ПАО «НОРИЛЬСКИЙ НИКЕЛЬ»

ГЕОЛОГИЯ Норильской металлогенической провинции

К 65-ЛЕТИЮ НОРИЛЬСКГЕОЛОГИИ

Санкт-Петербург

2020

ПАО «ГМК «НОРИЛЬСКИЙ НИКЕЛЬ»

РУКОВОДИТЕЛЬ:

В.Г. ДЕНЬГИН

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

В.И. Старостин, академик РАЕН, профессор

Э.М. Спиридонов, профессор, доктор геол.-минер. наук

Н.А. Криволуцкая, доктор геол.-минер. наук

СОСТАВИТЕЛИ:

В.Н. Михайлов, И.И. Никулин,
В.А. Радько, О.Н. Симонов, В.В. Ситников

УДК 553.43; 553.491

Геология Норильского района / Под редакцией И.И. Никулина. 2020. 501 с.

В настоящей работе приводится сводный материал по новейшим геологическим данным, полученным в результате геологоразведочных работ в Норильской металлогенической провинции. В ней изложены основные научные достижения норильских геологов, которые без отрыва от производственных задач методично изучают геологию на высоком академическом уровне, признанном в международных научных кругах. Современное понимание рудообразующего процесса, основанного на изучении объектов прецизионными методами, позволяет более объективно подойти к оценке металлогении всей Норильской провинции.

Приведены рекомендации по дальнейшему направлению геологоразведочных работ на перспективных площадях на Cu-Ni сырьё.

Книга представляет научный и практический интерес для широкого круга специалистов геологических, научно-исследовательских, горно-добывающих и проектных организаций, вузов, а также для потенциальных инвесторов.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Сокращения 5
ПРЕДИСЛОВИЕ 6
О ДОСТИЖЕНИЯХ НОРИЛЬСКГЕОЛОГИЯ 8
ПРЕДИСЛОВИЕ ОТ РЕДАКТОРА 9
ВВЕДЕНИЕ 12
ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ НОРИЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ 15
1.1. Геологическая изученность 17
1.2. Геофизическая изученность 32
1.3. Геохимическая изученность 55
1.4. Изучение магматизма 59
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ 68
2.1. Структурное расчленение 68
2.2. Архейская и протерозойская акротемы 78
2.3. Фанерозойская эонотема 80
2.4. Эпохи рудного магматизма 92
ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ 112
3.1. Верхнеталнахская интрузия 115
3.2. Хараелахская интрузия 130
3.3. Талнахская интрузия 137
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ 142
4.1.1. Оливины 142
4.1.2. Включения в оливинах 146
4.2. Пироксены 149
4.3. Плагиоклазы 150
4.4. Слюды 153
4.5. Окисно-рудные минералы 154
4.6. Сульфидные минералы 156
4.7. Минералы платиноидов 158
4.8. Закономерности минеральных генераций 161
ГЛАВА 5. ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОХИМИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ 202
5.1. Норильско-Хараелахский комплекс 208
5.2. Основные тела Верхнеталнахского и Восточно-Норильского интрузивов 235
5.3. Апофизы Верхнеталнахского интрузива 255
5.6. Апофизы в северо-западном фланге Талнахского рудного узла 278
«Габбровая» интрузия 281

Южно-Норильская интрузия 291
Нерасчлененные интрузивы норильско-талнахской группы 293
5.7. Последовательность формирования сульфидных интрузий по данным изотопного состава серы 333
5.7.1. Талнахский рудный узел 334
4.4.2. Норильский рудный узел 338
ГЛАВА 6. СИСТЕМА РУДОНОСНОГО МАГМАТИЗМА 348
6.1. Интрузивные комплексы металлоносной провинции 351
Ергалахский комплекс 352
Пясинский комплекс 352
Чалбышевский комплекс 353
Летнинский комплекс 354
Тымерский комплекс 355
Катангский комплекс 355
Ангарский комплекс 357
Ногинский комплекс 357
Амовский комплекс 358
Тычанский комплекс 359
Кузьмовский комплекс 360
Норильский комплекс 362
Курейский комплекс 392
Туринский комплекс 394
Агатский комплекс 395
Хушминский комплекс 395
6.2. Зональность интрузивной системы Норильского узла 396
ГЛАВА 7. МЕСТОРОЖДЕНИЯ CU-NI СУЛЬФИДОВ И ПЛАТИНОИДОВ 399
7.1. Талнахское и Октябрьское месторождения сульфидных медно-никелевых руд 401
3.6.1. Геологическая позиция месторождений 402
3.6.2. Морфологические особенности строения и состав Талнахского интрузива 411
3.6.3. Особенности строения, состава и локализации рудных тел. 424
7.2. Вкрапленные руды 434
ГЛАВА 8. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ИСТЕМ 435
8.1. Методика полевых работ 437
8.2. Методика лабораторных исследований 437
8.3. Элементы системного анализа в определении объекта исследования 437
ГЛАВА 9. МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ 438
ГЛАВА 10. МЕТОДИКА ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА 477

ГЛАВА 11. ПОТЕНЦИАЛ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА.....485
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....486

Сокращения

МПГ – минералы платиновой группы
НМП – Норильская металлогеническая провинция
ИРР – Игарский рудный район
НРР – Норильский рудный район
НРУ – Норильский рудный узел
Ол – оливин
Пр – пироксен
ТРУ – Талнахский рудный узел
ЭПГ – элементы платиновой группы

В.Г. Деньгин

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монография посвящена юбилейному 65-летию развития геологии в Норильской металлогенической провинции. В этой работе сведены самые актуальные знания о её геологическом строении и металлогении уникальных месторождений сульфидных медно-никелевых и платиноносных руд.

…

Д.Н. Ковальчук

О ДОСТИЖЕНИЯХ НОРИЛЬСКГЕОЛОГИЯ



В этой работе сконцентрирована вся актуальная информация по геологии Норильской провинции и все современные достижения в её познании.

В монографии приведена информация, сведенная по новым данным. За последнее десятиление специалисты Норильскгеология прогрессивно продвинулись довольно далеко, но большая часть информации не опубликована…

А.А. Кондратьев
О ПЕРСПЕКТИВАХ НОРИЛЬСКГЕОЛОГИЯ



В этой работе сконцентрирована вся актуальная информация по геологии Норильской провинции, в которой развиты уникальные месторождения меди, никеля и палладия. …

В монографии нашли отражение некоторые научные проблемы, которые до сих пор не решены, но предлагаются варианты их решения.

И.И. Никулин

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТ РЕДАКТОРА



Современный процесс познания представляет собой оформившийся облик науки. Её великие достижения прошлого и настоящего создают впечатление о полной законченности её методологии. В это можно было бы поверить, если бы внутри самой науки не было постоянной двойственности. Данная двойственность обозначается и в теоретических работах, деля учёных на новаторов и консерваторов. Однако сами учёные никогда не согласятся, если кого-то из них назовут одним именем, а другого – иным. В этой связи, процесс внутреннего противостояния совершается подспудно, не расставляя внутри науки никаких вех.

Вехи делений отыскивают и присваивают методологи науки. Если учёные работают в тиши лабораторий, мало задумываясь о том, кто и как их называет, то методологи науки, подчас, шумны и агрессивны. Именно с их подачи рождается особый облик научности, который они противопоставляют всем иным методологиям познания. А такие методологии были на протяжении истории и существуют ныне. В общем плане к ним относятся методологии религии, искусства и литературы, культуры, да и глубинной психологии. В силу вознесшегося над всем и вся обликом научности, данные методологии считаются никчемными, на которые ныне вообще перестали обращать внимание.

Думается, что соотношение естественнонаучных и гуманитарных методологий далеко не прояснено. Кроме того, не понятен арбитр в их возможном споре. Издревле таким арбитром была философия. Фактически она остаётся им и в настоящее время. Хотя методологи науки, признав великое совершенство и исключительность научного познания, не просто не замечают подсказок философии, но перестали видеть в ней какой бы то ни было метод познания вообще. Им претит также значение философии как великого арбитра во многих сложнейших коллизиях познания.

Предлагаемая читателю работа представляет собой не формальное восстановление паритетов методологий естествеeного познания по отношению к методологии науки. Такая цель была бы малопродуктивной и представляла очередную теоретическую перебранку. Многократно важнее просмотреть дальние перспективы методологии науки, детально сравнить их познавательные возможности с познавательными возможностями других ветвей целостного познания металлогении магматических комплексов основного состава. Тогда, может быть, параллельные с наукой ветви процесса познания не просто заявят о себе своими пока не прояснёнными возможностями. Может быть, будет обнаружено, что

данные ветви познания раскрывают те тайны, до которых с помощью науки на данном этапе её развития пока никак не добраться. И возможно, высветится стратегия познания, нацеленная на скрытый потенциал знаний о Норильской металлогенической провинции в общем ходе эволюции Земли.

В этой работе предпринята удачная попытка сведения всей новой информации по геологическому строению и генезису уникальных магматических систем, определивших Норильскую металлогеническую провинцию как уникальный гелогический и промышленный объект.

В монографии обобщены фактические материалы и научные результаты геологоразведочных и исследовательских работ производственных и научных коллективов за последние 30 лет, прошедших не одну дискуссию в научном мире. Даны физико-географические сведения о регионе НМП, истории и степени освоения главной никелевой и платиноидной базы России. Обосновано стратиграфическое и структурно-фациальное расчленение комплексов, систематизированы материалы по условиям образования и закономерностям размещения руд. Выполнено металлогеническое районирование провинции, дана прогнозная оценка и типизация выявленных ресурсов сульфидных медно-никелевых и малосульфидных платинаносных руд с общим потенциалом 3,2 млрд. т (1,2 – НРУ, 2,0 – ТРУ). Предложена усовершенствованная металлогеническая модель формирования уникальных руд, впервые предложенная В.А. Радько в 1991 году.

В монографии нашли отражение некоторые научные проблемы, которые разрабатывают норильские геологи. Затрагиваются работы по различным аспектам стратиграфии, металлогении и значениям процессов контаминации и ассимиляции, и методам обоснования их значения в рудообразовании. Включены краткие воспоминания о работах предшественников, связанных с НМП.

