // Зап. РМО. 2012. Ч. 141. № 3. С. 16-28.
32. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. Москва: Наука, 1981. 234 с.
33. Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л., Некрасов И.Я. Генетическая модель платиновой минерализации сульфидных медно-никелевых руд // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 190-197.
34. Геодинамическая модель северо-западной части Сибирской платформы и образование медно-никелевых месторождений // Геодинамические модели нефтегазоносных и рудных районов. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 91-98. (Авторы Н.С. Малич, Е.В. Туганова, М.Л. Шерман и др.).
35. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа (Ред. Н.С. Малич, В.Л. Масайтис, В.С. Сурков). Л.: Недра, 1987. 448 с. (Авторы Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова и др.).
36. Геология и генезис месторождений платиновых металлов (Лаверов Н.П., Дистлер В.В. ред.). М.: Наука, 1994. 301 с.
37. Геология и полезные ископаемые России. Т. 3. Восточная Сибирь (Ред. Н.С. Малич, Е.П. Миронюк, Е.В. Туганова). С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.

38. Геология Норильской металлогенической провинции (Никулин И.И. ред). Москва: МАКС Пресс, 2020. 524 с.
39. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостехметиздат, 1959. 68 с.
40. Годлевский М.Н. Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7-83.
41. Годлевский М.Н. Принципы расчленения базальтовой толщи Норильского района и задачи дальнейших исследований // Генезис и условия локализации Cu-Ni оруденения. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 162. М., 1981.
42. Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия. 1963. № 1. С. 35-39.
43. Годовой отчет ПАО «ГМК «Норильский никель» за 2020 год. 2021. <https://www.nornickel.ru/investors/disclosure/nornickel-disclosure/>
44. Гоньшакова В.И., Егоров Л.С. Петрогеохимические особенности ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. М.: Наука. 1968. 99 с.
45. Горбачев Н.С. Экспериментальное изучение взаимодействия флюидосодержащих базальтовых расплавов с перидотитом: мантийно-коровый источник трапповых магм Норильского района // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 434-449.
46. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М.: Недра, 1968. 343 с.
47. Горяинов И.Н. Вязкость базальтовых расплавов в связи с проблемой гравитационного фракционирования // Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. Труды НИИГА. Л., 1975. С. 108-116.
48. Горяинов И.Н., Аглонов В.С., Москалюк А.А. Состав газовой-жидких включений в породах Талнахской интрузии // Северосибирский район и его промышленные перспективы. Труды НИИГА. Л., 1973. С. 97-103.
49. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(45)–47 – Норильск. Объяснительная записка (Составители: Ковригина Е.К., Штейн Л.Ф., Семериков А.А., Матюшков А.Д., Лебедева О.А., Чуйко М.А., Антощенко Г.А., Кутыев А.Х., Решетова С.А., Терешенков О.М., Шарыгин А.А., Сай Т.С.). С-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.
50. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Таймырская. Листы S-45-XXIII-XXIV, S-46-XIX, XX. Объяснительная записка (Составители: Романов А.П., Никулов Л.П., Владимиров А.Е., Колямкин В.М., Курбатов И.И., Сахибгареев Ю.З., Сержантов Н.Ф.). С-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2009. 140 с.

51. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 годах. М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2018. 370 с.
52. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. М.: Министерство природных ресурсов и экологии РФ, 2019. 422 с.
53. Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений. 1966. Т. 8. № 4. С. 15-30.
54. Гриненко Л.Н. Сероводородсодержащие газовые залежи как источник серы при сульфуризации магм промышленно-рудноносных интрузий Норильского района // Доклады АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 730-732.
55. Гриненко Л.Н. Источники вещества и условия формирования сульфидных медно-никелевых руд по изотопно-геохимическим данным / Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 57-66.
56. Дистлер В.В. Петролого-геохимические закономерности формирования платиноносных медно-никелевых руд. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1985. 51 с.
57. Дистлер В.В. Платиновая минерализация Норильских месторождений // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 7-35.
58. Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Тарасов А.В. Норильский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. М.: Наука, 1983. С. 103-130.
59. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
60. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволицкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауф В.В., Олешкевич О.И. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования // Геология рудных месторождений. 1999. № 3. С. 241-265.
61. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Доклады АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220-223.
62. Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587-604.
63. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермо-триасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и

- редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159-1187.
64. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: изд. СО РАН, филиал «Гео», 2001. 408 с.
65. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского района. Санкт-Петербург: Наука, 2002. 822 с.
66. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 31-100.
67. Додин Д.А., Голубков В.С., Архипова А.И., Атласов А.И. Расчленение трапповой формации северо-западной окраины Сибирской платформы при среднемасштабном геологическом картировании // Информ. сборн. НИИГА. Вып. 30. 1962. С. 8-21.
68. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2001. 302 с.
69. Дюзиков О.А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1985. № 3. С. 18-33.
70. Дюзиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М., Мкртычян А.К., Шерман М.Л., Служеникин С.Ф., Лурье А.М. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Наука, 1988. 279 с.
71. Дюзиков О.А., Курбатов И.И., Лапутина И.П., Мкртычян А.К., Романов А.П., Служеникин С.Ф. Платиноносные плагиооливиниты – новая рудоносная магматическая формация Таймыра // Доклады АН. 1995. Т. 340. № 2. С. 212-217.
72. Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // 27-й Международный геологический конгресс. Геофизика. Т. 8. М., 1984. С. 27-42.
73. Егоров Л.С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970. С. 134-157.
74. Егоров Л.С. Щелочно-ультраосновной магматизм и его минерогения // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 24-40.
75. Егоров Л.С. Форма, структура и эволюция Гулинского массива ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов // Известия АН СССР. сер. геол. 1989. № 7. С. 41-56.
76. Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра, 1991. 260 с.
77. Егоров Л.С., Гольдбурт Т.Л., Шихорина К.М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород (Труды НИИГА, Т. 122). Госгортехиздат, 1961. С. 3-115.

78. Егоров Л.С., Сурина Н.П. О пространственно-временной связи различных типов платформенного магматизма в Маймеча-Котуйской провинции // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1. М.: Наука, 1972. С. 113-120.
79. Ефимов А.А. Проблема дунита // Советская геология. 1966. № 5. С. 13-27.
80. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука. 1984. 232 с.
81. Жабин А.Г. О строении и последовательности формирования Гулинского комплекса дунитов, ультраосновных и ультраосновных-щелочных лав, щелочных пород и карбонатитов // Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М.: Наука, 1965. С. 159-192.
82. Жерновский И.В. Деформационное текстурирование Os-Ru-Ir и Pt-Fe минеральных образований // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Тез. докл. IX сессии СВО ВМО, 26-28 февраля 1997 г., Магадан. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 175-176.
83. Залялеев Р.Ш., Беззубцев В.В. О Челюскинском гипербазитовом поясе (Восточный Таймыр) // Геология и геофизика. 1975. Т. 16. № 12. С. 132-133.
84. Зенько Т.Е. Механизм формирования норильских расслоенных рудоносных интрузивов // Известия АН СССР. Серия геол. 1983. № 11. С. 21-39.
85. Золотухин В.В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М.: Наука, 1964. 177 с.
86. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 432 с.
87. Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1978. 155 с.
88. Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В., Шатков В.А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного поля (месторождения Норильск-1, Норильск-2, горы Черной) // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971. С. 197-304.
89. Карта перспективной оценки минеральных ресурсов территории СССР масштаба 1:7500000. Медь (Ред. И.Г. Павлова; карта на 4 листах). Объяснительная записка к карте. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1976. (Авторы И.Г. Павлова, И.В. Ляхницкая, Е.В. Туганова и др.).
90. Карта перспективной оценки минеральных ресурсов территории СССР масштаба 1:7500000. Никель (карта на 4 листах). Объяснительная записка к карте. Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1979. (Соредакторы и соавторы И.В. Ляхницкая, Б.М. Михайлов, Е.В. Туганова).

91. Кнауф В.В. К метрологическому обеспечению минералогических работ // Записки ВМО. 1996. Т. 125. Вып. 6. С. 109-113.
92. Когарко Л.Н., Рябчиков И.Д. Условия генерации меймечитовых магм (Полярная Сибирь) по геохимическим данным // Геохимия. 1995. Т. № 12. С. 1699-1709.
93. Когарко Л.Н., Сенин В.Г. Первая находка золота в коренных породах Гулинского массива (Полярная. Сибирь) // Доклады АН. 2011. Т. 441. № 1. С. 81-82.
94. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Изотопная гетерогенность источников щелочного магматизма Полярной Сибири: Nd изотопные данные // Геохимия. 1996. № 2. С. 186-189.
95. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Доклады АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 939-942.
96. Когарко Л.Н., Уханов А.В., Никольская Н.Е. Новые данные о содержании элементов группы платины в горных породах ийолит-карбонатитовой формации (массивы Гули и Кугда, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь) // Геохимия. 1994. № 11. С. 1568-1576.
97. Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К. Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного щелочного массива (Полярная Сибирь) // Доклады АН. 1999. Т. 364. № 2. С.235-237.
98. Колосова Л.П., Аладышкина А.Е., Новацкая Н.В. Химико-спектральное определение платины, палладия, родия, иридия, рутения и золота в природных и промышленных материалах с использованием пробирного концентрирования свинцом и неполного купелирования // Журнал аналитической химии. 1984. № 8. С. 1469-1474.
99. Комарова М.З. Интрузивный магматизм северной части Норильского плато. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Норильск, 1974. 22 с.
100. Комарова М.З., Козырев С.М., Кокорин Н.И., Кнауф В.В. Расслоенная интрузия реки Дюмталей. Петрология и рудоносность // Недра Таймыра. 1999. Вып. 3. С. 42-67.
101. Комарова М.З., Козырев С.М., Люлько В.А., Вилинский С.А. Благороднометалльная минерализация вкрапленных руд Норильского рудного узла // Недра Таймыра. 2000. Вып. 4. С. 122-136.
102. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983, 390 с.
103. Коровяков И.А., Нелюбин Л.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.
- 104.** Костоянов А.И. Модельный Re-Os возраст самородных платиновых минералов // Геология рудных месторождений. 1998. № 6. С. 540-545.

105. Костоянов А.И., Пушкарев Ю.Д. Масс-спектрометрическое определение изотопного состава осмия посредством регистрации электроотрицательных ионов OsS_3^- // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 1998. т. 64. № 2. С. 24-28.
106. Костоянов А.И., Иванов Д.Ю., Манойлов В.В. Полицикличность образования минералов платиновой группы из россыпных проявлений Урала и Тимана // Геохимия. 2003. № 6. С. 595-607.
107. Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых сульфидных месторождений // Доклады АН. 1946. Т. 51. № 5. С. 381-383.
108. Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе сульфидных месторождений // Советская геология. 1948. № 29. С. 11-24.
109. Криволуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Доклады АН. 2014а. Т. 254. № 3. С. 319-321.
110. Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014б. 305 с.
111. Кузьмин В.К., Туганова Е.В. Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 122-125.
112. Курбатов И.И., Романов А.П. Петротип Бинюдинского ультрамафит-мафитового комплекса (Западный Таймыр). Новосибирск: СНИИГиМС, 2008. 169 с.
113. Лазаренков В.Г., Балмасова Е.А., Малич К.Н. Уникальная россыпь самородного осмия в Гулинском массиве (Полярная Сибирь) // Уникальные месторождения полезных ископаемых России. Закономерности формирования и размещения. С-Пб: СПбГИ, 1996. С. 63-74.
114. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геохимия ультрамафитов платиноносного Гулинского массива Маймеча-Котуйской провинции // Геохимия. 1993. № 11. С. 1523-1531.
115. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометальная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. С-Пб: Недра, 1992. 217 с.
116. Ланда Э.А. О генезисе ультрабазитов в интрузивных щелочно-ультраосновных массивах Маймеча-Котуйской провинции // Записки ВМО. 1967. Вып. 4. С. 377-388.
117. Ланда Э.А. Петрохимические особенности эффузивных и интрузивных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции // Петрохимические особенности ультраосновных и ультраосновных щелочных пород. М.: Недра, 1976. С. 151-160.
118. Ланда Э.А. Геохимия и условия образования ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород (на примере Маймеча-Котуйского и Карело-Кольского регионов). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л., 1987. 34 с.

119. Ланда Э.А., Ляпунов С.М. О содержании редкоземельных элементов в дунитах Гулинского массива и генезисе этих пород // Доклады АН СССР. 1984. Т. 276. № 1. С. 243-245.
120. Лапин А.В., Жабин А.Г. Нодулярные текстуры хромита в дуните как результат неравновесной эвтектической кристаллизации // Доклады АН СССР. 1965. Т. 163. № 5. С. 1240-1243.
121. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb-датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах // Доклады АН. 2013. Т. 450. № 3. С. 329-334.
122. Лихачев А.Н. Об условиях образования рудонных и безрудных магм базит-гипербазитового состава // Доклады АН. 1978. Т. 238. № 2. С. 447-450.
123. Лихачев А.П. Геология, генезис и прогнозирование медно-никелевых месторождений. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 1980. 49 с.
124. Лихачев А.П. Генетические основы поисков медно-никелевых месторождений // Условия образования рудных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 636-641.
125. Лихачев А.П. Условия образования медно-никелевых месторождений // Советская геология. 1982. № 6. С. 31-46.
126. Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
127. Лихачев А.П. Возможность самообогащения рудным веществом и тяжёлым изотопом серы (^{34}S) мантийных магм, формирующих Pt-Cu-Ni месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе // Отечественная геология. 2019. № 3. С. 32-49.
128. Лихачев А.П. Опоискованность Норильского района и возможности открытия в нём новых Pt-Cu-Ni месторождений // Отечественная геология. 2020. № 2. С. 3-16.
129. Лихачев А.П., Кириченко В.Т., Лопатин Г.Г., Кириченко А.А., Дерягина Г.Г., Рудашевский Н.С., Ботова М.М. К особенностям платиноносности щелочно-ультраосновной формации // Записки ВМО. 1987. Вып.1. С. 122-125.
130. Лопатин Г.Г. К открытию россыпей благородных металлов в Маймеча-Котуйской провинции / Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра (Отв. ред. Самойлов А.Г.) Новосибирск: Издательство Новосибирского университета, филиал «Гео» Издательства СО РАН. 2001. С. 156-158.
131. Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.Н. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрология Восточной Сибири. 1962. Т. 1. М.: изд. АН СССР. С. 5-70.

132. Лурье М.Л., Полунина Л.Н., Туганова Е.В. Принципы расчленения интрузивов позднепалеозойско-раннемезозойской «трапповой» формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1973. С. 116-126.
133. Люлько В.А., Федоренко В.А., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кунилов В.Е., Стехин А.И., Рябикин В.А., Симонов О.Н., Зенько Т.Е. Геология и рудные месторождения Норильского района. Путеводитель VII Международного Платинового Симпозиума (Ред. В.В. Дистлер, В.Е. Кунилов). М.: изд. Московский контакт, 1994. 43 с.
134. Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Козырев С.М., Комарова М.З., Рябикин В.А., Радько В.А., Симонов О.Н., Рочев Н.В. Состояние рудной базы цветных и благородных металлов в Норильском районе и направления первоочередных геологоразведочных работ // Руды и металлы. 2002. № 5. С. 66-82.
135. Ляхницкая И.В., Туганова Е.В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л.: Недра, 1977. 77 с.
136. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. т.5. М.: Наука, 1988. 509 с.
137. Магматические формации СССР. В 2-х томах (Масайтис В.Л., Москалева В.Н., Румянцева Н.А. ред.). Л.: Недра, 1979. Т. 1 – 318 с., Т. 2 – 279 с.
138. Малич К.Н. О формационной принадлежности платиноносных ультрабазитов концентрически-зональных массивов Сибирской платформы // Доклады АН СССР. 1991. Т. 318. № 6. С. 1452-1457.
139. Малич К.Н. Распределение платиноидов в ультрабазитах Гулинского массива как индикатор их генезиса // Записки ВМО. 1995. № 5. С. 16-30.
140. Малич К.Н. Об оценке платиноносности зональных клинопироксенит-дунитовых массивов // Доклады АН. 1996а. Т. 347. № 5. С. 653-657.
141. Малич К.Н. Платиноидная россыпь реки Ингарингда (север Восточной Сибири) // Доклады АН. 1996б. Т. 348. № 5. С. 652-656.
142. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). С-Пб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 296 с.
143. Малич К.Н. Морфология, химический состав и осмиево-изотопная систематика минералов осмия Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Сибирская платформа) // Природные ресурсы Таймыра. 2004. Вып. 2. С. 258-276.
144. Малич К.Н., Баданина И.Ю. Природные поликомпонентные твердые растворы системы Ru-Os-Ir-Pt-Fe, их генетическое и прикладное значение // Доклады АН. 1998. Т. 363. № 1. С. 93-96.

145. Малич К.Н., Баданина И.Ю. Особенности классификации и распространенности минералов платиновой группы // XVIII Всероссийская научная конференция "Уральская минералогическая школа - 2012", посвященная благородным металлам (Au, Ag, Pt, Ir, Os, Pd, Rh, Ru). Сборник статей студентов, аспирантов научных сотрудников академических институтов и преподавателей ВУЗов геологического профиля. Екатеринбург: Изд. ИГГ УрО РАН, 2012. С. 95-99.
146. Малич К.Н., Баданина И.Ю. Железо-платиновые сплавы хромититов Нижнетагильского и Кондёрского клинопироксенит-дунитовых массивов (Россия) // Доклады АН. 2015. Т. 462. № 6. С. 692-695.
147. Малич К.Н., Когарко Л.Н. Вещественный состав платиноидной минерализации Бор-Урхского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Россия) // Доклады РАН. 2011. Т. 440. № 6. С. 806-810.
148. Малич К.Н., Костоянов А.И. Модельный Re-Os-возраст платиноидной минерализации Гулинского массива (север Сибирской платформы, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 143-153.
149. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Геология и формационная принадлежность ультрамафитов Гулинского интрузива // Недра Таймыра. 1997а. Вып. 2. С. 86-103.
150. Малич К.Н., Лопатин Г.Г. Новые данные о металлогении уникального Гулинского клинопироксенит-дунитового массива (Северная Сибирь, Россия) // Геология рудных месторождений. 1997б. Т. 39. № 3. С. 247-257.
151. Малич К.Н., Оже Т. Состав включений в минералах осмия – индикатор условий образования Гулинского ультраосновного массива // Доклады АН. 1998. Т. 361. № 6. С. 812-814.
152. Малич К.Н., Рудашевский Н.С. О коренной минерализации платиноидов хромититов Гулинского массива // Доклады АН. 1992. Т. 325. № 5. С. 1026-1029.
153. Малич К.Н., Туганова Е.В. Петролого-геохимическая и изотопная неоднородность источников вещества промышленно-рудноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильского региона (Россия) // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы 3-й международной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. Т. 2. С. 42-45.
154. Малич К.Н., Хиллер В.В. Результаты химического датирования монацита Талнахского промышленно-рудноносного интрузива (Россия) // Доклады АН. 2017. Т. 474. № 2. С. 210-213.
155. Малич К.Н., Аникина Е.В., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Пушкарев Е.В., Хиллер В.В. Вещественный состав и осмиевая изотопия первичных и вторичных ассоциаций минералов платиновой группы магнезиальных хромититов Нуралинского лерцолитового массива (Ю. Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 1. С. 3-22.

156. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Туганова Е.В. U-Pb результаты датирования циркона и бадделеита ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 2. С. 163-172.
157. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Гончаров М.М., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г., Туганова Е.В. Маймеча-Котуйский регион – новая платинометальная провинция России // Доклады АН. 1996. Т. 348. № 2. С. 232-235.
158. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Кнауф В.В., Мейзел Т. Минералого-геохимические ассоциации платиноидов дунит-гарцбургитовых и клинопироксенит-дунитовых массивов // Труды ИГГ УрО РАН. 2013а. Вып. 160. С. 255-260.
159. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Костоянов А.И. Начальный изотопный состав осмия Os-Ir-Ru сплавов ультраосновных массивов Полярной Сибири / Доклады АН. 2011а. Т. 440. № 3. С. 397-402.
160. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П. Служеникин С.Ф. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопная систематика Бинюдинского и Дюмталейского рудоносных интрузивов (Таймыр, Россия) // Литосфера. 2016. Т. 16. № 1. С. 107-128.
161. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные // Литосфера. 2010. Т. 10. № 5. С. 37-63.
162. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018б. 287 с.
163. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Хиллер В.В., Белоусова Е.А., Бочаров С.Н., Кнауф В.В., Туганова С.М., Степашко А.А. Возраст и Hf-Nd изотопия ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции по данным изучения монацита, бадделеита и циркона в рудоносных и нерудоносных породах // Труды ИГГ УрО РАН. 2014. Вып. 161. С. 191-197.
164. Малич К.Н., Гончаров М.М., Лопатин Г.Г., Оже Т. Осмиенность Гулинского клинопироксенит-дунитового массива // Недра Таймыра. 1995. Вып.1. С. 62-84.
165. Малич К.Н., Ефимов А.А., Баданина И.Ю. Контрастные минеральные ассоциации платиноидов хромититов Нижне-Тагильского и Гулинского массивов (Россия): состав, источники вещества, возраст // Доклады АН. 2011б. Т. 441. № 1. С. 83-87.
166. Малич К.Н., Кадик А.А., Баданина И.Ю., Жаркова Е.В. Окислительно-восстановительные условия формирования минералов осмия Гулинского массива, Россия // Геохимия. 2011в. Т. 49. № 7. С. 767-771.
167. Малич К.Н., Когарко Л.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А. Hf-Nd изотопная систематика карбонатитов Гулинского массива (Маймеча-Котуйская провинция, Россия) / Доклады АН. 2018. Т. 480. № 3. С. 322–326.