Большое количество залежей высоколиквидных руд остаётся невостребованным из-за сложившейся экономической конъюнктуры на сырьевом рынке Российской Федерации и сложных геологических условий. Возрастающие темпы потребления палладия на месторождениях, разрабатываемых традиционными способами, а также сокращение минерально-сырьевой базы цветной металлургии, определяют необходимость дальнейшего изучения имеющихся месторождений для их освоения нетрадиционными методами – экологическими, технологичными и экономичными.

В связи с планированием в последующих десятилетиях промышленного освоения месторождений вкрапленных руд весьма актуальной является задача технологического ранжирования, установления закономерностей распространения рудных, породообразующих и второстепенных минералов, влияющих на их экономическую ценность и на технологические схемы добычи.

В составление юбилейной монографии положен большой фактический материал, собранный в течение всего времени изучения и разработки площадей НМП, включающий керн горных пород из скважин, каменный материал из

обнажений и шахтных забоев и карьеров. Прецизионная аналитика проводилась в ведущих лабораториях РФ. Проанализировано более сотни источников фондовых материалов по поисково-оценочным и разведочным работам с 1960-х по 2000-е годы.

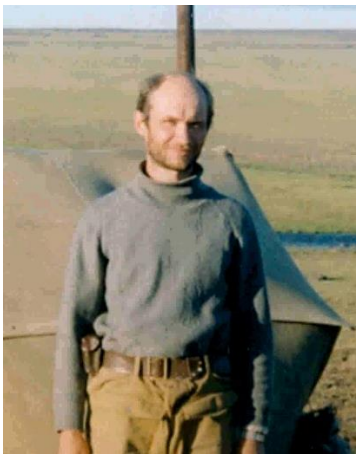
На основе масштабных исследований сформирована полная картина происхождения всех месторождений НМП. Триасовый магматизм Сибирской платформы оказался беспрецедентным по масштабам развития. Залежи массивных сульфидных руд позволяют судить о более чем 400-кратных объёмах прохождения магм через камеры, размеры которых мы наблюдаем сегодня.

Изучению среднефанерозойского рудного комплекса на основе системного подхода уделено принципиальное методологическое значение. Прежде всего это выяснение закономерностей строения и распространения рудоносных фаций магматизма в зависимости от конкретных структурно-тектонических условий локализаций в современном положении и вещественных их характеристик; установление закономерностей распространения массивных, вкрапленных и малосульфидных руд внутри известных интрузивов, которые имеют большое практическое значение. Решена задача обобщения опыта прогноза и поисков в виде разработанных геолого-генетических моделей и геолого-поисковых комплексов, соответственно. Целью такого обобщения является установление возможности открытия новых месторождений.

Издание этой книги приурочено к 65-летнему юбилею геологической службы ГМК ПАО «Норильский никель». И нам особенно приятно осознавать, что в числе величайших открытий геологической службы за этот период на одном из первых мест стоит выявление, разведка и промышленное освоение уникальных сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами НМП – ведущей в России и крупнейшей в мире провинции, уникального геологического явления, исследования которого являются классическим достоянием мировой геологии.

В.А. Радько

ВВЕДЕНИЕ



В этой работе впервые предпринята попытка сведения всей накопившейся за поледние десятилетия актуальной информации по геологическому строению и генезису месторождений Норильской провинции, несущих богатейшие сульфидные медно-никелевые и платиновые руды.

…

Колебания цен на никель и палладий требуют скорейшей разработки стратегии на следующее десятилетие, где не будут зависимости от этого влиять на развитие минерально-сырьевой базы Норникеля.

В монографии нашли отражение научные проблемы, которые разрабатываются составителями и в ближайшем будущем окажутся в авангарде понимания генезиса уникальных месторождений сульфидных медно-никелевых руд и малосульфидных платиноносных руд.

Современные достижения не возможны без таких знаменательных дат как:

Дата первая – 150 лет.

В начале 60-годов XIX века в низовьях Енисея, в селе Дудина, и окрест служили братья Сотниковы – Киприян и Петр, «Михайловичи». Оба при казачьих должностях, что давало привилегии на создание собственного «торгового дома». В то время в устье Енисея уже заходили пароходы, но была большая проблема, так как 1/3 трюмов загружали углем на обратную дорогу. Коренные жители сказали братьям, что видели горючие камни у подножия Норильских гор. Для проверки туда был послан младший брат Петр, который кроме угля нашел там куски медной руды. Киприян показал образцы угля и руды, найденные у подножия Норильских гор енисейскому золотопромышленнику, пароходовладельцу и купцу Александру Петровичу Кытманову. Последнего находки заинтересовали и К. Сотников в компании с А. Кытмановым заявили это месторождение и поставили, согласно закону столб. На затеси столба было вырезано: «К. и С. 1865 сент.». В образцах руды, по анализам Сузунского завода на Алтае, оказалось 12,5% чистой меди, поэтому было решено строить завод». Кирпич для строительства печи взяли, разобрав в селе Дудинском единственное каменное строение – маленькую церковь. Церковь к тому времени из-за растепления мерзлоты частично разрушилась, взамен К. Сотников пообещал обществу построить новую, деревянную. Обещание свое он выполнил, тем не менее, в дальнейшем «Норильское дело» не принесло ему удачи. Без огнеупорной футеровки печь быстро вышла из строя и окончательно разрушилась, когда просела

оттаявшая под нею земля. Продано в казну (сведения Енисейского горного управления за 1872 год) –200 пудов черновой меди.

Дата вторая – 100 лет.

Возродить «семейное » дело решил внучатый племянник Киприяна Александр Сотников. В августе 1915-го он, студент 2 курса горного отделения Томского технологического института, воспользовавшись побывкой у родни, съездил на «место». Там собрал образцы пород и руд и «в том же году в Петроград в Геолком… направил свой первый геологический отчет». Чтобы переоформить «владения», поставил свои заявочные столбы: четыре – на уголь и два – «рудных». Вернувшись в Томск, А.А. Сотников отослал в Управление Земледелия и Государственных имуществ Енисейской губернии два заявления. К примеру, «угольное» (канцелярская пунктуальность сохранила для нас не только дату события – 2 октября 1915 г., но и точное время 10 часов 15 минут, что крайне важно, когда речь идет о приоритетах). В 1916 г. его призвали в армию, потом была революция и гражданская война. Однако, коллекцию пород и руд он вместе с записями передал, Николаю Николаевичу Урванцеву, своему хорошему знакомому по институту, старшекурснику, который владел методикой петрографо-минералогического исследования горных пород. Он же помог к 18 марта 1919 года подготовить доклад правительству А. Колчака, часть которого была издана (1919 год) отдельной брошюрой «К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды. В связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути». Эту брошюру, которая, по сути, представляет собой подробный бизнес-план освоения Норильских месторождений и геологическую карту к ней можно считать первой книгой о Норильске и первой картой. А эта дата является началом планомерного, научного изучения Норильских месторождений. Удивительно, но 28.08.1915 года родился и будущий первооткрыватель Талнахских месторождений Георгий Дмитриевич Маслов.

Дата третья – 80 лет.

Усилиями коллектива геологов Н.Н. Урванцева, организовавшего с 1919 г. ежегодные, а с 1922 г. круглогодичные экспедиции, а также А.Е. Воронцова, руководившего подсчетом запасов, информация о богатейших ресурсах Норильска дошла до высшего партийного руководства страны. Как следует из Протокола № 25 заседания Политбюро ЦК ВКП (б) от 13 мая 1935 года, 29 апреля опрос челнов «узкого» ПБ по п. 48 «о Норильском месторождении редких металлов» завершился кратким поручением: «Для подготовки проекта решения по развитию Норильского никелево–кобальто–платинового месторождения назначить комиссию в составе партийных товарищей Орджоникидзе (пред.), Ягода, Иоффе, Пятакова, Божича, Языкова, Некрасова, Воронцова, Бермана». Комиссия получила принципиальные установки (мощность будущего предприятия, срок пуска, ударность строительства). А 20 июня, и тоже опросом (п. 203 Протокола №27 заседания ПБ от 21 июня «О развитии Норильского никелево – кобальто - платинового месторождения»),

«узкий» состав Политбюро утвердил проект постановления ЦК ВКП (б) «О строительстве Норильского никелевого комбината», предложенный «апрельской» комиссией, которое продублировано Постановлением Совнаркома СССР № 1275-148 сс от 23 июня 1935 года. Эта дата считается днем рождения города Норильска.

Дата четвертая – 60 лет.

Пятидесятые годы были трудными для Норильского горно - металлургического комбината. Много говорилось об истощении запасов Норильских месторождений и о нерентабельности продолжения производства. С целью интенсификации поисковых работ решено было в соответствии с приказом Министерства цветной металлургии СССР № 422 от 22.08.1955 г. организовать с 15.09.1955 г. на базе бывшего Геологического управления Норильского горно - металлургического комбината хозрасчетную Норильскую комплексную геологоразведочную экспедицию (НКГРЭ) в составе 15-ти (!!!) геологических и геофизических партий, а также прочих вспомогательных служб. Право приемником НКГРЭ в настоящее время является ООО «Норильскгеология».

Дата пятая – 55 лет.

И результат не заставил себя долго ждать. 9 июля 1960 года по заданию и.о. главного геолога Норильской экспедиции Г.Д. Маслова геологами В.Ф. Кравцовым, В.С. Нестеровским и Ю.Д. Кузнецовым был обследован участок междуречья реки Талнах и ручья Угольного с целью заложения скважины. У подошвы склона горы Отдельной ими были обнаружены элювиально - делювиальные свалы габбро – долеритов, аналогичные верхним дифференциатам интрузии Норильск - 1, а через полтора месяца 24 августа 1960 г. было начато бурение скважины КЗ-21. А уже 26 августа с буровой ушла радиограмма: «Пройдено 12 метров по руде». А на ближайшем дереве укрепили красный флаг. Так было открыто уникальное Талнахское месторождение сульфидных медно - никелевых с платиноидами руд. Несколько позднее скважиной КЗ-584, рекомендованной Люлько В.А., 3 октября 1965 года были вскрыты богатые руды Октябрьского месторождения медно - никелевых руд. Для понимания масштаба этого открытия необходимо сказать, что в настоящее время на месторождениях Норильского рудного узла работают два рудника «Заполярный» и «Медвежий ручей», на Талнахском рудном узле их пять «Маяк», «Комсомольский», «Октябрьский», «Таймырский», «Скалистый», причем 95% балансовых запасов металлов сосредоточено в Талнахе. Открытие Талнаха стало точкой отсчета новой истории Норильска и всего Норильского промышленного района.