168. Малич К.Н., Костоянов А.И., Меркле Р.К.В. Вещественный состав и осмиевая изотопия платиноидной минерализации Восточного Витватерсранда (Южная Африка) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 3. С. 281-295.
169. Малич К.Н., Крымский Р.Ш., Петров О.В., Пушкарев Ю.Д., Туганова Е.В. Re-Os изотопная систематика платиноидно-медно-никелевых сульфидных руд ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. 2–4 июня 2009 г., Санкт-Петербург, ИГГД РАН. С-Пб.: ИП Каталкина, 2009. Т. 2. С. 20-22.
170. Малич К.Н., Лопатин Г.Г., Симонов О.Н. Новый российский высокоперспективный источник осмия // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (Марин Ю.Б. отв. ред.). С-Пб.: изд. СПГГИ, 1998а. С. 257-270.
171. Малич К.Н., Малич Н.С., Симонов О.Н., Лопатин Г.Г., Науменко Н.Г. Иридиево-осмиевые россыпи Маймеча-Котуйской провинции – новый российский источник тугоплавких платиноидов // Отечественная геология. 1998б. № 3. С. 30-34.
172. Малич К.Н., Сорохтина Н.В., Баданина И.Ю., Кононкова Н.Н. О коренных источниках благороднометалльных россыпей Гулинского массива (Полярная Сибирь): новые минералогические данные // Доклады АН. 2013б. Т. 451. № 1. С. 87-90
173. Малич К.Н., Степашко А.А., Баданина И.Ю., Служеникин С.Ф. Петрохимическая и геохимическая неоднородность промышленно-рудноносного ультрамафит-мафитового интрузива Норильск-1 (Россия) // Труды ИГГ УрО РАН. 2018а. Вып. 165. С. 123-130.
174. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 216 с.
175. Малич Н.С., Туганова Е.В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. М.: Недра, 1980. 287 с.
176. Малич Н.С., Гринсон А.С., Туганова Е.В., Чернышев Н.М. Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. XXVIII сессия Междунар. геол. конгр. (Пушаровский Ю.М., Моссаковский А.А. ред.). М.: Наука, 1989. С. 184-193.
177. Малич Н.С., Туганова Е.В., Гринсон А.С. Геодинамическая обстановка образования Cu-Ni месторождений норильского типа // Никеленосность базит-гипербазитовых комплексов Норильского региона. Апатиты: изд. Кольского фил. АН СССР. 1988. С. 44-47.
178. Малич Н.С., Туганова Е.В., Проскурнин В.Ф. Металлогеническая карта Горного Таймыра масштаба 1:500 000 // Недра Таймыра. 2000. Вып. 4. С. 98-108.
179. Мальков Б.А. О дифференциации в дайках меймечитов // Доклады АН СССР. 1971. Т. 201. № 4. С. 945-948.

180. Мамаева Е.И. Минерагения ультрабазит-карбонатитовых массивов севера Сибирской платформы. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ФГУП «ВНИИОкеангеология». 2006. 22 с.
181. Маракушев А.А. Магматическое замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. Вып. XIV. М.: Наука, 1987. С. 24-38.
182. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 208 с.
183. Маракушев А.А. Новые аспекты в теории эндогенного рудообразования // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: ВИНТИ, 1994. С. 22-76.
184. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1:500 000 и объяснительная записка. (Гл. ред. Н.С. Малич; карта на 16 листах). Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1987. 149 с.
185. Металлогеническая карта Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000 (Ред. Н.С. Малич; карта на 6 листах). Л.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1984.
186. Минеральные ресурсы Таймырского автономного округа. Современное состояние и перспективы освоения. Норильск: Изд. Таймыргеолкома, 1995. 51 с. (Авторы А.Г. Самойлов, О.Н. Симонов, А.П. Афанасенков, И.И. Сидоров).
187. Минералы благородных металлов. Справочник (авторы Юшко-Захарова О.Е., Иванов В.В., Соболева Л.Н., Дубакина Л.С., Щербачев Д.К., Куличихина Р.Д., Тимофеева О.С.) М.: Недра, 1986. 272 с.
188. Митенков Г.А. Сульфидные медно-никелевые руды Талнахского месторождения (минералогия, генезис). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л., 1972. 24 с.
189. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Грошев Н.Ю., Малич К.Н., Жиров Д.В., Митрофанов А.Ф. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 357-373.
190. Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Малич К.Н., Жиров Д.В. Глава 5. Восточно-Скандинавская и Норильская плюмовые базитовые обширные изверженные провинции Pt-Pd руд: геологическое и металлогеническое сопоставление / Фундаментальные основы формирования ресурсной базы стратегического сырья (Au, Ag, Pt, Cu, редкие элементы и металлы). М.: Геос, 2012. С. 194-222.
191. Моор Г.Г. Дифференцированные щелочные интрузии северной окраины Сибирской платформы (правобережье нижнего течения р. Котуя) // Известия АН СССР. сер. геол., 1957. № 8. С. 40-52.
192. Мочалов А.Г. «Шлиховая платина» россыпей Дальнего Востока России. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ, 2001. 296 с.

193. Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Новый формационный тип минерализации платиновых металлов // Доклады АН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 935-939.
194. Налдретт А.Дж. Сульфидные никелевые месторождения: классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений. Т. 2. М.: Мир, 1984. С. 253-345.
195. Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.
196. Некрасов Н.Я., Горбачев Н.С. Физико-химические условия формирования дифференцированных интрузий и Cu-Ni руд норильского типа // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978. С. 92-123.
197. Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. Т. 2, кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1995. С. 94-101.
198. Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 263 с.
199. Олейников Б.В., Шарапов В.Н. Некоторые вопросы траппового вулканизма западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1961. № 6. С. 51-60.
200. Орлов В.П. Геологическое прогнозирование. М.: Недра, 1991. 164 с.
201. Петров О.В. Особенности строения фланговых зон Норильского и Талнахского рудных полей в связи с их прогнозной оценкой. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук, Л., 1985. 18 с.
202. Петров О.В., Лохов К.И., Капитонов И.Н., Прасолов Э.М., Богомолов Е.С., Крымский Р.Ш., Пушкарев Ю.Д., Сергеев С.А. Изотопный состав Sr, Nd, Hf и Pb как индикатор условий образования интрузивов Норильского рудного района // Платина России. Сб. научных трудов. Т. VII (Гл. ред. чл.-корр. РАН Д.А. Додин). Красноярск: Типография «Знак», 2011. С. 458-466.
203. Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В., Пушкарев Ю.Д., Баданина И.Ю., Крымский Р.Ш., Капитонов И.Н., Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кнауф В.В., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Романов А.П., Туганова С.М., Бочаров С.Н., Богомолов Е.С., Прасолов Э.М., Халенев В.О., Лохов К.И., Матуков Д.И. Опытные-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край) // Известия ВСЕГЕИ. 2008 год. 2009. Т. 8 (56). СПб.: Изд. ВСЕГЕИ. С. 248-262.
204. Петрографический кодекс. Магматические и метаморфические образования. С-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1995. 128 с.
205. Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа (Ред. В.С. Соболев). Новосибирск: Наука, 1978. 167 с.

206. Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволицкая Н.А. Условия взаимодействия норильских трапповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (О, Н, С) данным // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 56-80.
207. Попова В.И., Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Попов В.А. Монациты поздних гранитных пегматитов Ильменских гор: химическое датирование возраста зонально-секториальных кристаллов // Новые данные о минералах. М., 2010. № 45. С. 72-78.
208. Прасолов Э.М., Сергеев С.А., Беляцкий Б.В., Богомолов Е.С., Груздов К.А., Капитонов И.Н., Крымский Р.Ш., Халенёв В.О. Исследование изотопов He, Ar, S, Cu, Ni, Re, Os, Pb, U, Sm, Nd, Rb, Sr, Lu и Hf в породах и рудах Норильских месторождений // Геохимия. 2018. Т. 56. № 1. С. 50-69.
209. Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля, кобальта. М.: Недра, 1987, 246 с. (Авторы А.И. Кривцов, А.П. Лихачев и др.).
210. Проскурнин В.Ф., Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Петрушков Б.С., Верниковская А.Е., Гавриш А.В., Багаева А.А., Матушкин Н.Ю., Виноградова Н.П., Ларионов А.Н. Риолит-гранитная ассоциация Центрально-Таймырской зоны: свидетельство аккреционно-коллизийных событий в неопротерозойское время // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 1. С. 23-40.
211. Пушкарев Ю.Д. Два типа взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования // Доклады АН. 1997. Т. 335. № 4. С. 524-526.
212. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.
213. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
214. Расс И.Т. Мелилитовые породы кольцевых карбонатитовых комплексов – производные высококальциевой мантийной щелочно-ультраосновной магмы (петрологические, минералогические и экспериментальные данные) // Межд. конференция к 100-летию Н.А.Елисеева "Проблемы генезиса магматических и метаморфических пород", 25-27 мая 1998 г., Санкт-Петербург. Тез. докл., С-Пб.: СПбГУ, 1998. С. 126.
215. Ржевский В.Ф., Габлина И.Ф., Васильевская Л.В., Лурье А.М. Генетические особенности Гравийского месторождения меди // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 86-97.
216. Ржевский В.Ф., Мирошников А.Е., Душаткин А.Б., Шклярник Г.К. Меденосность верхнедокембрийских отложений Игарского района // Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного накопления цветных металлов (Сибирь и Дальний Восток) (Ред. Ю.П. Казанский, Л.Ф. Наркелюн). Новосибирск: Наука, 1980. С. 81-84.

217. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
218. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск-1. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.
219. Романов А.П., Курбатов И.И. Платиноносные оливиниты бинюдинского комплекса – фанерозойские коматииты Таймыра // Платина в геологических формациях Сибири. Общероссийский семинар. Тезисы докл. Красноярск: КНИИГиМС, 2001. С. 79-80.
220. Романов А.П., Курбатов И.И., Малич К.Н., Снисар С.Г., Бородина Е.В., Ерыкалов С.П., Кокорин Н.И. Ресурсный потенциал платиновых металлов Западного Таймыра // Платина России. Сб. научных трудов. Т. VII (Гл. ред. чл.-корр. РАН Д.А. Додин). Красноярск: Типография «Знак», 2011. С. 135-160.
221. Россыпная платина Таймырского автономного округа. (Авторы А.Г. Самойлов, А.И. Архипова, И.А. Наторхин и др.). Норильск: изд. Таймыргеолкома. 70 с.
222. Россыпные месторождения России и других стран СНГ (Минерагения, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы) (Лаверов Н.П., Патык-Кара Н.Г. ред.). М.: Научный мир, 1997. 479 с.
223. Рудашевский Н.С. Происхождение различных типов платиноидной минерализации в породах ультрамафитовых формаций // Записки ВМО. 1987. Вып. 2. С. 222-238.
224. Рудашевский Н.С. Платиноиды в породах ультрамафитовых формаций (минералогия и генезис). Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Л. 1989. 42 с.
225. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Силикатные включения в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // Доклады АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 977-981.
226. Рябов В.В. Особенности петрологии магнезиальных базитов Норильского района // Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск: Наука, 1984. С. 150-159.
227. Рябов В.В. Дифференциация магнезиальных расплавов на примере траппов Сибирской платформы. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1990. 31 с.
228. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: изд. Нонапрель, 2000. 408 с.
229. Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах Сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 8. С. 1176-1194.
230. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н. Кислородный потенциал и геохимия платиноидов в ультраосновных-щелочных комплексах // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 291-304.

231. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. Физико-химические условия магмообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. Т. 17. № 3. С. 311-323.
232. Савицкий Е.М., Полякова В.П. Металловедение платиновых металлов. М.: Металлургия, 1975. 423 с.
233. Сазонов А.М., Звягина Е.А., Леонтьев С.И., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С., Колмаков Ю.В., Панина Л.И., Чернышев А.И., Макеев С.М. Платиноносные щелочно-ультраосновные интрузии Полярной Сибири. Томск: Изд. ЦНТИ, 2001. 510 с.
234. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М., Лаврентьев Ю.Г., Майорова О.Н., Поспелова Л.Н. Благороднометальная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 51-65.
235. Самойлов А.Г., Шатков В.А., Леньчук Д.В. Техногенная россыпь платиноидов реки Щучья (Норильский район) // Недра Таймыра. 2000. Вып. 4. С. 185-194.
236. Симонов О.Н., Афанасенков А.П., Самойлов А.Г., Сидоров И.И. Минерально-сырьевая база Таймырского национального округа // Недра Таймыра. 1995. Вып. 1. С. 5-35.
237. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации дунитов Гулинского ультраосновного массива (Маймеча-Котуйская провинция) // Доклады АН. 2015. Т. 464. № 3. С. 341-345.
238. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Ступаков С.И., Котляров А.В., Карманов Н.С. Петрогенезис дунитов Гулинского ультраосновного массива (север Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2153-2177.
239. Симонов В.А., Приходько В.С., Васильев Ю.Р., Котляров А.В. Физико-химические условия кристаллизации пород ультраосновных массивов Сибирской платформы // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 70-93.
240. Симонов В.А., Васильев Ю.Р., Котляров А.В., Приходько В.С. Эволюция высокомагнезиальных расплавов в процессах кристаллизации пород ультрамафитовых массивов Сибирской платформы // Доклады АН. 2019. Т. 487. № 2. С. 203-207.
241. Скиннер Б.Дж., Пек Д.Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи // Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973. С. 195-207.
242. Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2000. 26 с.
243. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В. Вкрапленные руды Талнахского рудного узла как источник платиновых металлов // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. Сб. научн. статей. С-Пб.: СПГГИ, 1998. С. 247-256.

244. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туровцев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195-217.
245. Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Пясино-Вологочанский интрузив: геологическое строение и платино-медно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 424-444.
246. Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282-316.
247. Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Туровцев Д.М., Григорьева А.В., Баданина И.Ю. Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 511–544.
248. Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М., Федоренко В.А., Краковецкий Ю.К., Кокорин Н.В., Морозов С.С., Голованова Т.И. Платиноносность Дюмталейского гипербазит-базитового расслоенного титаноносного массива на центральном Таймыре // Платина России: Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XX веке. М., 1999. С. 107-123.
249. Смирнов М.Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М.: Недра, 1966. 58 с.
250. Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084-1095.
251. Соболев А.В., Слущкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97-110.
252. Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В., Малич К.Н., Петрунин А.А. Механизм образования сибирских меймечитов и природа их связи с траппами и кимберлитами // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 12. С. 1293-1334.
253. Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1366-1378.
254. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Ассоциации минералов палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 175-192.
255. Спиридонов Э.М., Серова А.А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середа Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh

- в норильских сульфидных рудах // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 445-476.
256. Сравнительный анализ геологического строения Русской и Сибирской платформ и новые критерии прогнозной оценки их минерально-сырьевых ресурсов. Методические рекомендации (Авторы Малич Н.С., Гринсон А.Г., Кириков В.П., Петров Б.В., Туганова Е.В., Якобсон К.Э.). СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1996. 44 с.
257. Старицкий Ю.Г., Туганова Е.В. Генетические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы // Геология рудных месторождений. 1965. № 1. С. 37-44.
258. Степанов В.К. Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ, 1975. 28 с.
259. Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Генезис и условия локализации медно-никелевого оруденения. Труды ЦНИГРИ. 1981. Вып. 162. С. 13-19.
260. Степанов В.К. Медно-никелевые месторождения // Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных и благородных металлов и алмазов. М., 1989. С. 126-143.
261. Стехин А.И., Кунилов В.Е., Олешкевич О.И. Техногенные меторождения благородных и цветных металлов в Норильском районе // Недра Таймыра. 1995. Вып. 1. С. 85-93.
262. Струнин Б.М., Дюжиков О.А., Бармина О.А., Комаров В.В. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000. Объяснительная записка. М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 118 с.
263. Тарасов А.В. Структурно-геологические условия локализации базит-гипербазитовых интрузивов в промышленных медно-никелевых рудных полях севера Сибирской платформы // Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. Л.: Недра, 1983. С. 81-115.
264. Туганова Е.В. Металлогенические особенности площадей с сульфидной медно-никелевой минерализацией // Методическое пособие по металлогении. М.: Недра, 1976. С. 103- 112.
265. Туганова Е.В. Интрузивный магматизм северо-запада Сибирской платформы. Л.: Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977. Т. 156. С. 61-92.
266. Туганова Е.В. Интрузии норильского типа – продукт смешения двух магм // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Тез. докл. Свердловск, 1985. С. 127-128.

267. Туганова Е.В. Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988. С. 197-204.
268. Туганова Е.В. Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных Si-Ni месторождений // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 3-11.
269. Туганова Е.В. Докембрийские магматические формации севера Приенисейской Сибири // Недра Таймыра. 1995. Вып. 1. С. 155-164.
270. Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.
271. Туганова Е.В., Малич К.Н. К вопросу о платиноносности интрузий норильского типа // Доклады АН СССР. 1990. Т. 313. № 1. С. 178-183.
272. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические особенности пород интрузий норильского типа // Недра Таймыра. 1997. Вып. 2. С. 114-122.
273. Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // Региональная геология и металлогения. 2003. № 17. С. 140-146.
274. Туровцев Д.М. Условия формирования формации контактовых роговиков в ореолах дифференцированных трапповых интрузий на Талнахском месторождении // Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., 1970. С. 211-232.
275. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.
276. Урванцев Н.Н. Расчленение интрузивного траппового комплекса как основа поисков медно-никелевых руд // Инф. сб. НИИГА. 1962. Вып. 29. С. 12-23.
277. Урванцев Н.Н. Геолого-тектонические факторы становления медно-никелевых месторождений севера Средней Сибири // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 5-15.
278. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
279. Хиллер В.В. Состав, кристаллохимия, эволюция U-Th-Pb-системы ряда минералов-геохронометров по данным экспериментального исследования и компьютерного моделирования. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. 23 с.
280. Хиллер В.В., Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Иванов К.С. Th-U-Pb датирование гранитных пегматитов Липовского рудного поля (Урал) по трем минералам // Доклады АН. 2014. Т. 455. № 2. С. 216-219.

281. Чернова Н.А. Дифференцированная трапсовая интрузия г. Зуб в Норильском районе // Геология и геофизика. 1961. № 5. С. 65-72.
282. Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Известия АН СССР, сер. геол., 1947. № 1. С. 123-134.
283. Шейнманн Ю.М. Некоторые геологические особенности ультраосновных и ультращелочных магматических образований на платформах // Записки ВМО. 1955. Вып.2. С. 143-158.
284. Шейнманн Ю.М. Очерки глубинной геологии. М.: Недра, 1968. 230 с.
285. Шумская Н.И. Определитель рудных минералов по спектральным кривым отражения. Л.: Недра, 1985. 231 с.
286. Щеглов А.Д., Говоров Н.И. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
287. Эпштейн Е.М. Геолого-петрологическая модель и генетические особенности рудоносных карбонатитовых комплексов. М.: Недра, 1994. 256 с.
288. Эпштейн Е.М., Аникеева Л.И., Михайлова А.Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии // Гулинская интрузия ультраосновных-щелочных пород (Тр.НИИГА, Т. 122). Госгортехиздат, 1961. С. 116-272.
289. Allegre C.J., Luck J.-M. Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 48. P. 148-154.
290. Andrews D.R.A, Brenan J.M. Phase-equilibrium constraints on the magmatic origin of laurite and Os-Ir alloy // Canadian Mineralogist. 2002. V. 40. P. 1705-1716.
291. Arndt N.T. The conduits of magmatic ore deposits // Exploration for platinum-group element deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series (Mungal J.E. ed.). 2005. V. 35. P. 181-201.
292. Arndt N.T. Insights into the geological setting and origin of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Norilsk-Talnakh region, Siberia // Reviews in Economic Geology. 2011. V. 17. P. 199-215.
293. Arndt N., Chauvel C., Czamaske G., Fedorenko V. Two mantle sources, two plumbing systems: Tholeiitic and alkaline magmatism of the Maimecha River basin, Siberian flood volcanic province // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1998. V. 133. P. 297-313.
294. Arndt N.T., Czamaske G.K., Walker R.J., Chauvel C., Fedorenko V.A. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 495-515.

295. Arndt N.T., Lehnert K., Vasil'ev Y. Meimechites: highly magnesian lithosphere-contaminated alkaline magmas from deep subcontinental mantle // *Lithos*. 1995. V. 34. P. 41-59.
296. Arndt N.T., Leshner C.M., Czamanske G.K. Magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits // *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. 2005. P. 5-23.
297. Auge T., Legendre O. Pt-Fe nuggets from alluvial deposits in Eastern Madagascar // *Canadian Mineralogist*. 1992. V. 30. P. 983-1004.
298. Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M., Halicz L. Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel) // *Chemical Geology*. 2007. V. 243. P. 238- 254.
299. Asael D., Matthews A., Butler I., Rickard A.D., Bar-Matthews M., Halicz L. $^{65}\text{Cu}/^{63}\text{Cu}$ fractionation during copper sulphide formation from iron sulphides in aqueous solution // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. № 18S. P. A23.
300. Augland L.E., Ryabov V.V., Vernikovskiy V.A., Planke S., Polozov A.G., Callegaro S. Jerram D.A., Svensen H.H. The main pulse of the Siberian Traps expanded in size and composition // *Scientific Reports*. 2019. V. 9. 18723.
301. Augustithis S.S. Mineralogical and geochemical studies of the platiniferous dunite – birbiritite – pyroxenite complex of Yubdo (Birbir), W. Ethiopia. *Chemie der Erde*. 1965. V. 24. P. 159-196.
302. Badanina I.Yu., Malitch, K.N., Lord, R.A., Meisel T.C. Origin of primary PGM assemblage in chromitite from a mantle tectonite at Harold's Grave (Shetland Ophiolite Complex, Scotland) // *Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 107. № 6. P. 963-970.
303. Badanina I.Yu., Malitch K.N., Lord R.A., Belousova E.A., Meisel T.C. Closed-system behaviour of the Re-Os isotope system recorded in primary and secondary PGM assemblages: evidence from a mantle chromitite at Harold's Grave (Shetland ophiolite Complex, Scotland) // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 75. P. 174-185.
304. Barkov A.Y., Cabri L.J. Variations of major and minor elements in Pt-Fe alloy minerals: a review and new observations // *Minerals*. 2019. V. 9. 25. <https://doi.org/10.3390/min9010025>.
305. Barnes S.-J., Naldrett A.J., Gorton M.P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas // *Chemical geology*. 1985. V. 53. P. 302-323.
306. Barnes S.J., Le Vaillant M., Godel B., Leshner C.M. Droplets and bubbles: Solidification of sulphide-rich vapour-saturated orthocumulates in the Noril'sk-Talnakh Ni-Cu-PGE ore-bearing intrusions // *Journal of Petrology*. 2019. V.60. P. 269-300.
307. Barnes S.J., Malitch K.N., Yudovskaya M.A. Introduction to a Special Issue on the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-platinum group element deposits // *Economic Geology*. 2020. V. 115. № 6. P. 1157-1172.

308. Bayanova T., Ludden J., Mitrofanov F. Timing and duration of Palaeoproterozoic events producing ore-bearing layered intrusions of the Baltic Shield: metallogenic, petrological and geodynamic implications // Geological Society, London, Special Publications. 2009. V. 323. P. 165-198.
309. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. V. 143. P. 602-622.
310. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Zircon crystal morphology, trace-element signatures and Hf-isotope composition as a tool for petrogenetic modelling: examples from eastern Australian granitoids // Journal of Petrology. 2006. V. 47. P. 329-353.
311. Ben Othman D., Luck J.M., Bodinier J.L., Arndt N.T., Albarède F. Cu-Zn isotopic variations in the Earth's mantle // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. V. 70. № 18S. P. A46.
312. Bermin J., Vance D., Archer C., Statham P.J. The determination of the isotopic composition of Cu and Zn in seawater // Chemical Geology. 2006. V. 226. № 3-4. P. 280-297.
313. Birck J.L., Roy-Barman M.R., Campas F. Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // Geostandards Newsletter. 1997. V. 21. P. 19-27.
314. Bird J.M., Bassett W.A. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys // Journal of Geophysical Research. V. 85. № B10. P. 5461-5470.
315. Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 273. P. 48-57.
316. Bowles J.F.W. The development of platinum-group minerals in laterites // Economic Geology. 1986. V. 81. P. 1278-1285.
317. Bowles J.F.W. The development of platinum-group minerals (PGM) in laterites: mineral morphology // Chronicle of Mineral Research & Exploration. 1995. № 520. P. 55-63.
318. Brovchenko V.D., Sluzhenikin S.F., Kovalchuk E.V., Kovrigina S. V., Abramova V.D., Yudovskaya M.A. Platinum Group Element Enrichment of Natural Quenched Sulfide Solid Solutions, the Norilsk 1 Deposit, Russia // Economic Geology, 2020, V. 115. № 6. P. 1343-1361.
319. Burgess S.D., Bowring S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // Science Advances. 2015. V. 1. e1500470.
320. Cabri L.J. The platinum-group minerals // The geology, geochemistry, mineralogy and beneficiation of the platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 13-129.