Глава 1

отв. И.И. Никулин, В.Н. Михайлов

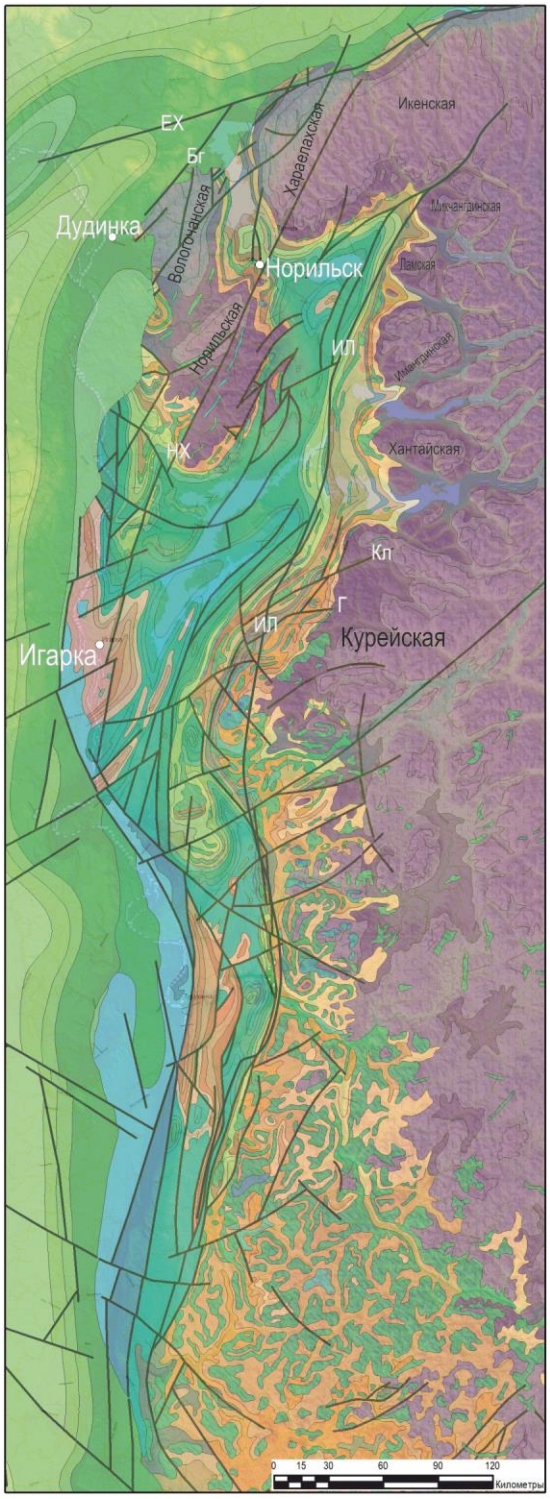
ИЗУЧЕННОСТЬ НОРИЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Геологическое изучение рудоносных комплексов Норильска переплетено с поисками сульфидных медно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с дифференцированными интрузиями основного-ультраосновного состава. С течением времени выявленные гигантские запасы платиноидов поставили провинцию в первые ряды уникальных геологических объектов.

Первые краткие сведения о геологическом строении были получены в конце девятнадцатого столетия, когда в 1866 году район Норильских гор посетил Ф.Б. Шмидт. Планомерные геологические исследования района были начаты Н.Н. Урванцевым в 20 веке. Открытое им в 1921-23 гг. медно-никелевое месторождение Норильск-1 и строительство на его базе Норильского горно-металлургического комбината явилось поводом для углубленного и комплексного изучения геологического строения территории. С 1919 по 1929 гг. Н.Н. Урванцев выполнил маршрутные геологические съемки в районе Норильских гор, плато Хараелах, берега озера Лама, по долинам рек Дудинки, Демэ, Бытык, Микчангда, а также (северо-восточнее описываемой площади) Кыстыктах, Дудыпты, Горбита (приток Верхней Таймыры). На основе материалов Н.Н. Урванцева (1931 г.) была составлена первая геологическая карта северной части Туруханского края масштаба 1:200 000.

С тридцатых годов прошлого столетия началось систематическое исследование характеризуемой территории с целью определения степени перспективности рудно-интрузивных объектов и отдельных участков на медно-никелевые руды. В геологических исследованиях региона можно выделить три основных взаимосвязанных направления работ: изучение 1) геологического строения, 2) геофизических полей и 3) геохимических особенностей территории и слагающих её пород.

Норильская металлогеническая провинция (НМП) ограничена с севера – северными отрогами Среднесибирского плоскогорья, с запада долиной Енисея, с востока – верховьями Норильских озёр (Лама, Кета, Хантайское), с юга – р. Нижней Тунгуской (рис. 1.1), что обусловлено перспективами обнаружения сульфидных медно-никелевых руд. Она занимает положение на северо-западной окраине Сибирской платформы в зоне сочленения последней со структурами Енисей-Хатангского прогиба и Западно-Сибирской плиты. Мощность разреза вулканогенно-осадочного чехла достигает 11 км. Породы консолидированного архейско-нижнепротерозойского складчатого фундамента не вскрыты в эрозиооном разрезе. Стратифицированные комплексы чехла представлены верхнепротерозойскими, палеозойскими и мезозойскими образованиями.



Базальты (P_2-T_1)

Рис. 1.1. Геологическая схема Норильской металлогенической провинции.

1.1. Геологическая изученность

Геологическое изучение Норильского региона тесно переплетено с поисками сульфидных медно-никелевых руд, пространственно и генетически связанных с дифференцированными интрузиями основного-ультраосновного состава.

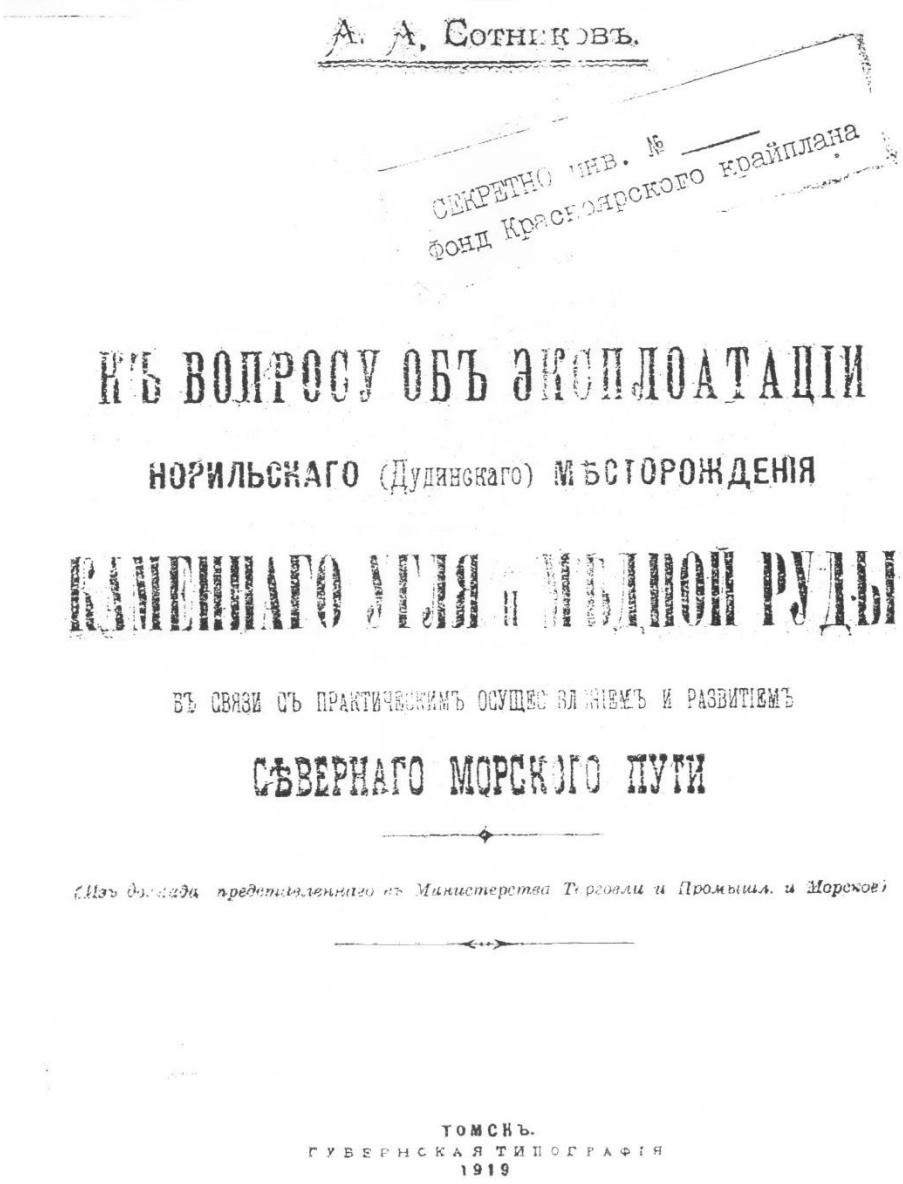
Первые краткие сведения о геологическом строении Норильского региона были получены в конце девятнадцатого столетия по описаниям геологического строения территории А.Ф. Миддендорфа (1860 г.), Ф.Б. Шмидта (1872 г.), Э.В. Толля (1895 г.), И.А. Лопатина (1897 г.). В 1866 году район Норильских гор посетил Ф.Б. Шмидт, который в различных изданиях того времени («Известия Императорского Географического общества», «Биллютень Санкт-Петербургской Академии наук» и её же «Известия») и в отчёте об экспедиции описал пласты угля и вскрытый купцами Сотниковыми (Петром и Куприяном) пласт медистых песчаников, содержащими до 5% меди. Двумя годами позже купцы Сотниковы произвели плавки черновой меди из добытой руды из двух штлен, пройденных по медистым сланцам, но производство было вынужденно свернуто из-за проблем с рудой и отсутствием огнеупорной футировки для печи. Первые заявки на полезные ископаемые района (каменный уголь, медные руды) Норильска сделаны в 1865 купцом Куприяном Сотниковым из Дудинки, в компании с Енисейским пароходовладельцем и золотопромышленником А.П. Кытмановым. В образцах руды, по анализам Сузунского завода на Алтае, оказалось 12,5% чистой меди. На месторождении К. Сотников построил печь, было выплавлено и продано в казну 200 пудов черновой меди, но в дальнейшем «Норильское дело» не принесло прибыли. Причем в 1936 году в старой сотниковской штольне были обнаружены две халькопиритовые жилы мощностью 20-40 см, опробование которых показали содержания платиноидов около 1000 г/т, но в то время не знали даже о наличии в руде никеля.

За этим последовал перерыв в познании норильских руд и только возобновилось в 1915 году по инициативе А.А. Сотникова – внучатого племянника Куприяна. Он, будучи студентом 2-го курса горного отделения Томского политехнического института, посетил район месторождения для изучичения и поставил свои заявочные столбы: четыре – на уголь и два – «рудных». Изучив состав руд, он впервые указал на вероятное нахождение на глубине сернистых соединений и вероятное образование медистых руд вследствие метаморфизма осадочных пород основной магмой. Коллекцию пород и руд А.А. Сотников вместе с записями передал для исследования Николаю Николаевичу Урванцеву, который помог ему подготовить доклад правительству А.В. Колчака к 18 марта 1919 года, часть которого была издана (1919 год) отдельной брошюрой «К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды. В 1919 году А.А. Сотников обосновал и привел в докладе на Совещании Дирекции маяков и лоций Северного Морского пути в г. Красноярске обоснование о необходимости дальнейшего изучения угольных и медных месторождений Норильских гор в связи

с развитием Северного Морского пути (рис. 1.2). На основании этого доклада Сибгеолкомом была организована экспедиция под руководством Н.Н. Урванцевым и при участии в ней А.А. Сотникова, которая привела к открытию сульфидных медно-никелевых руд с платиноидами и золотом. Эту книгу, столетие выхода которой исполняется в 2019 г., необходимо считать первой книгой о Норильске, а геологическую карту, приложенную к ней, первой геологической картой на район Норильска. Само же это событие, является началом систематического научного и производственного изучения Норильского промышленного района.

В 1920 г. Н.Н. Урванцев продолжил изучение Норильского района, им составлены геологические карты района, подсчитаны запасы каменного угля, в руде обнаружены минералы никеля и его высокое содержание, сделано сопоставление с хорошо известным к тому времени канадским месторождением Садбери. В 1922 г. в коллекции рудных образцов Н.Н. Урванцева по инициативе профессора Н.К. Высоцкого Н.Н. Подкопаев обнаружил исключительно высокие содержания металлов платиновой группы, что резко отличало их от руд Садбери. В 1926 г. Н.Н. Урванцев и Б.Н. Рожковым было открыто второе месторождение сульфидных медно-никелевых руд Норильск-2. Последующие исследования проводились преимущественно с целью поисков и разведки медно-никелевых месторождений и обеспечения этих работ геологической основой. Открытое Н.Н. Урванцевым медно-никелевое месторождение Норильск-1 и строительство на его базе Норильского горно-металлургического комбината явилось поводом для углубленного и комплексного изучения геологического строения территории. До 1929 г. Н.Н. Урванцев выполнил маршрутные геологические съемки в районе Норильских гор, плато Хараелах, берега озера Лама, по долинам рек Дудинки, Демэ, Бытык, Микчангда, а также (северо-восточнее описываемой площади) Кыстыктах, Дудыпты, Горбита (приток Верхней Таймыры). В 1931 г. на основе материалов Н.Н. Урванцева была составлена первая геологическая карта северной части Туруханского края масштаба 1:200 000.

С тридцатых годов XX-го столетия началось систематическое исследование характеризуемой территории с целью определения степени перспективности рудно-интрузивных объектов и отдельных участков на медно-никелевые руды. В геологических исследованиях региона можно выделить три основных взаимосвязанных направления работ: изучение 1) геологического строения, 2) геофизических полей и 3) геохимических особенностей территории и слагающих ее пород. Работы по изучению района были продолжены Б.Н. Рожковым (Институт цветных металлов ВСНХ СССР, 1928 - 1930 гг.), А.Е. Воронцовым (Цветметзолото, 1930 – 1935 гг.), А.А. Кордаковым, П.Н. Кабановым, Г.Г. Моором (1937 – 1938 гг.). В феврале 1934 г. ПКЗ были утверждены запасы медно–никелевых руд по Норильским месторождениям «ручья Угольного» и «Норильск-2».



А. А. Сотниковъ.

СЕКРЕТНО инв. №
фонд Красноярского крайплана

КЪ ВОПРОСУ ОБЪ ЭКСПЛОАТАЦІИ

НОРИЛЬСКАГО (Дудинскаго) МѢСТОРОЖДЕНІЯ

КАМЕННАГО УГЛЯ и МѢДНОЙ РУДЫ

ВЪ СВЯЗИ СЪ ПРАКТИЧЕСКИМЪ ОСУЩЕСТВЛЕНІЕМЪ И РАЗВИТІЕМЪ

СѢВЕРНАГО МОРСКОГО ПУТИ

(Изъ доклада, представленнаго въ Министерства Торговли и Промышл. и Морское)

ТОМСКЪ.
ГУБЕРНСКАЯ ТИПОГРАФІЯ
1919

Рис. 1.2. Титульный лист первой книги А.А. Сотникова о Норильске.



Александр Александрович Сотников (1891—1920), фото 1917 г.



Николай Николаевич Урванцев (1893—1985), фото 1983 г.

Причем запасы последнего, разработка которого не начата до сих пор, составляли ¾ от общих запасов, а уже 23 июня 1935 года постановлением Совнаркома СССР № 1275-148 сс было принято решение о строительстве Норильского медно-никелевого комбината. Эта дата считается днем рождения города Норильска.

С 1937 по 1955 год весь Норильский регион и сопредельные территории покрываются геологической съемкой масштаба 1:1 000 000. Геологическое картирование проводилось НИИГА, НКГРЭ, ЗСГУ, ВАГТ, ГУСМП: А.А. Кордиковым (1937–1939), Ю.А. Спейтом (1940, 1941), В.С. Домаревым (1943), В.В. Захаровым (1945), Г.Г. Моором (1949), А.П. Козловой и А.Л. Ставцевым (1953, 1954), Н.Н. Цесарцевой и П.Н. Плотниковой (1953), Н.А. Тимашковым (1954), С.К. Сиротенко (1954), В.И. Аникеевой (1954), И.М. Фердманом (1954), В.А. Марковым и В.А. Фадеевым (1956). Под руководством А.Е. Воронцова в 1933 году были подсчитаны запасы медно-никелевого месторождения Норильск-1, которые легли в основу сырьевой базы Норильского горно-металлургического комбината им. А.П. Завенягина и принятия в 1935 году правительственного постановления о строительстве Норильского никелевого комбината. При участии А.Е. Воронцова были открыты и начата разведка медно-никелевых месторождений Имангдинского и горы Черной, каменноугольных месторождений - Листвянского и Кайерканского. Награжден двумя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Красной Звезды, медалями. Лауреат Государственной премии СССР.



Александр Емельянович Воронцов
(1903—1984)



Георгий Дмитриевич Маслов
(1915—1968)

В 1940 г. начинается период активного изучения Норильского месторождения и территории, на которой оно расположено, поиски месторождений сырья необходимого для формирования полного цикла металлургического производства и строительства. В сороковые годы в пределах Норильского района проводятся работы на Далдыканской интрузии (Шейнманн, 1940), Мантуровском гипсовом и Имангдинском полиметаллическом месторождении (Спейт, Комаров, 1940), в Усть-Енисейском порту (Вихирев, Юрова, 1940), на Фокинском угольном месторождении (Шейнманн, 1942), на участке Норильск-Кайеркан (Рыловникова, 1943). Идёт активное геологическое изучение Норильск-I и Норильск-II (Роговер, Носков, 1946; Зонтов, 1949), разведуются каменноугольные месторождения Норильска, Кайеркана и Имангды (Браженко, 1946; Савенко, 1946; Соколов, 1946; Савенко, Васильев, 1949; Савенко, Рыловникова, 1949; Браженко, 1949; Вальков, 1949; Петряков, 1949). По результатам работ создаются карты угленосных полей (Савенко, 1946; 1949). В 1945 году Н.Н. Урванцев руководил геологической службой Норильского горно-металлургического комбината им. А.П. Завенягина. Награжден двумя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, Большой золотой медалью Географического общества, золотой медалью им. Н.М. Пржевальского, золотыми именными часами от норвежского правительства.

Период 50-х годов XX века характеризовался интенсивными геологоразведочными работами на различных объектах Норильского рудного

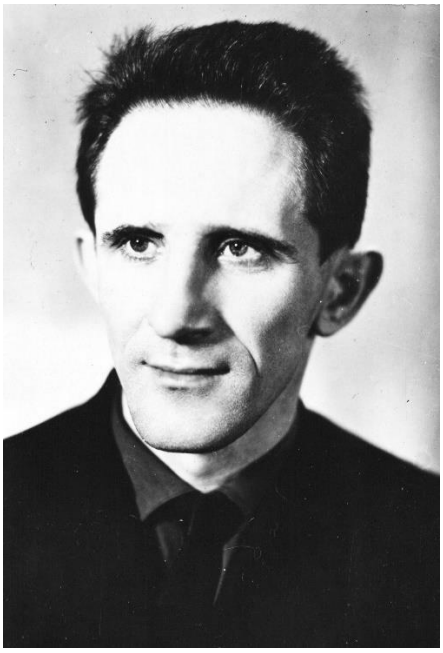
района и составлением промежуточных геолого-промышленных отчетов по месторождению Норильск I (Максудов, 1955; Щедрин, 1959), месторождению г. Черной (Миллер, 1955; Миллер, Пермяков, 1956; Лазарев, Бертош, 1956; Бочай, 1960), месторождению г. Зуб (Кравцов, 1956; Колокольчиков, 1957), Средне–Ергалахской площади (Старшинов, 1956), месторождению Норильск II (Ваулин, 1957; 1958), интрузии Горстроевской (Максудов, 1959; 1960), интрузий Имангдинского рудного узла (Кравцов, 1958) и на других площадях. К концу 1950-х годов перед геологами Норильска была поставлена задача – найти новое месторождение богатых медно-никелевых руд. На выполнение этой задачи решающее влияние оказали идеи геолога Г.Д. Маслова. Он впервые в практике геологии в 1958-1960-х годах применил учение о глубинных разломах к конкретной геологической ситуации района, выделил Норильский глубинный рудоконтролирующий разлом, что позволило сконцентрировать поисковые работы на самом перспективном участке в долине рек Талнах – Хараелах. За открытие Талнахского месторождения медно-никелевых руд указом Президиума Верховного Совета СССР Г.Д. Маслову было присвоено звание Героя Социалистического Труда с вручением ордена Ленина и медали «Серп и молот». Он был также награжден орденом Трудового Красного Знамени и медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» и «За трудовую доблесть».