321. Cabri L.J., Feather C.E. Platinum-iron alloys: a nomenclature based on a study of natural and synthetic alloys // *Canadian Mineralogist*. 1975. V. 13. P. 117-126.
322. Cabri L.J., Sylvester P.J., Tubrett M.N., Peregoedova A., Laflamme J.H.G. Comparison of LAM-ICP-MS and micri-PIXE results for palladium and rhodium in selected samples of Noril'sk and Talnakh sulfides // *Canadian Mineralogist*. 2003. V. 41. № 2. P. 321-329.
323. Campbell I.H., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Hill R.I., Stepanov V. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary // *Science*. 1992. V. 255. P. 1760-1763.
324. Carlson R.W., Czamanske G., Fedorenko V., Ilupin I. A comparison of Siberian meimechites and kimberlites: Implications for the source of high-Mg alkalic magmas and flood basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 11. Q11014. doi:10.1029/2006GC001342.
325. Cavosie A.J., Kita N.T., Valley J.W. Primitive oxygen-isotope ratio recorded in magmatic zircon from the Mid-Atlantic Ridge // *American Mineralogist*. 2009. V. 94. P. 926-934.
326. Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphide inclusions in diamond // *Nature*. 1987. V. 330. P. 242-244.
327. Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions // *Earth and Planetary Science Letters* 1989. V. 92. P. 144-156.
328. Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Zhitova L.M., Izokh A.E., Tolstykh N.D., Abersteiner A., Lobastov B.M., Yakich T.Yu. 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 // *Economic Geology*. 2020. V. 115. № 6. P. 1321-1342.
329. Chen J.H., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Re-Os systematics in chondrites and the fractionation of the platinum group elements in the early solar system // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1998. V. 62. P. 3379-3392.
330. Cocherie A., Albarede F. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65. № 24. P. 4509-4522.
331. Coggon J.A., Nowell G.M., Pearson D.G., Parman S.W. Application of the ^{190}Pt - ^{186}Os isotope system to dating platinum mineralization and ophiolite formation – an example from the Meratus Mountains, Borneo // *Economic Geology*. 2011. V. 106. P. 93-117.
332. Cousins G.A. The Merensky reef of the Bushveld igneous complex magmatic ore deposits // *Economic Geology*. 1969. № 4. P. 239-250.
333. Cousins C.A. Platinoids in the Witwatersrand system. *Journal of the South African Institute of Mining and Metallurgy*. 1973. V. 73. P. 184-199.

334. Cousins C.A., Kinloch E.D. Some observations on textures and inclusions in alluvial platinumoids // *Economic Geology*. 1976. V. 71. P. 1377-1398.
335. Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J. Negative thermal ion mass spectrometry of osmium, rhenium and iridium // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V. 55. P. 397-401.
336. Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek M.L., Fedorenko V.A., Zen'ko T.E., Kent J., King B.S., Knight R.J., Siems D.F. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system // *Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium: Spec. Publ. 5* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.), Geological Survey, Ontario. 1994. P. 313-342.
337. Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A., Calk L.C., Budahn J.R., Bullock J.H. (Jr.), Fries T.L., King B.S., Siems D.F. Petrography and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia; with discussion of their origin // *Resource Geology Special Issue 18*. 1995. P. 1-48.
338. Dalrymple G.B., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Simonov O.N., Lanphere M.A., Likhachev A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 2071-2083.
339. De Wit M.J., Tredoux M. PGE in the 3.5 Ga Jamestown ophiolite complex, Barberton greenstone belt, with implications for PGE distribution in the simatic lithosphere // *Geoplatinum 87* (Prichard H.M., Potts P.J., Bowles J.F.W., Cribb S.J. eds.). London: Elsevier, 1988. P. 319-341.
340. Diakov S., West R., Schissel D. Recent advances in the Noril'sk model and its application for exploration of Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Society of Economic Geologists Special Publication 9*. 2002. P. 203-226.
341. Dickin A.P., Richardson J.M., Crocket J.H., McNutt R.H., Peredery W.V. Osmium isotope evidence for a crustal origin of platinum-group elements in the Sudbury nickel ore // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. V. 56. P. 3531-3537.
342. Dijkstra A.H., Dale C.W., Oberthür T., Nowell G.M., Pearson D.G. Osmium isotope compositions of detrital Os-rich alloys from the Rhine River provide evidence for a global late Mesoproterozoic mantle depletion event // *Earth and Planetary Science Letters*. 2016. V. 452. P. 115-122.
343. Distler V.V. Platinum mineralization of the Noril'sk deposits // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey Special Volume 5. 1994. P. 243-260.
344. Distler V.V., Sluzhenikin S.F., Malitch K.N., Petrov O.V., Pokrovsky B.G. The problem of sources of ore matter for Cu-Ni-Pt deposits of Noril'sk ore region // *Large Igneous Provinces of Asia. Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium*, Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 76-78.

345. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 66-92.
346. Duran C.J., Barnes S.-J., Plese P., Prasek M.K., Zientek M.L., Page P. Fractional crystallization-induced variations in sulphides from the Noril'sk-Talnakh mining district (Polar Siberia, Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 90. P. 326-351.
347. Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. Isotopic evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // *Nature*. 1991. V. 353. P. 649-653.
348. Elkins-Tanton L.T., Draper D.S., Agee C.B., Jewell J., Thorpe A., Hess P.C. The last lavas erupted during the main phase of the Siberian flood volcanic province: results from experimental petrology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2007. V. 153. P. 191-209.
349. Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // *Journal of Geodynamics*. 2002. V. 34. P. 309-342. (Erratum: *J. Geodynamics*. 2002. V. 34. P. 711-714).
350. Esser B.K., Turekian K.K. The osmium isotopic composition of the continental crust // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 3093-3104.
351. Fedorenko V.A. Evolution of magmatism as reflected in volcanic sequence of the Noril'sk region // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey. 1994. P. 171-184.
352. Feather C.E. Mineralogy of platinum-group minerals in the Witwatersrand, South Africa // *Economic Geology*. 1976. V. 71. P. 1399-1428.
353. Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Results of new field and geochemical studies of the volcanic and intrusive rocks of the Maimecha-Kotui Area, Siberian flood-basalt Province, Russia // *International Geology Review*. 1997. V. 39. P. 479-531.
354. Garuti G, Zaccarini F, Moloshag V, Alimov V Platinum-group minerals as indicators of sulfur fugacity in ophiolitic upper mantle: an example from chromitites of the Rai-Iz ultramafic complex, Polar Urals, Russia // *Canadian Mineralogist*. 1999. V. 37. P. 1099-1115.
355. Genkin A.D., Evstigneeva T.L. Associations of platinum-group minerals of the Noril'sk copper-nickel sulfide ores // *Economic Geology*. 1986. V. 81. P. 1203-1212.
356. Godlevskiy M.N., Likhachev A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits // *Geology and metallogeny of copper deposits* (Friedrich G.H., Genkin A.D., Naldrett A.J., Ridge J.D., Sillitoe R.H., Vokes F.M. eds.). Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 124-134.

357. González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Gervilla F., Proenza J.A., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Chromitites in ophiolites: how, where, when, why? Part I. A review and new ideas on the origin and significance of platinum-group minerals // *Lithos*. 2014. V. 189. P. 127-139.
358. González-Jiménez J.M., Locmelis M., Belousova E., Griffin W., Gervilla F., Kerestedjian T.N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Sergeeva I. Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed ultramafic massif of Dobromirski (Bulgaria) // *Gondwana Research*. 2015. V. 27. P. 555-574.
359. Graham S., Pearson N., Jackson S., Griffin W., O'Reilly S.Y. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit // *Chemical Geology*. 2004. V. 207. P. 147-169.
360. Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E.A., Jackson S.E., van Achterbergh E., O'Reilly S.Y., Shee S.R. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2000. V. 64. P. 133-147.
361. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. Appendix 2. GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS // *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences*, Mineralogical Association of Canada Short Course Series (Sylvester P. ed.). 2008. V. 40. P. 204-207.
362. Griffin W.L., Wang X., Jackson S.E., Pearson N.J., O'Reilly S.Y., Xu X., Zhou X. Zircon chemistry and magma genesis, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Pingtan and Tonglu igneous complexes // *Lithos*. 2002. V. 61. P. 237-269.
363. Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // *International Geology Review*. 1985. V.28. P. 695-708.
364. Harris D.C., Cabri L.J. The nomenclature of the natural alloys of osmium, iridium and ruthenium based on new compositional data from world-wide occurrences // *Canadian Mineralogist*. 1973. V. 12. P. 104-112.
365. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // *Canadian Mineralogist*. 1991. V. 29. P. 231-237.
366. Hart S.R., Kinloch E.D. Osmium isotope systematics in Witwatersrand and Bushveld ore deposits // *Economic Geology* 1989. V. 84. P. 1651-1655.
367. Hattori K. A review of rhenium-osmium isotope geochemistry of platinum-group minerals and platinum mineralization // *The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements* (Cabri L.J. ed.). Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special volume 54. 2002. P. 251-271.
368. Hattori K., Cabri L.J. Origin of platinum-group-mineral nuggets inferred from an osmium-isotope study // *Canadian Mineralogist*. 1992. V. 30. P. 289-301.

369. Hattori K., Hart S.R. Osmium-isotope ratios of platinum-group minerals associated with ultramafic intrusions: Os-isotopic evolution of the oceanic mantle // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 107. P. 499-514.
370. Hattori K., Burgath K., Hart S.R. Os-isotope study of platinum group minerals in chromitites in Alpine-type ultramafic intrusions and the associated placers in Borneo // *Mineralogical Magazine*. 1992. V. 56. P. 157-164.
371. Hawkesworth S.J., Kemp A.I.S. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution // *Chemical Geology*. 2006. V. 226. P. 144-162.
372. Hawkesworth C.W., Lightfooth P.C., Fedorenko V.A., Blake S., Naldrett A.J., Doherty W., Gorbachev N.S. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian continental flood basalts // *Lithos*. 1995. V. 61. P. 61-88.
373. Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. P. 5159-5168.
374. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. P. 637-648.
375. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous metamorphic petrogenesis // *Zircon. Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. V.53. P. 27-55.
376. *Isotope Geology of the Norilsk deposits* (Petrov O., ed). Cham: Springer Nature, 2019. 306 p.
377. Ivanov A.V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian traps // *The origin of melting anomalies: Plates, plumes and planetary processes* (Fouglar G.R., Jurdy D.M. eds.). 2007. V. 430. Geological Society of America Special Paper. P. 669-691.
378. Iacono-Marziano G., Ferraina C., Gaillard F., Di Carlo I., Arndt N.T. Assimilation of sulfate and carbonaceous rocks: Experimental study, thermodynamic modeling and application to the Noril'sk-Talnakh region (Russia) // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 89. P. 399-413.
379. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // *Chemical Geology* 2004. V. 211. P. 47-69.
380. Johan Z. Platinum-group minerals from placers related to the Nizhni Tagil (Middle Urals, Russia) Uralian-Alaskan-type ultramafic complex: ore-mineralogy and study of silicate inclusions in (Pt, Fe) alloys // *Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 87. P. 1-30.
381. Johan Z., Ohnenstetter M., Slansky E., Barron L.M., Suppel D. Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, New South Wales, Australia. 1. Platinum-group minerals in clinopyroxenites of the Kelvin Grove Prospect, Owendale intrusion // *Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 40. P. 289-309.