В результате вышеперечисленных геолого-съемочных, поисковых, разведочных и тематических работ было изучено геологическое строение района, выявлено размещение различных видов полезных ископаемых. Разведаны забалансовые медно-никелевые месторождения г.Черной, г. Зуб-Маршейдерская, Норильск II, а также выявлены и изучены многочисленные рудопроявления преимущественно в пределах Норильской мульды и ее бортов. Собранный материал позволил приступить к составлению Государственных геологических карт масштаба 1:1 000 000. На стыке пятидесятых и шестидесятых годов были составлены и изданы Государственные геологические карты масштаба 1:1 000 000 на листы R–44,45 (Урванцев, Сакс, 1958), R-46, 47 (Полькин, Урванцев, 1958), Q-45 (Предтеченский, Спижарский, 1962), Q-46 (Белостоцкая, Спижарский, 1957) (Граф. 1). К этим картам были составлены объяснительные записки, в которых выполнено стратиграфическое расчленение отложений до ярусов и свит. Важными результатами геологического изучения территории предшествующих лет явилось то, что был установлен региональный перерыв в осадконакоплении между ордовиком и силуром, девоном и ранним карбоном. Тунгусская серия была расчленена по общепринятой схеме. В туфолавовом комплексе было выделено три тектоно-магматических цикла, намечена связь эффузивного комплекса с интрузивным, расчлененным на группы недифференцированных, слабодифференцированных и дифференцированных интрузий. Было акцентировано внимание на тесной парагенетической связи процесса дифференциации с медно-никелевым оруденением. Был выявлен основной структурный элемент района – Тунгусская синеклиза, окаймленная рядом крупных антиклинальных поднятий. Были выделены

глубинные разломы – Фокинский, Норильский, Имангдино-Летнинский и Пясино-Хетский, к которым приурочена часть крупных медно-никелевых месторождений.

В период с 1958 по 1966 г. силами НИИГА проводилась государственная геологическая съемка территории масштаба 1:200 000 (Марковский, Гор, Герасимов, 1958; Голованов, Гор, Сигунов, 1958; Кравцов, Герасимов, 1959; Даценко, Ермолаев, Куриков, 1959; Смирнов, Лившиц, Шихорина, 1959; Войцеховский, Соболев, Наяингин, 1960; Голубков, Додин, Гутарович, 1960; Марковский, Архипова, Куликов, 1960; Даценко, Зинченко, Куриков, 1960; Кравцов, Лившиц, Ленькин, 1960; Фадеев, Атласов, Нагайцева, 1960; Лившиц, Тимашков, Ленькин, 1961; Марковский, Архипова, Куликов, 1961; Михалюк, Комарова, Люлько, 1961; Семеновский, Мариенгоф, 1961; Кравцов, Куриков, Гутарович, 1961; Фадеев, Атласов, Нагайцева, 1961; Марковский, Ленькин, Куликов, 1962; Иванов, Иванова, Буров, 1962; Фадеев, Горяинов, Нагайцева, 1962; Ленькин, Куриков, Крюков, 1963; Ленькин, Полянский, Куриков, 1963; Марковский, Иванова, Тараховский, 1963; Нагайцева, Атласов, Павлов, 1963; Додин, Батуев, Крюков, 1964; Иванова, Тараховский, Рогожин, 1964; Гройсман, Былинский, Куликов, 1966; Павлов, Кузнецов, Судаков, 1966). Под руководством В.Ф. Кравцова в 1962 году скважиной КЗ-38 вскрыты запасы сплошных сульфидных руд, начата проходка шахтных стволов первого Талнахского рудника «Маяк». В 1965 году при непосредственном участии В.Ф. Кравцова было открыто крупнейшее в мире Октябрьское месторождение руды с 15% содержанием меди, были выявлены запасы богатых и вкрапленных медно-никелевых руд, что позволило обеспечить Норильский горно-металлургический комбинат сырьем на долгие годы. В 1993 году при участии В.Ф. Кравцова в районе профилактория «Валек» были произведены поисково-оценочные работы по запасам минеральной воды, позже получившие названия «Алькор» и «Валек». Награжден двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом Ленина, нагрудным знаком «Отличник разведки недр», дипломами и значками первооткрывателя Талнахского и Октябрьского месторождений. Лауреат Ленинской премии, Заслуженный геолог Российской Федерации. В 1965 году две партии НКГРЭ: Западно-Хараелахская В. Ф. Кравцова и Талнахская В.А. Люлько бурением двух других исторических скважин (КЗ-584 и Т-56) вскрыли богатые руды Октябрьского месторождения. За открытие, разведку и изучение Октябрьского месторождения В.А. Люлько был удостоен Государственной премии. Награжден медалью «За доблестный труд», значком «Отличник разведки недр». Указом Президента РФ в 1995 году ему присвоено звание «Заслуженный геолог Российской Федерации», а в 2001 году он был удостоен звания «Почетный гражданин Таймыра».

Одновременно со съемкой масштаба 1:200 000 геологами ВСЕГЕИ, НИИГА, ВНИИГРИ и СНИИГГиМС проводились различные тематические (стратиграфические, структурно-тектонические, петрографические и т.п.) работы. В это же время на перспективных площадях силами НКГРЭ, КГУ и НИИГА выполнялись поисково-съемочные работы различных масштабов (1:100 000,



Виктор Фомич Кравцов
(1932—2014), фото 1972 г.



Виктор Александрович Люлько
(1934 г.р.)

1:50 000, 1:25 000, 1:10 000), часто перекрывающие друг друга.

В результате проведенных исследований были детально изучены отложения осадочного чехла, выявлен ряд новых интрузивных тел и выяснены закономерности распространения полезных ископаемых. Собранный материал и редакционно-увязочные маршруты, проведенные в 1958–1968 годах геологами НИИГА (Иванов, 1958; Иванова, 1963; Додин, 1963) позволили приступить к изданию листов Государственных геологических карт масштаба 1:200 000.

Работы по обобщению материалов и изданию карт проводились сотрудниками НИИГА. В результате в 1960-1984гг. были составлены и изданы карты масштаба 1:200 000 для всей характеризуемой территории (Голованов, Урванцев, 1960; Смирнов, Иванова, 1963; Войцеховский, Иванова, 1967; Межвилк, Урванцев, 1967; Даценко, Марков, 1969; Лившиц, Урванцев, 1970; Кравцов, Даценко, 1970; Фадеев, Лазуркин, 1971; Межвилк, Пук, 1972; Иванова, Даценко, 1972; Ленькин, Марков, 1978; Тараховский, 1980; Гройсман, Куликов, 1980).

Для Туруханской серии листов наиболее важными явились работы В.А. Даценко и Ф.Б. Маркова, изданные в 1969 г. Этими авторами в едином ключе составлены геологические карты масштаба 1:200 000 и объяснительные записки к ним для основной части листов территории. В их работах обобщен большой фактический материал по стратиграфии осадочных и вулканогенных толщ,

литологии, петрографии, магматизму, тектонике и глубинному строению территории, основанному на геофизических данных.

Очередной вехой в истории геологическом изучения Норильского региона явилось открытие уникального Талнахского месторождения сульфидных платино-медно-никелевых руд в 1960 году, которое значительно повлияло на интенсивность разноплановых геолого-геофизических исследований на прилегающих территориях. Открытие Талнахского и затем Октябрьского месторождений не было случайным и предопределено всей совокупностью полученной к тому времени информации о геологическом и структурно-тектоническом строении, позволившей выделить главные особенности условий локализации рудоносных дифференцированных интрузий и контроле их внедрения со стороны крупных долгоживущих разломов. На перспективность района юго-западной окраины Хараелахских гор указывали результаты поисковых маршрутов, проведенных еще при геологических съемках масштаба 1:1000000 и 1:500000, когда были обнаружены валуны габбро-диабазов с вкрапленностью сульфидов и был выделен разлом по р.Еловая, который позднее В.Г. Бертошем воспринимался как продолжение зоны сбросов Норильского рудного поля. В 1959 году силами Западно-Хараелахской партии на этом участке проводились наземные поисковые работы и было начато колонковое бурение. Были обнаружены валуны богатых медно-никелевых руд, а анализ мест находок рудных валунов с учетом динамики движения ледников позволил В.С. Старосельцеву (1959, 1960) спрогнозировать местонахождение их коренного источника. Его открытие состоялось в 1960 г. группой геологов НКГРЭ (В.Ф.Кравцов, В.С.Нестеровский, Ю.Д.Кузнецов), которые у подножия горы Отдельной обнаружили выход рудоносной интрузии на поверхность, а скважиной КЗ-21 в августе 1960 г. была вскрыта Талнахская интрузия с вкрапленным и богатым оруденением, что ознаменовало открытие Талнахского месторождения.

Несколько позднее, при проведении геологической съемки масштаба 1:50 000 и поискового бурения (Люлько, 1967) в 1965 году было выявлено Октябрьское месторождение сульфидных медно-никелевых руд, вскрытое скважиной КЗ-584 и приуроченное к Хараелахской интрузии. С 1960 по 1969 гг. осуществлялась предварительная и детальная разведка Талнахского (Егоров, 1963; Ваулин, 1966; Кравцов, 1967) и Октябрьского (Кравцов, 1969) месторождений с подсчетом запасов руд и металлов. В 1975 году составлен отчет с подсчетом запасов сульфидных медно-никелевых руд Талнахского рудного узла по состоянию на 1.07.1975 г. (Ваулин, 1975). После утверждения в ГКЗ СССР запасы месторождений были переданы в эксплуатацию Норильскому горно-металлургическому комбинату (НГМК). Но разведочные работы в пределах Талнахского и Хараелахского интрузивов продолжалась практически без перерывов до 1987 г. и завершились подсчетом запасов и постановкой на государственный баланс богатых, медистых и вкрапленных руд (Кравцов, 1987). Горно-обогатительные и металлургические предприятия НГМК были обеспечены высококачественным сырьем на многие годы.

Таким образом, с 1961 г., после установления промышленной значимости Талнахского месторождения, начинается новый этап в изучении региона. С этого времени на перспективных участках проводится кондиционная геологическая съемка масштаба 1:50 000 с применением горных, геологических, геофизических работ и картировочного бурения. Работы поводились НКГРЭ: (Максудов, 1959; Маслов, Нестеровский Люлько, 1960; Огарков, Вожов, Васильева, 1962; Дейнега, Шеметун, Черевков, 1962; Шадрин, Лисенков, Глушницкий, 1962; Елисеев, Скобелин, 1962; Люлько, Глушницкий, Говердовская 1967; Маслов, Стеценко, Дюжиков, 1967; Глушницкий, Лосев, Щеткина, 1968; Скобелин, Амосов, Говердовская, 1969; Дюжиков, Немененок, Демин, 1969; Платонов, Демин, Россихин, 1970; Лосев, Щеткина, Говердовская, 1970; Немененок, Платонов, Демин, 1971; Лисенков, Макеев, Федоренко, 1973; Елисеев, Щеткина, Лосев, 1974; Елисеев, Волков, Щеткина, 1974; Черевков, Лисенков, Макеев, 1975; Дюжиков, Федоренко, Демидович, 1976; Щедрин, Лосев, Макеев, 1978; Ваулин, Седых, Федоренко, 1982; Павлов, Завацкая, Адамчук, 1988).

В течение 70-х годов XX века проводятся поисковые работы в районе г. Острой (Виницкий, 1977), Глубокоозерской площади (Мокроусов, 1977), в центральной части Норильской мульды, в пределах Южного и Дудинского Ергалаха (Душаткин, 1978); в Боярско-Дельканской мульде (Волков, 1978); на Восточно-Вологочанской мульде (Душаткин, 1979); в пределах северо-западных бортов Хараелахской и Вологочанской мульд (Елисеев, 1979); на Восточно-Пясинской площади, в бассейне рек Томулах и Дьангы (Шадрин, 1979), в зоне Кета–Ирбинского разлома (Амосов, 1980).

В 80-х годах XX века поисковые и геолого-съемочные работы в Норильском районе продолжают Норильская КГРЭ и Красноярская ГСЭ. При этом, НКГРЭ специализирется преимущественно на поисковых работах, целью которых являлось выявление новых перспективных и, в первую очередь, богатых медно-никелевых руд. Поисковые работы проводились в юго-восточной и южной частях Хараелахской мульды (Елисеев, 1982; Демидович, 1983), в северной части Хараелахской рудной зоны (Шадрин, 1984), в центральной части Норильской мульды (Душаткин, 1981; Симонов, 1984); в центральной части Хараелахской мульды (Самусенко, 1984); по западному борту плато Сыверма в северной части Имангдинско-Летнинской структурной зоны (Чехович, 1986); на Тулаек-Таасской площади (Мартынов, 1988); на Тальминской площади (Мартынов, 1988); на площади сочленения Хараелахской и Большеавамской мульд (Демидович, 1988); в междуречье Дьангы–Ондодоми (Душаткин, 1989), на Далдыканской площади (Букрееев, 1990), на Комюстахском участке (Богатырев, 1991). Этими работами было выявлены многочисленные медно-никелевые рудопроявления, приуроченные к Южно-Норильской (Душаткин, 1981; Симонов, 1984), к Тальминской и Тулаек-Таасской интрузиям (Мартынов, 1988) и др. Имангдинская рудоносная интрузия прослежена бурением до глубины 2000 м.

В этот же период Красноярская геологосъемочная экспедиция проводит государственное доизучение Туруханской (Струнин, 1980) и Норильской (Струнин, 1987) площадей, в составе которого выполняются поисковые работы на медно-никелевые руды на наиболее перспективных участках с применением комплекса геологических, геофизических и геохимических методов, по итогам которых был выявлен ряд проявлений и пунктов минерализации медно-никелевого и медного сульфидного оруденения в бассейнах рр. Горбиачин, Курейка, Кулюмбэ, Бол.Нирунгда, значительно расширена площадь проявлений самородно-медного оруденения, приуроченного к различным горизонтам туфолавовой толщи в пределах Хараелахской и Иконской мульд и северо-западной части Тунгусской синеклизы. Параллельно проводится групповая геологическая съемка масштаба 1:50000 с общими поисками на Нижне-Курейской (Варганов, 1982), Джалтулинской (Варганов, 1987), Брусской (Павлов, 1988) и в южной части Норильской мульды на Нижне-Хантайской площади (Варганов, 1991). По итогам этих работ выявлены многочисленные рудопроявления меди, никеля, железа, графита, в том числе перспективное Халильское медно-никелевое проявление.

В этот же период времени по материалам геологического доизучения Норильского района (листы R-45-XVII, XVIII, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX, XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI; R-46-XIII, XIX, XXV, XXXI) масштаба 1:200 000 (Струнин, 1987) создается Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000 и пояснительная записка к ней (Струнин, 1994), которая в настоящее время является наиболее актуальной обзорной картой.

В течение 90-х годов XX века проводятся поисковые работы по оценке перспектив глубоких горизонтов и флангов Норильского рудного узла на богатые медно-никелевые руды (Душаткин, 1993; Матвеев, 1997), а также на поиски дифференцированных интрузий и связанного с ними промышленного оруденения на глубоких горизонтах Талнахского рудного узла (Соколов, 1995). Продолжаются поисковые работы на выявление промышленного медно-никелевого оруденения на Кыстыхтахской площади (Вилинский, 1996), Фокинской и Средне-Фокинской площади (Волков, 1996; Вилинский, 2002); Южно-Ергалахской площади (Данченко, 1998), Верхне-Хараелахской площади (Ситников, Шадрин, 1998); Восточно-Талнахской площади (Соколов, 2001), Усть-Турукской площади (Михалев, 1998). Наиболее успешными оказались поисковые работы в пределах юго-восточного обрамления Вологочанской мульды (Матвеев, 2001), которые послужили основой для постановки оценочных работ в пределах Пясинско-Вологочанского интрузива и были подсчитаны запасы четырех крупных тел и нескольких линз сульфидных медно-никелевых руд (Матвеев, 2006). Запасы медно-никелевых руд месторождения были поставлены на государственный учет как забалансовые.

С момента открытия месторождений Талнахского рудного узла многими НИИ проведены значительные объемы всевозможных специализированных работ. Различные аспекты геологии детально охарактеризованы в большом количестве

печатных и рукописных работ. Вопросы геологии, магматизма, петрологии и металлогении изучались сотрудниками ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, МГУ, Севморгео.

Произведено расчленение интрузивов по степени их продуктивности по результатам тематических работ по разбраковке дифференцированных интрузий Норильского района для выявления богатых медно-никелевых руд, с учетом петрографического и минералогического анализов (Дюжиков, 1978). Разработаны критерии поисков медно-никелевых месторождений на основе структурно-фациального анализа вулканогенных отложений перми и триаса в комплексе с петрологическими исследованиями, а также выполнена прогнозная оценка никеленосности Норильского района (Федоренко, 1978, 1982). Установлены особенности распространения вулканогенных образований, обобщены материалы по петрологии эффузивов. Разработаны магматические, тектономагматические и геофизические поисковые критерии на сульфидные руды и т.д.

Результатами специальных исследований (Тарасов, 1979–1989) стала разработка геолого-структурных моделей рудного района, поля и месторождения Норильского типа, при этом выделены и обоснованы структурные, петрографические, петрохимические и минералого-геохимические критерии прогноза промышленно-рудоносных интрузивов и залежей богатых руд. На основе геолого-структурных, палеотектонических, петрографо-минералогических, петрогеохимических, сульфидно-минералогических, рудно-геохимических исследований и изучения контактово-метаморфических образований разработаны геологические модели месторождений медно-никелевых руд и петрологические критерии разделения рудоносных интрузий (Лихачев, 1965, 1981, 1983; Степанов, 1979, 1980, 1987; Шадрин, 1986).

В девяностых годах (Сухов, 1980–1988) на примере Норильского района осуществлялись попытки отработки прогнозно-поискового комплекса для медно-никелевых месторождений, однако методика количественного прогноза недостаточно подтверждена практикой поисковых работ.

В последнем десятилетии XX и в начале XXI века НКГРЭ, а затем ПО и ООО «Норильскгеология», выполняют групповую геологическую съемку масштаба 1:50 000 с общими поисками и глубинным геологическим картированием на Южно-Норильской (Шедько, 1994), на Дъянгинской и Тальми-Кумгинской (Радько, 1995), Вологочанской (Михайлов, 2000), Северо-Вологочанской (Шедько, 2002), Северо-Хараелахской (Кокорин, 2003) и Микчангдинской (Михайлов, 2003) площадях. Эти работы сопровождались большим объемом предварительно проводимых опережающих геофизических исследований, интерпретация материалов которых существенно дополнила геологическую информацию о глубинном строении, особенно на закрытых четвертичными отложениями площадях.