382. Johan Z., Slansky E., Ohnenstetter M. Isoferroplatinum nuggets from Milverton (Fifield, NSW, Australia): a contribution to the origin of PGE mineralization in the Alaskan-type complexes // *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences. Paris.* 1991. V. 312. ser. II. P. 55-60.
383. Junk S.A. Ancient artefacts and modern analytical techniques – usefulness of laser ablation ICPMS demonstrated with ancient gold coins // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Section B, Beam Interactions with Materials and Atoms.* 2001. V. 181. P. 723-727.
384. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 214. P. 75-91.
385. Kamo S.L., Czamanske G.K., Krough T.E. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1996. V. 60. P. 3505-3511.
386. Keays R.R., Lightfoot P.C. Crustal sulfur is required to form magmatic Ni-Cu sulfide deposits: evidence from chalcophile element signatures of Siberian and Deccan Trap basalts // *Mineralium Deposita.* 2010. V. 45. P. 241-257.
387. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Paterson B.A., Kinny P.D. Episodic growth of the Gondwana supercontinent from hafnium and oxygen isotopes in zircon // *Nature.* 2006. V. 439. P. 580-583.
388. Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J., Foster G.L., Paterson B.A., Woodhead J.D., Hergt J.M., Gray C.M., Whitehouse M.J. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon // *Science.* 2007. V. 315. P. 980-983.
389. Kempton P.D., Harmon R.S. Oxygen isotope evidence for large-scale hybridization of the lower crust during magmatic underplating // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 1992. V. 56. P. 971-986.
390. Kinny P.D., Dawson J.B. A mantle metasomatic injection event linked to late Cretaceous kimberlite magmatism // *Nature.* 1992. V. 360. P. 726-728.
391. Kita N.T., Ushikubo T., Fu B., Valley J.W. High precision SIMS oxygen isotope analysis and the effect of sample topography // *Chemical Geology.* 2009. V. 264. P. 43-57.
392. Knauf V.V., Guseva N.S., Knauf O.V. Application of the “ppm - mineralogy” technique for isotope dating and mineralogical study of ore deposits in mafic-ultramafic complexes basud on minute accessory minerals / *Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting (Andrew C.J. et al. eds.).* 2007. V 1. Navan, Ireland. P. 777-779.
393. Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // *Mineralogy and Petrology.* 2007. V. 89. № 1. P. 113-132.

394. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.P., Wooley A.R. Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. Pt 2: Former USSR. London: Chapman and Hall, 1995. 226 p.
395. Komarova M.Z., Kozyrev S.M., Simonov O.N., Lyul'ko V.A. The PGE mineralization of disseminated sulfide ores of the Noril'sk-Taimyr Region // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements (Cabri L.J. ed.). Special volume 54. Canadian institute of mining, metallurgy and petroleum. 2002. P. 547-567.
396. Krivolutskaya N.A. Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Springer International Publishing Switzerland, 2016. 364 p.
397. Krivolutskaya N., Bychkova Y., Gongalsky B., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Dekunova E., Taskaev V. New geochemical and mineralogical data on rocks and ores of the NE flank of the Oktyabr'skoe Deposit (Norilsk area) and a view on their origin // Minerals. 2021. V. 11. 44. <https://doi.org/10.3390/min11010044>.
398. Krivolutskaya N.A., Gongalsky B.I., Kedrovskaya T.B., Kubrakova I.V., Tyutyunnik O.A., Chikatueva V.Y., Bychkova Y.V., Magazina L., Kovalchuk E.N., Yakushev A.I., Kononkova N.N. Geology of the western flanks of the Oktyabr'skoe deposit, Noril'sk district, Russia: evidence of a closed magmatic system // Mineralium Deposita. 2019. V. 54. P. 611-630.
399. Krivolutskaya N.A. Gongalskiy B.I., Yushin A.A., Schlychkova T.B., Kononkova N.N., Tushentsova I.N. Mineralogical and geochemical characteristics of PGE-Cu-Ni ores of the Maslovsky deposit in the Noril'sk area, Russia // Canadian Mineralogist. 2011. V. 49. P. 1649-1674.
400. Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G., Gongalskiy B.I., Hauff B., Kuzmin D.V., Tushentsova I.N., Svirskaya N.M., Kononkova N.N., Schlychkova T.B. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia: Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // Mineralium Deposita 2012. V. 47. P. 69-88.
401. Krivolutskaya N., Tolstykh N., Kedrovskaya T., Naumov K., Kubrakova I., Tyutyunnik O., Gongalsky B., Kovalchuk E., Magazina L., Bychkova Y., Yakushev A. World-class PGE-Cu-Ni Talnakh deposit: New data on the structure and unique mineralization of the southwestern branch // Minerals. 2018. V. 8. 124. doi:10.3390/min8040124.
402. Lambert D.D., Walker R.J., Morgan J.W., Shirey S.B., Carlson R.W., Zientek M.L., Lipin B.R., Koski M.S., Cooper R.L. Re-Os and Sm-Nd isotope geochemistry of the Stillwater Complex, Montana: Implications for the petrogenesis of the J-M Reef // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1717-1753.
403. Larson P.B., Maher K., Ramos F.C., Chang Z.S., Gaspar M., Meinert L.D. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // Chemical Geology. 2003. V. 201. № 3-4. P. 337-350.

404. Latypov R.M. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 143. P. 438-449.
405. Latypov R.M. Noril'sk- and Lower Talnakh-type intrusions are not conduits for overlying flood basalts: Insights from residual gabbroic sequence of intrusions // *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*. 2007. V. 116. B215-B225.
406. Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 69-86.
407. Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // *Economic Geology*. 2009a. V. 104. № 2. P. 291-301.
408. Li W.-Q., Jackson S.E., Pearson N.J., Alard O., Chappell B.W. The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia // *Chemical Geology*. 2009b. V. 258. P. 38-49.
409. Lightfoot P.C., Keays R.R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // *Economic Geology*. 2005. V. 100. P. 439-462.
410. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Doherty W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace- element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. P. 171-188.
411. Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Naldrett A.J., Lightfoot P.C. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey. 1994. P. 185-201.
412. Luck J.-M., Ben Othman D., Barrat J.A., Albarède F. Coupled ^{63}Cu and ^{16}O excesses in chondrites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. P. 143-151.
413. Luck J.-M., Ben Othman D., Albarède F. Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. P. 5351-5363.
414. Lugué A., Nowell G.M., Pushkarev E., Ballhaus C., Wirth R., Schreiber A., Gottman I. ^{190}Pt - ^{186}Os geochronometer reveals open system behaviour of ^{190}Pt - ^4He isotope system // *Geochemical Perspectives Letters*. 2019. V. 11. P. 44-48.
415. Ludwig K.R. User's manual for ISOPLOT/EX, version 2. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, 1999. 120 p.

416. Ludwig K.R. User's manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA, 2003. 71 p.
417. Ludwig K.R. SQUID 1.12. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 2005. 22 p.
418. Maher K.C., Larson P.B. Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Corocohuayco and Tintaya, Peru // *Economic Geology*. 2007. V. 102. P. 225-237.
419. Malitch K.N. Peculiarities of platinum-group elements distribution in ultramafites of clinopyroxenite-dunite massives as an indicator of their origin // *International Platinum* (Laverov N.P., Distler V.V. eds.). Athens-St. Petersburg: Theophrastus Publications, 1998. P. 129-140.
420. Malitch K.N. Osmium isotope constraints on contrasting sources and prolonged melting in the Proterozoic upper mantle: evidence from ophiolitic Ru-Os sulfides and Ru-Os-Ir alloys // *Chemical Geology*. 2004. V. 208. P. 157-173.
421. Malitch K.N. Forecasting criteria for sulphide PGE-copper-nickel deposits of the Noril'sk province // *Lithosphere* (Russia). 2021. V. 21. № 5. P. 660-682; <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2021-21-5-660-682>.
422. Malitch K.N., Latypov R.M. Re-Os and S-isotope constraints on age and source heterogeneity of Ni-Cu-PGE sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia) // *Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49. № 6. P. 1653-1677.
423. Malitch K.N., Merkle R.K.W. Ru-Os-Ir-Pt and Pt-Fe alloys from the Evander Goldfield (Witwatersrand Basin, South Africa): detrital origin inferred from compositional and osmium isotope data // *Canadian Mineralogist*. 2004. V. 42. P. 631-650.
424. Malitch K.N., Petrov O.V. Geochronology and Hf-Nd-Sr-Os-S isotope systematics of the Noril'sk-type intrusions: New insights for prolonged evolution and source heterogeneity // *Giant Ore Deposits Down-Under*. 13th Quadrennial IAGOD Symposium Proceedings, Government of South Australia. 2010. P. 234-236.
425. Malitch K.N., Thalhammer O.A.R. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // *Canadian Mineralogist*. 2002. V. 40. P. 395-418.
426. Malitch K.N., Auge T., Badanina I.Yu., Goncharov M.M., Junk S.A., Pernicka E. Os-rich nuggets from Au-PGE placers of the Maimecha-Kotui Province, Russia: a multi-disciplinary study // *Mineralogy and Petrology*. 2002. V. 76. P. 121-148.

427. Malitch K.N., Badanina I.Yu., Belousova E.A., Murzin V.V., Velivetskaya T.A. Origin of Ru-Os sulfides from the Verkh-Neivinsk ophiolite massif (Middle Urals, Russia): Compositional and S-Os isotope evidence // *Minerals*. 2021. V. 11. № 3. 329.
428. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia) // *Lithos*. 2013. V. 164-167. P. 36-46.
429. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Knauf V.V., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Laurite and zircon from the Finero chromitites (Italy): new insights into evolution of the subcontinental mantle // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 90. P. 210-225.
430. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Latypov R.M., Sluzhenikin S.F. 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 // *Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time* (Mondal S., Griffin W.L. eds.). Elsevier Inc., 2018. P. 197-238.
431. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Pearson N.J., Presnyakov S.L., Tuganova E.V. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 159. № 6. P. 753-768.
432. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu., Petrov O.V., Pearson N.J. Contrasting magma sources in ultramafic-mafic intrusions of the Noril'sk area (Russia): Hf isotope evidence from zircon // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. № 12S. P. A589.
433. Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Martin L., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Oxygen-hafnium-neodymium isotope constraints on the origin of the Talnakh ultramafic-mafic intrusion (Norilsk Province, Russia) // *Economic Geology*. 2020a. V. 115. № 6. P. 1195-1212. doi:10.5382/econgeo.4743
434. 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.
435. Malitch K.N., Melcher F., Muhlans H. Palladium and gold mineralization in podiform chromitite at Kraubath, Austria // *Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 73. P. 247-277.
436. Malitch K.N., Puchtel I.S., Belousova E.A., Badanina I.Yu. Contrasting platinum-group mineral assemblages of the Kondyor massif (Russia): Implications for the sources of HSE in zoned-type ultramafic massifs // *Lithos*. 2020b. V. 376-377, 105800.
437. Malitch K.N., Thalhammer O.A.R., Knauf V.V., Melcher F. Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromitite from the Kraubath ultramafic