Основным общим результатом групповой геологической съемки на указанных площадях следует считать значительное уточнение геологической карты и

приведение ее к современной легенде для карт масштаба 1:50000. На Дъангинской и Талыми-Кумгинской площадях скважинами СД-24, ТК-16, 17 и 18бис интрузии круглогорского типа с убогой сульфидной вкрапленностью, а скважиной СД-29 - интрузия зубовского типа. По результатам работ была уточнена морфология рудной зоны минерализации самородной меди в подошве кумгинской свиты и ее параметры (Радько, 1995). На Южно-Норильской площади буровыми работами (Шедько, 1994) прослежены фланговые части интрузий норильского комплекса. На Вологочанской площади впервые было установлено сложное строение центральной части одноименной мульды, заключающееся в наличии поднятия в предэффузивное время, приведшее к размыву части разреза верхнего девона и отложений тунгусской серии, что не характерно для других трапповых впадин района. На двух участках скважинами были вскрыты тела интрузий зубовского типа с убогим сульфидным медно-никелевым оруденением. При этом, скважиной ВГ-36 было подсечена фланговая часть Пясинско-Вологочанского интрузива (Михайлов, 2000). На Северо-Вологочанской площади было также установлено сложное строение, с обилием многоамплитудных пликативных и дизъюнктивных структур, при большой мощности рыхлых и слаболитифицированных перекрывающий отложений четвертичного и юрско-мелового возраста, превышающей 1 км. Медно-никелевое оруденение отмечено в интрузии далдыканского комплекса и практического значения не имеет (Шедько, 2002). На Северо-Хараелахской площади (Кокорин, 2003) выделено восемь различных интрузивных образований. Выявлены апофизы дифференцированных интрузий норильского и моронговского комплексов, первые из которых несут убогую сульфидную медно-никелевую минерализацию. На Микчангдинской площади уточнено геологическое строение, впервые выделено Кумгинское валообразное поднятие, разделяющее Хараелахскую и Иконскую мульды, выявлены пункты минерализации и первичные ореолы меди и никеля, обнаружены слабоокатанные валуны с вкрапленным сульфидным оруденением в приустьевой части р. Микчангды (Михайлов, 2003).

В начале XXI поисковые работы проводились на Микчангдинской (Тетерюк, 2009), Коевской (Данченко, 2006), Курейско-Горбиачинской (Данченко, 2011; Лапковский, 2013), Верхне-Турумакитской (Шишаев, 2009, 2013) и Веткинской (Бурмистров, 2009) площадях. Эти работы выполнялись на предварительно созданной качественной геолого-геофизической основе, включающей материалы комплексных аэрогеофизических съемок, гравиразведки, профильных и площадных электроразведочных исследований. Наиболее значимые результаты были получены на Микчангдинской площади, где была вскрыта и пролслежена рядом скважин Микчангдинская дифференцированная интрузия с вкрапленным сульфидным платино-медно-никелевым оруденением (Тетерюк, 2009), а также на Верхне-Турумактиской площади, на которой в результате бурения поисковых скважин вскрыто три дифференцированных интрузии с сульфидной медно-никелевой минерализацией халькопирит-пирротинового состава (Шишаев, 2013).

В этот же период в ранге поисковых работ продолжается изучение флангов Талнахского и Октябрьского месторождений (Матвеев, 2013; Бурмистров, 2017; Евласьев, 2018), которые продолжаются и в настоящее время. В пределах Норильского рудного узла проведены оценочные работы на Масловском медно-никелевом рудопроявлении, по итогам которых запасы цветных и благородных металлов поставлены на баланс по временным кондициям (Ковальчук, 2008). На месторождении работы были продолжены и к настоящему времени притоколом ГКЗ №5561 утверждены постоянные разведочные кондиции.

Необходимо отметить, что отработка разведанных месторождений Норильского региона сопровождалась и сопровождается эксплуатационной разведкой с бурением скважин из подземных горных выработок. К настоящему времени пробурено более 1 млн. погонных метров скважин. Материалы эксплуатационной разведки используются для уточнения контуров рудных тел и перевода запасов в более высокие категории.

В числе обобщающих прогнозно-металлогенических работ, внесших существенный вклад в понимание геологического строения территории Норильского региона, можно назвать работы по составлению «Металлогеническая карта на медь и никель северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1:200000» (Люлько, 1975), «Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1:500 000» с объяснительной запиской к ней (Малич, 1987); отчет «Составление прогнозной карты масштаба 1:200 000 и локальных прогнозных карт масштаба 1:50000 перспективной площади северо-западной части Сибирской платформы на медно-никелевые руды» (Симонов, Михалев, 2000); отчет по теме «Исследования по прогнозной оценке и локализации площадей и участков, перспективных на выявление платино-медно-никелевых месторождений в пределах западного фаса траппового поля Сибирской платформы с целью выбора конкурентоспособных объектов для лицензирования, постановки геологоразведочных работ и последующей разработки месторождений» (Кочнев-Первухов, 2003); составление «Карты полезных ископаемых Красноярского края, республик Хакасия и Тыва» м-ба 1:1 500 000 с сопровождающим ее отчетом «Подготовка и издание карты полезных ископаемых Красноярского региона на геологической основе масштаба 1:1 500 000» (Струнин, 2005); научно-исследовательскую работу по теме «Оценка изученности на сульфидное медно-никелевое, платинометальное и золотое оруденение дифференцированных интрузий приенисейской провинции магнезиальных траппов, сопутствующих им эксплозивных и гидротемально-метасоматических образований, подготовка предпроектных предложений на проведение ревизионных работ» (Сердюк, 2005); отчет «Оценка перспектив открытия месторождений с богатыми рудами в Норильском районе» (Куликов, 2006);

В числе сводных работ, в которых обобщены сведения и подведены итоги геологического изучения характеризуемой территории, следует назвать, прежде

всего, следующие работы: «Отчет о результатах ревизионно-оценочных работ в Норильском и прилегающих районах за 1974–1977гг.» (Цивьян, Салманов, Салов, 1977); отчет о результатах тематических работ за 2006-2009гг. «Анализ, переинтерпретация, систематизация и обобщение геолого-геофизических материалов по территории ТАО и прилегающих районов с целью выделения поисковых площадей, перспективных на богатые медно-никелевые руды» отчет» (Кокорин, 2009); а также отчеты об итогах ревизионных работ по оценке перспектив флангов и глубоких горизонтов Талнахского рудного узла на богатые медно-никелевые руды (Ситников, Шишаев, Михалев, 2010-2013).

По данным проведенной пять лет назад инвентаризации спец-библиотеки ПО «Норильскгеология» количество отчетов по Талнахскому и Норильскому рудным узлам составляет не менее 700, а количество публикаций по проблематике только Талнахских месторождений достигает 2500 единиц. Среди достаточно «свежих» и наиболее значимых публикаций нельзя не отметить монографию Д.А. Додина «Металлогения Таймыро-Норильского региона» (2002), серьезную теоретическую работу А.Дж. Налдретта «Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд» (2003), в которой в числе прочих рассматриваются месторождения Норильского региона и освещены вопросы рудообразования сульфидных медно-никелевых руд, а также одну из последних и неопубликованных работ В.А. Федоренко «Магматизм и медно-никелевые месторождения Норильского района» (2010).

Таким образом, в отношении состояния геологической изученности Норильского региона на сегодняшний день необходимо отметить следующие основные достижения:

1) на всю территорию региона имеются обзорные геологические карты масштаба 1:200 000 и мельче;

2) почти на 50% площади территории составлены карты масштаба 1:50 000;

3) изучены разрезы рудовмещающего палеозойско-мезозойского осадочно-вулканогенного чехла мощностью до 11 км и произведено подробное расчленение отложений до свит и пачек;

4) магматические породы изучены с достаточно высокой степенью детальности, проведена их типизация и формационное расчленение, а в проявлении магматизма выявлена цикличность;

5) геологические структуры региона исследованы достаточно детально, при этом охарактеризованы основные дизъюнктивные и пликативные дислокации, выделены структурные этажи и ярусы;

6) изучена минерагения (металлогения) района, выявлены главные элементы минерагенической зональности, намечены основные критерии поисков и прогноза медно-никелевых месторождений;

7) разработаны модели сульфидного медно-никелевого рудообразования.

В то же время остаются открытыми и требуют решения вопросы уточнения перспективности многих конкретных рудно-интрузивных объектов и отдельных участков на выявление новых медно-никелевых месторождений, а также вопросы локального прогноза, в том числе, на основе новых геофизических данных, и вопросы обоснованной оценки прогнозных ресурсов территории. Именно эти вопросы и будут решаться в ходе проектируемых работ по ревизионной оценке перспектив Норильского региона.

1.2. Геофизическая изученность

Последние обобщающие работы по геофизической изученности проведены А.Г. Наумовым (1986 г.), как дополнение к отчету В.М. Самусенко (1979 г.). За прошедшие двадцать лет достаточно большое число отчетов не систематизировано, нет материальных носителей, наглядно представляющих выполненные объемы геофизических работ.

В данной работе нами составлен каталог геофизической изученности, который является сводкой краткого содержания отчетов по результатам геофизических работ, проделанных в Норильском регионе различными организациями за период 1925 - 2014 гг.

Данные каталога составлены из трех частей. Основу составляет выше названный каталог В.В. Самусенко. Вторая часть является дополнением к этому отчету, выполненным А.Г. Наумовым в 1986 г. Соответственно каждая из частей включает работы, выполненные в 1925-1979 гг. и в 1980–1986 гг.

Работы, выполненные с 1986 г. по 2014 г., и составляющие третью, последнюю часть каталога геофизических работ составлены В.Н. Михайловым (2016 г.). Источником наполнения каталога стали фондовые работы, хранящиеся в архиве ООО "Норильскгеология".

Гравиразведочные работы на площади впервые проведены в 1941 г. Д.Г. Успенским. В 1945–1947 гг. на западной и северо-западной части площади проведены площадные гравиметрические работы масштаба 1:1 000 000 под руководством К.Е. Веселова. Выявлен ряд интересных гравитационных аномалий. Позднее работы этого масштаба продолжены в 1959–1960 гг. А.В. Черным, а в 1963–1964 гг. Я.Б. Беленьким и Э.В. Яганцевым с целью изучения глубинного геолого-тектонического строения. Установлена связь характерных особенностей гравитационного поля с основными элементами тектоники района. Уточнено положение Приенисейской приподнятой зоны. Имангдинско-Летнинской зоны и намечена Микчангдинская зона глубинных разломов.

Изучена вся площадь района, изданы листы карт масштаба 1:1000 000 с сечением 5 мГал.

Решив свою задачу, эти работы утратили актуальность и на схемах изученности не приводятся, поскольку все площади перекрыты съемками более крупного масштаба.