- massif, Austria: evidence for an ophiolitic transition zone? / *Mineralium Deposita*. 2003. V. 38. P. 282-297.
438. Marchesi C., González-Jiménez J.M., Gervilla F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Proenza J.A., Pearson N.J. In situ Re-Os isotopic analysis of platinum-group minerals from the Mayarí-Cristal ophiolitic massif (Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt, eastern Cuba): implications for the origin of Os-isotope heterogeneities in podiform chromitites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2011. V. 161. P. 977-990.
439. Maréchal C., Albarède F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2002. V. 66. P. 1499-1509.
440. Marfin A.E., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Abersteiner A., Yakich T.Yu., Dudkin T.V. Contact metamorphic and metasomatic processes at the Kharaelakh intrusion, Oktyabrsk deposit, Norilsk-Talnakh ore district: Application of LA-ICP-MS dating of perovskite, apatite, garnet, and titanite // *Economic Geology*. 2020. V. 115. № 6. P. 1213-1226.
441. Markl G., Lahaye Y., Schwinn G. Copper isotopes as monitors of redox processes in hydrothermal mineralization // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2006. V. 70. P. 4215-4228.
442. Martin L., Duchêne S., Deloule E., Vanderhaeghe O. The isotopic composition of zircon and garnet: a record of the metamorphic history of Naxos, Greece // *Lithos*. 2006. V. 87. P. 174-192.
443. Martin L.A.J., Duchêne S., Deloule E., Vanderhaeghe O. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: consequences for geochemical tracing // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 267. P. 161-174.
444. Mason T.F.D., Weiss D.J., Chapman J.B., Wilkinson A.J., Tessalina V.G., Spiro A., Horstwood A.S.A., Spratt O., Coles A.J. Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia // *Chemical Geology*. 2005. V. 221. P. 170-187.
445. Massalski, T.B. (Ed.) *Binary Alloy Phase Diagrams*. American Society of Metals, Metals Park, Ohio, 1993. 2224 p.
446. Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J., Megaw P., van Egmond R. Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Canariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // *Mineralium Deposita*. 2012. V. 47. P. 755-762.
447. Mathur R., Ruiz J., Titley S., Liermann L., Buss H., Brantley S. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2005. V. 69. № 22. P. 5233-5246.
448. Mathur R., Titley S., Barra F., Brantley S., Wilson M., Phillips A., Munizaga F., MaksaeV V., Vervoort J., Hart G. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits // *Journal of Geochemical Exploration*. 2009. V. 102. P. 1-6.

449. McCandless T.E., Ruiz J. Osmium isotopes and crustal sources for platinum-group mineralization in the Bushveld Complex, South Africa // *Geology*. 1991. V. 19. P. 1225-1228.
450. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120. P. 223-253.
451. McKelson J.F., Thalhammer O.A.R., Paliulionyte V. The dunite complex of the Guli massif, northern Siberia, Russia: a multidisciplinary study // *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*. 2005. V. 151. P. 91-95.
452. Meibom A., Sleep N.H., Chamberlain C.P., Coleman R.G., Frei R., Hren M.T., Wooden J.L. Re-Os isotopic evidence for long-lived heterogeneity and equilibration processes in the Earth's upper mantle // *Nature*. 2002. V. 419. P. 705-708.
453. Meisel T., Fellner N., Moser J. A simple procedure for the determination of platinum-group elements and rhenium (Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir and Pt) using ID-ICP-MS with an inexpensive on-line- matrix separation in geological and environmental materials // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2003. V. 18. P. 720-726.
454. Meisel T., Moser J., Fellner N., Wegscheider W., Schoenberg R. Simplified method for the determination of Ru, Pd, Re, Os, Ir and Pt in chromitites and other geological materials by isotope dilution ICPMS and acid digestion // *Analyst*. 2001. V. 126. P. 322-328.
455. Melcher F., Grum W., Simon G., Thalhammer T.V., Stumpfl E.F. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite // *Journal of Petrology*. 1997. V. 38. P. 1419-1458.
456. Melcher F., Stumpfl E.F., Distler V.V. Chromite deposits of the Kempirsai massif, southern Urals, Kazakhstan. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Sciences)*. 1994. V. 103. P. B107-B120.
457. Merkle R.K.W., Malitch K.N., Grasser P.P.H., Badanina I.Yu. Native osmium from the Guli Massif, Northern Siberia (Russia) // *Mineralogy and Petrology*. 2012. V. 104. № 1-2. P. 115-127.
458. Mitrofanov F.P., Malitch K.N., Bayanova T.B., Korchagin A.U., Zhironov D.V. Comparison of East-Scandinavian and Norilsk large plume mafic igneous provinces of PGE ores // *Proceedings of the Murmansk State Technical University*. 2012. V. 15. № 2. P. 380-394.
459. Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. Electron microprobe dating of monazite // *Chemical Geology*. 1996. V. 131. P. 37-53.
460. Mudd G.M., Jowitt S.M. A detailed assessment of global nickel resource trends and endowments // *Economic Geology*. 2014. V. 109. № 7. P. 1813-1841.
461. Mudd G.M., Jowitt S.M. Growing global copper resources, reserves and production: Discovery is not the only control on supply // *Economic Geology*. 2018. V. 113. № 6. P. 1235-1267.

462. Mudd G.M., Jowitt S.M., Werner T.T. Global platinum group element resources, reserves and mining – a critical assessment // *Science of the Total Environment*. 2018. V. 622-623. P. 614-625.
463. Nakagawa M., Franco H.E.A. Placer Os-Ir-Ru alloys and sulfides: indicators of sulfur fugacity in an ophiolite? // *Canadian Mineralogist*. 1997. V. 35. P. 1441-1452.
464. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalt // *Economic Geology*. 1992. V. 87. P. 1945-1962.
465. Naldrett A.J. *Magmatic sulfide deposits: Geology, geochemistry and exploration*. Heidelberg, Berlin: Springer Verlag, 2004. 727 p.
466. Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Kunilov V.I., Gorbachev N.S., Doherty W., Johan Z. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region, Siberia: Their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy*. 1995. V. 104. P. B18-B36.
467. Naldrett A.J., Kullerud G. Investigations of the nickel-copper ores and adjacent rocks of the Subdury district Ontario. Washington, Carnegie Instn. 1965. P. 177-188.
468. Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Asif M., Shushen L., Kunilov V.E., Stekhin A.I., Lightfoot P.C., Gorbachev N.S., Controls on the composition of Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia // *Economic Geology*. 1996. V. 91. P. 751-773.
469. Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A., Doherty W., Gorbachev N.S. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk region, USSR, with implications for the origin of the Ni-Cu ores // *Economic Geology*. 1992. V. 87. P. 975-1004.
470. Nixon G.T., Cabri L.J., Laflamme G.J.H. Platinum-group element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia // *Canadian Mineralogist*. 1990. V. 28. P. 503-535.
471. Nowell G.M., Pearson D.G., Parman S.W., Luguet A., Hanski E. Precise and accurate $^{186}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ measurements by Multi-collector Plasma Ionisation Mass Spectrometry, part II: Laser ablation and its application to single-grain Pt-Os and Re-Os geochronology // *Chemical Geology*. 2008. V. 248. P. 394-426.
472. Ohnenstetter M. Diversity of PGE deposits in basic-ultrabasic intrusives – single model of formation // *Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts*. A volume dedicated to Prof. Jean Micot (Demaiffe D. ed.). 1996. P. 337-354.
473. Okrugin A.V. Mineralogy, types and origin of the platinum-bearing placer deposits of the Siberian Platform // *International Geology Review*. 1998. V. 40. P. 677-687.
474. Paliulionyte V., Meisel T., Ramminger P., Kettisch P. High pressure asher digestion and an isotope dilution-ICP-MS method for the determination of platinum-group element concentrations in chromitite reference materials CHR-Bkg, GAN Pt-1 and HHH // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2006. V. 30. P. 87-96.

475. Page F.Z., Fu B., Kita N.T., Fournelle J., Spicuzza M.J., Schulze D.J., Viljoen V., Basei M.A.S., Valley J.W. Zircons from kimberlites: New insights from oxygen isotopes, trace elements, and Ti in zircon thermometry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. P. 3887-3903.
476. Pearson D.G., Parman S.W., Nowell G.M. A link between large mantle melting events and continent growth seen in osmium isotopes // *Nature* 2007. V. 449. P. 202–205.
477. Petrov O.V., Malitch K.N., Pushkarev Yu.D., Bogomolov E.S. Isotope-geochemical criterion in search for the Noril'sk-type massive PGE-Cu-Ni sulphide ores: constraints from Pb, Nd and Sr isotope data // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. № 15S. P. A782.
478. Petrov O.V., Malitch K.N., Lokhov K.I., Bogomolov E.S., Khalenev V.O. Isotope-geochemical criteria in exploration for the Noril'sk-type PGE-Cu-Ni sulfide ores: insights from Nd, Sr, S and Cu isotope data // *Abstracts of the 33rd International Geological Congress, 6-14 August 2008, Oslo, Norway (CD-ROM)*.
479. Pidgeon R., Nemchin A., Cliff J. Interaction of weathering solutions with oxygen and U-Pb isotopic systems of radiation-damaged zircon from an Archean granite, Darling Range batholith, Western Australia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 166. P. 511-523.
480. 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.
481. Pirajno F. Mantle plumes, associated intraplate tectono-magmatic processes and ore systems // *Episodes*. 2007. V. 30. № 1. P. 6-19.
482. Platinum-group elements: mineralogy, geology, recovery (Cabri L.J. ed.). Toronto: CIM. 1981. Special volume 23. 267 p.
483. Prichard H.M., Barnes S.J., Dale C.W., Godel B., Fisher P.C., Nowell G.M. Paragenesis of multiple platinum-group mineral populations in Shetland ophiolite chromitite: 3D X-ray tomography and in situ Os isotopes // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 216. P. 314-334.
484. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1980. V. 73. P. 207-220.
485. Pushkarev Yu.D. The nature of super large ore deposits: A conception of crust-mantle interaction within the mantle // *Mineral Deposits: Processes to Processing*. Balkema, Rotterdam. 1999. P. 1291-1294.
486. Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C.,

- Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Science Letters*. 2009. V. 277. P. 9-20.
487. Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Medvedev A., Kirida N. New ^{40}Ar - ^{39}Ar data on basalts from the West Siberian basin: extent of the Siberian flood basalt province doubled // *Science*. 2002. V. 296. P. 1846-1849.
488. Renne P.R., Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science* 1991. V. 253. P. 176-179.
489. Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts // *Earth and Planetary Science Letters*. 1976. V. 31. P. 269-278.
490. Ripley E.M., Dong S., Li C., Wasylenki L.E. Cu isotope variations between conduit and sheet-style Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Midcontinent Rift System, North America // *Chemical Geology*. 2015. V. 414. P. 59-68.
491. Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-(PGE) deposits // *Economic Geology*. 2003. V. 98. P. 635-641.
492. Ripley E.M., Li C. Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-(PGE) ore genesis? // *Economic Geology*. 2013. V. 108. P. 45-58.
493. Ripley E.M., Li C., Moore C.H., Schmitt A.K. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V 74. P. 634-644.
494. Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. V. 67. P. 2805-2817.
495. Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N. Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev seafloor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge // *Economic Geology*. 2004. V. 99. P. 585-600.
496. Rudnick R.L., Ireland T.R., Gehrrels G., Irving A.J., Chesley J.T., Hanchar J.M. Dating mantle metasomatism: U-Pb geochronology of zircons in cratonic mantle xenoliths from Montana and Tanzania // *Extended Abstracts. 7th Int. Kimberlite Conference*. Cape Town. 1998. P. 754-756.
497. Ryabov V.V., Shevko A.Y., Gora M.P. Trap magmatism and ore formation in the Siberian Noril'sk region. Dordrecht: Springer, 2014. 625 p.
498. Sato M. Electrochemical measurements and control of oxygen fugacity and other gaseous fugacities with solid electrolyte systems // *Research techniques for high pressure and high temperature* (Ulmer G.C. ed.). New York: Springer, 1971. P. 43-99.
499. Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the lutetium-hafnium clock // *Science*. 2001. V. 293. P. 683-687.

500. Schoneveld L., Barnes S.J., Williams M., Le Vaillant M., Paterson D. Silicate and oxide mineral chemistry and textures of the Norilsk-Talnakh Ni-Cu-platinum group element ore-bearing intrusions // *Economic Geology*, 2020, V. 115. № 6. P. 1227-1243.
501. Sharma M., Basu A.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd- and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume-source characteristics // *Earth and Planetary Science Letters*. 1992. V. 113. P. 365-381.
502. Shi R., Alard O., Zhi X., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Griffin W.L., Zhang M., Chen X. Multiple events in the Neo-Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru-Os-Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 261. P. 33-48.
503. Shirey S.B., Walker R.J. Re-Os isotopes in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Annual Reviews of Earth and Planetary Science* 1998. V. 26. P. 423-500.
504. Simonov O.N., Lyul'ko V.A., Amosov Yu.N., Salov V.M. Geological Structure of the Noril'sk region // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey Special Volume 5. 1994. P. 161-170.
505. Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. Gold and silver in PGE-Cu-Ni and PGE ores of the Noril'sk deposits, Russia // *Mineralium Deposita*. 2015. V. 50. P. 465-492.
506. Sluzhenikin S.F., Krivolutskaya N.A., Rad'ko V.A., Malitch K.N., Distler V.V., Fedorenko V.A. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulfide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia // *Field trip guidebook. 12th International Platinum Symposium* (Simonov O.N. ed.). Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. 80 p.
507. Sluzhenikin S.F., Yudovskaya M.A., Barnes S.J., Abramova V.D., Le Vaillant M., Petrenko D.B., Grigor'eva A.V., Brovchenko V.D. Low-sulfide platinum group element ores of the Norilsk-Talnakh camp // *Economic Geology*. 2020. V. 115. № 6. P. 1267-1303.
508. Snow J.E., Reisberg L. Os isotopic systematics of the MORB mantle: results from altered abyssal peridotites // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 136. P. 723-733.
509. Souch B.E., Podolsky T. The sulfide ores of Sudbury // *Economic Geology*. 1969. № 4. P. 252-261.
510. Starostin V.I., Sorokhtin O.G. A new interpretation for the origin of the Norilsk type PGE-Cu-Ni sulfide deposits // *Geoscience Frontiers*. 2011. V. 2. № 4. P. 583-591.
511. Stockman H.W., Hlava P.F. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon // *Economic Geology*. 1984. V. 79. P. 491-508.
512. Suzuki K., Adachi M., Tanaka T. Middle Precambrian provenance of Jurassic and stone in the Mino Terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study // *Sedimentary Geology*. 1991. V. 75. P. 141-147.

513. Tang D., Qin K., Su B., Mao Y., Evans N.J., Niu Y., Kang Z. Sulfur and copper isotopic signatures of chalcopyrite at Kalatongke and Baishiquan: Insights into the origin of magmatic Ni-Cu sulfide deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2020. V. 275. P. 209-228.
514. Tessalina S.G., Malitch K.N., Augé T., Puchkov V.N., Belousova E., McInnes B.I.A. Origin of the Nizhny Tagil clinopyroxenite-dunite massif (Uralian Platinum Belt, Russia): insights from PGE and Os isotope systematics // *Journal of Petrology*. 2015. V. 56. № 12. P. 2297-2318.
515. Tolstykh N., Kozlov A., Telegin Yu. Platinum mineralization of the Svetly Bor and Nizhny Tagil intrusions, Ural Platinum Belt // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 67. P. 234-243.
516. Tolstykh N., Krivenko A., Sidorov E., Laajoki K., Podlipsky M. Ore mineralogy of PGM placers in Siberia and the Russian Far East // *Ore Geology Reviews*. 2002. V. 20. № 1-2. P. 1-25.
517. Tolstykh N., Krivolutskaya N., Safonova I., Shapovalova M., Zhitova L., Abersteiner A. Unique Cu-rich sulphide ores of the Southern-2 orebody in the Talnakh Intrusion, Noril'sk area (Russia): Geochemistry, mineralogy and conditions of crystallization // *Ore Geology Reviews*. 2020. V. 122. 103525. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103525>.
518. Tolstykh N.D., Sidorov E.G., Krivenko A.P. Platinum-group element placers associated with Ural-Alaska type complexes // *Exploration for platinum-group element deposits* (Mungall J.E. ed). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2005. V. 35. P. 113-143.
519. Tolstykh N.D., Zhitova L.M., Shapovalova M.O., Chayka I.F. The evolution of the ore-forming system in the low sulfide horizon of the Noril'sk 1 intrusion, Russia // *Mineralogical Magazine*. 2019. V. 83. № 5. 673-694.
520. Torgashin A.S. Geology of the massive and copper ores of the western part of the Oktyabr'sky deposit // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey Special Volume 5. 1994. P. 235-241.
521. Tredoux M., Lindsay N.M., Davies G., McDonald I. The fractionation of platinum-group elements in magmatic systems, with the suggestion of a novel causal mechanism // *South African Journal of Geology*. 1995. V. 98. № 2. P. 157-167.
522. Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53. P. 343-385.
523. Valley J.W., Chiarenzelli J.R., McLelland J.M. Oxygen isotope geochemistry of zircon // *Earth and Planetary Science Letters*. 1994. V. 126. P. 187-206.
524. Valley J.W., Kinny P.D., Schulze D.J., Spicuzza M.J. Zircon megacrysts from kimberlite: oxygen isotope variability among mantle melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 133. P. 1-11.
525. Valley J.W., Lackey J.S., Cavosie A.J., Clechenko C.C., Spicuzza M.J., Basei M.A.S., Bindeman I.N., Ferreira V.P., Sial A.N., King E.M., Peck W.H., Sinha A.K., Wei C.S. 4.4

- billion years of crustal maturation: oxygen isotope ratios of magmatic zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. V. 150. P. 561-580.
526. Vasiliev Yu.R., Zolotukhin V.V. The Maimecha-Kotui alkaline-ultramafic province of the northern Siberian Platform, Russia // *Episodes*. 1995. V. 18. № 4. P. 155-164.
527. Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarède F. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // *Earth and Planetary Science Letters*. 1999. V. 168. P. 79-99.
528. Vogt J.H.L. Nickel in igneous rocks // *Economic Geology*. 1923. V. XVIII. № 4. P. 307-353.
529. Vymazalová A., Chareev D.A. Experimental aspects of platinum-group minerals // *Processes and ore deposits of ultramafic-mafic magmas through space and time* (Mondal S., Griffin W.L. eds.). Elsevier Inc., 2018. P. 303-354.
530. Walczyk T., Hebeda E.H., Heumann, K.G. Osmium isotope ratio measurements by negative thermal ionisation mass spectrometry (NTI-MS): Improvement in precision and enhancement in emission by introducing oxygen or freons into the ion source // *Fresenius Journal Analytische Chemie*. 1991. V. 341. P. 537-541.
531. Walker R.J. Siderophile elements in tracing planetary formation and evolution // *Geochemical Perspectives*. 2016. V. 5. № 1. P. 1-145.
532. Walker R.J., Brandon A.D., Bird J.M., Piccoli P.M., McDonough W.F., Ash R.D. ^{187}Os - ^{186}Os systematics of Os-Ir-Ru alloy grains from southwestern Oregon // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. V. 230, № 1-2. P. 211-226.
533. Walker R.J., Morgan J.W., Naldrett A.J., Li C., Fassett J.D. Re-Os isotope systematics of Ni-Cu sulfide ores, Sudbury igneous complex: evidence for a major crustal component // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. V. 105. P. 416-429.
534. Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F., Czamanske G.F., Krogstad E.J., Fedorenko V., Kunilov V.E. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. P. 4179-4197.
535. Walker R.J., Morgan J.W., Beary E., Smoliar M.I., Czamanske G.K., Horan M.F. Applications of the ^{190}Pt - ^{186}Os isotope system to geochemistry and cosmochemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. P. 4799-4808.
536. Weiser T., Bachmann H.-G. Platinum-group minerals from the Aikora River area, Papua New Guinea // *Canadian Mineralogist*. 1999. V. 37. P. 1131-1145.
537. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (McKibbe M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. eds.). *Reviews in Economic Geology*. 1998. V. 7. P. 1-35.

538. Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M., Likhachev A.P., Kunilov V.E., Lyul'ko V. Pb isotope data indicate a complex mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // *Economic Geology*. 1992. V. 87. P. 1153-1165.
539. Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B-S.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 3677-3704.
540. Wu L.-Y., Hu R.-Z., Li X.-F., Liu S.-A., Tang Y.-W., Yong-Yong Tang Y.-Y. Copper isotopic compositions of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, South China: Implications for deposit origin // *Ore Geology Reviews*. 2017. V. 83. P. 191-199.
541. Yakubchuk A., Nikishin A. Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE deposits: a revised tectonic model // *Mineralium Deposita*. 2004. V. 39. P. 125-142.
542. Yang J.-H., Wu F.-Y., Chung S.-L., Wilde S.-A., Chu M.F. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // *Lithos* 2006. V. 89. P. 89-106.
543. Yao Z., Mungall J. Qin K. A preliminary model for the migration of sulfide droplets in a magmatic conduit and the significance of volatiles // *Journal of Petrology*. 2020. V. 60. P. 2281-2316.
544. Yao Z.-s., Mungall J.E. Linking the Siberian flood basalts and giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits at Noril'sk // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2021. V. 126. e2020JB020823. <https://doi.org/10.1029/2020JB020823>
545. Yudovskaya M., Belousova E., Kinnaird J., Grobler D.F., Pearson N. Re-Os and S isotope evidence for the origin of Platreef mineralization (Bushveld Complex) // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2017. V. 214. P.282-307.
546. Zen'ko T.E., Czamanske G.K. Spatial and petrological aspects of the intrusions of the Noril'sk and Talnakh ore junctions // *Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium* (Lightfoot P.C., Naldrett A.J. eds.). Sudbury, Ontario Geological Survey. 1994a. P. 263-281.
547. Zen'ko T.E., Czamanske G.K. Tectonic controls on ore-bearing intrusions of the Talnakh ore junctions: Position, morphology and ore distribution // *International Geology Review*. 1994b. V. 36. P. 1033-1067.
548. Zhang M., O'Reilly S.Y., Wang K-L., Hronsky J., Griffin W.L. Flood basalts and metallogeny: The lithospheric connection // *Earth-Science Reviews*. 2008. V. 86. P. 145-174.
549. Zhao Y., Xue C.J., Liu S.A., Mathur R., Zhao X.B., Yang Y.Q., Dai J.F., Man R.H., Liu X.M. Redox reactions control Cu and Fe isotope fractionation in a magmatic Ni-Cu mineralization system // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2019. V. 249. P. 42-58.

550. Zhao Y., Xue C., Liu S.-A., Symons D.T.A., Zhao X., Yang Y., Ke J. Copper isotope fractionation during sulfide-magma differentiation in the Tulaergen magmatic Ni-Cu deposit, NW China // *Lithos*. 2017. V. 286-287. P. 206-215.
551. Zhu X.K., Guo Y., Williams R.J.P., O’Nions R.K., Matthews A., Burgess B.K., Salvato B. Mass fractionation processes of transition metal isotopes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 200. P. 47-62.
552. Zhu X.K., O’Nions R.K., Guo Y., Belshaw N.S., Rickard D. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // *Chemical Geology*. 2000. V. 163. P. 139-149.