В 1961-63 гг. экспедиция №14 Западно-геофизического треста начала планомерные гравиметрические работы масштаба 1:200 000, выполнив гравиметрическую съемку в центральной части Норильского региона (Д.С. Рывин. Г.А. Францкевич). В северо-восточной части региона в 1963г. работы проведены Долганской гравиметрической партией «ТГЭ» (Казаис В.И., Г.Д. Суханов). После десятилетнего перерыва, с 1973 по 1985 годы гравиметрической съемкой м-ба 1:200 000 была покрыта вся остальная часть Норильского региона и прилегающих к нему территорий. Работы выполнены различными партиями ФГУ ГП ГЭ №3 г. Красноярска (1974 г. (А.П. Четвергов, В.И. Степанов), 1974 г. (Шульгин Ю.М.) и 1976 г. (Кондратьев В.М), 1976 г. (А.П. Четвергов, В.П. Ключко), 1985 г. (А.П. Четвергов). Таким образом, к 1985 году вся территория Норильского региона полностью покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000. Данные о съемках приведены в таблице (Табл. 1.1). Задачи: выделение и характеристика разломов, магматических образований, блоковых и складчатых структур, выяснение соотношений структур, выраженных в мезо-кайнозойском структурном комплексе и домезозойских образованиях. Основная цель – оценка перспектив площади на поиски эндогенных полезных ископаемых, прежде всего меди и никеля, а также нефти и газа. Подготовлен, под методическим руководством «Гравиметрической экспедиции №3 ПГО «Красноярскгеология», комплект изданных гравиметрических карт масштаба 1:200 000 (сечение изолиний 2 мГал). В региональном плане данные карты позволили оценить глубинное строение Норильского района, наметить основные элементы тектоники фундамента и протерозойско-палеозойского чехла, проследить простирание крупнейших глубинных разломов и магмоактивных («очаговых») зон первого порядка.

В процессе проведения региональных гравиметрических съемок создавалась сеть государственных опорных пунктов Норильского района. Пункты послужили в качестве исходных ОГП 1 и 2 класса для развития сети каркасных ОГП 3 класса при производстве съемок масштаба 1:25 000 и 1:50 000 для решения целого ряда частных геологических задач по прослеживанию и оконтуриванию вскрытых рудоносных интрузий Норильско-Талнахского рудных узлов, группы Вологочанско-Пясинских интрузий, рудопроявлений Фокинской площади, г. Моронго, рр. Чибичете, Ергалах, Болгохтох и др.

Оценивая проведенные работы, необходимо отметить размер сети для масштаба 1:200 000, который по району составляет в среднем 2х4 км. Это является важным фактором при рассмотрении возможностей метода для решения геолого-поисковых и геолого-структурных, картировочных задач.

Гравиметрические работы масштабов 1:100 000 и 1:50 000 и крупнее проводились, начиная с 1950 г. Их распределение по площади практически

полностью соответствует таковому наземных магнитометрических работ, т.е. охватывает, в основном, перспективные земли и проводились зачастую в комплексе с последними.

В 1950 г. на юго-западной части месторождения Норильск-1 Я.Б. Беленьким установлена возможность применения гравиметрии для оконтуривания глубокозалегающих дифференцированных интрузий габбро-диоритов, к которым генетически приурочено сульфидное оруденение.

В 1951–1953 гг. в районе рр. Болтная-Быстрая, г. Черная, г. Моронго, г. Зуб, г. Ергалах проведена площадная гравиметрическая съемка масштабов 1:50 000 – 1:5000 (Я.Б. Беленький, В.А. Гудин, 1951 г.; Т.Н. Сироткина, В.А. Гудин, 1951 г.; Г.Ф. Велиходский, 1952 г.; Т.Н. Сироткина, 1953 г.; Г.Ф. Велиходский, 1953 г.). В результате работ оконтурены дифференцированные интрузии, определены их элементы залегания и мощности, успешно решен вопрос о продолжении дифференцированной интрузии Норильск-1 на юг.

С 1954 г. гравиметрическая съемка масштаба 1:100000, 1:50000, на отдельных участках 1:25000, проводится в составе комплексных геофизических исследований в Имангдино-Хантайском районе и на различных участках Норильской мульды (Т.Н. Сироткина, 1957, 1958; Г.Ф. Велиходский, 1954, 1958, 1959; Г.Г. Рempель 1958; и др.).

С 60-х гг. гравиметрические съемки масштаба 1:50000 и крупнее сосредотачиваются на площадях Хараелахской и Норильской мульд, зачастую они проводятся в составе общих поисковых работ. (В.М. Огарков, Г.Г. Рempель, 1962; В.Г. Крамарев, В.М. Салов, 1966, 1967; В.М. Салов, В.А. Федоренко, 1968; Б.М. Бевзюк, В.А. Клюев, 1968; В.А. Клюев, А.М. Ряскин, 1969; В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1972, 1973, 1974, 1975; В.В. Елисеев, В.В. Гончаренко, 1979; В.В. Самусенко, 1983; В.В. Елисеев, В.И. Демидович, 1982; А.Г. Наумов, 1983; Л.М. Шадрин, 1983; В.В. Самусенко, 1984; В.И. Демидович, 1988, 1991, 1995, 1998; В.И. Бердников, 1992; В.А. Канунников, 2002; и др.). Уточняется структурно-тектоническая схема района работ, выделяются гравитационные аномалии, вызванные предположительно дифференцированными интрузиями, даны рекомендации по их проверке бурением.

В 1983–1984 гг. на Болгохтохской площади Ю.М. Шульгиным проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:50 000 с целью изучения рудоконтролирующих структур, выявления интрузивных массивов щелочных гранитоидов и вмещающих их куполовидных структур.

В 1986 г. (Чехович К.М.) при поисках на медно-никелевых месторождений по западному борту плато Сыверма (северная часть Имангдино-Летнинской структурной зоны проведена съемка м-ба 1:50 000. Установлены разломы Имангдинско-Летнинской и Кета-Ирбинской групп, выделены аномалии от интрузивных тел габбродолеритов

В 1997 г. ГЭ№3 (Ерлыков А.А., Степанов В.И.) проведена гравиметрическая съемка м-ба 1:50 000 на Хантайской площади. Построена тектоническая схема и

геолого-геофизические разрезы. Рассмотрены перспективы площади на поиски медно-никелевых руд.

В 1998 г. (С.К. Михалев) проведена съемка м-ба 1:50 000 при поисках сульфидных медно-никелевых руд на Усть-Турукской площади, в составе комплексных геофизических исследований.

С 2001 г. гравиметрические съемки проводятся с использованием новых канадских гравиметров фирмы Scintrex CG-3/5 и систем спутниковой привязки. Это позволило повысить качество проводимых работ, как в определении приращений поля силы тяжести, так и за счет резкого повышения качества топографической съемки, что повысило точность вводимых поправок в результаты гравиметрических данных.

За эти годы проведены работы м-ба 1:50 000 [Тетерюк, 2009 ф] на Микчангдинской площади; и м-ба 1:25 000 на Коевской [Данченко, 2006 ф], Центрально-Норильской [Дудин, 2007 ф], Верхне-Турумакитской [Шишаев, 2010 ф] площадях, западном фланге Октябрьского месторождения [Ратушняк, 2010 ф; Сапожников, 2012 ф].

По результатам работ, к настоящему времени, территория Норильского и Талнахского рудных узлов полностью покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:50 000. Для всей рассматриваемой территории Норильского региона покрытие крупномасштабными съемками составляет менее 50%.

Крупномасштабными работами м-ба 1:25 000 фрагментарно покрыты участки по северному борту Хараелахской мульды, участок Талнахского месторождения, Центрально-Норильская, Коевская, Верхне-Турамакитская площади.

Среди обобщающих работ по гравиметрическим данным можно назвать «Карту остаточных аномалий силы тяжести Красноярского края и прилегающих районов» масштаба 1:1 500 000, составленную Метрикиным Д.С. (1998 г.).

В 1988-1991 гг. Норильской КГРЭ и ГЭ №3 впервые выполнены работы по составлению сводной гравиметрической карты масштаба 1:50000 Хараелахской мульды (Демидович, Мельник, 1991). В объемы работ были вовлечены материалы разрозненных 15 съемок. В результате переувязочных работ с созданием 60-ти дополнительных ОГП III класса, составлена кондиционная гравиметрическая карта масштаба 1:50 000, утвержденная решением специализированной научно-методической комиссии по гравиметрическим картосоставительским работам. Несколько съемок прошлых лет отнесены к съемкам низкого качества и исключены из кадастра изученности.

Продолжением данного направления работ стало «Составление сводной гравиметрической карты масштаба 1:50 000 Норильского района с выполнением ревизионно–увязочных работ» (Наумов, 2002). Выполнены полевые ревизионно–увязочные гравиметрические работы, составлена сводная гравиметрическая карта масштаба 1:50 000 Норильского района, сформирована электронная версия гравиметрической карты, составлены электронные базы данных гравитационного и

магнитного полей (площадь 6000 кв. км.) и данных МПП, составлен авторский вариант сводной гравиметрической карты на площадь 1,8 тыс. кв. км (ФГУГП «Гравиметрическая экспедиция №3»), проведена автоматизированная обработка геофизических данных, выполнены различные преобразования геопотенциальных полей, геологическая интерпретация полученных данных с созданием физико–геологических моделей на площади работ, количественные расчеты, получены карты перспективных участков, составлен кадастр рудо-перспективных геофизических аномалий Норильского района.

Вся площадь работ покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:1 000 000, проведенной Д.В. Левиным в 1952, 1956, 1957 гг. Аэромагнитная съемка масштабов 1:200 000 и 1:100 000 осуществлена несколько раньше в 1949 г. Т.Н.Сироткиной и П.И.Касаткиным (ВАГТ) на участках: Норильский, Хараелахский и др. Оконтурены границы рудного поля Норильский и намечен ряд перспективных участков, имеющих магнитное поле, аналогичное полю месторождения Норильск-1. В 1958 г.Е.А. Каспаровой и Д.С. Рывиным (ЗГТ) продолжены работы по аэромагнитной съемке масштаба 1:200 000. Таким образом, к 1960 г. вся исследуемая площадь покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000. Полученные материалы использованы при проведении геологических среднемасштабных съемок и при составлении геологических карт.

Регистрация данных осуществлялась прибором АГСМ-25, высота полета составляла 130-170 м. Привязка маршрутов производилась фотоспособом (погрешность до 200-400 м), поэтому точность составленной карты м-ба 1:200 000 была невысокой.

В 1960-1962 гг. северная, западная и юго-западная части района были перекрыты съемками 1:50000-1:25000, выполненными Западным геофизическим трестом (г. Ленинград) с аэромагнитометрами АМ-13 и АММ-13 (Барышников Л.П.). В результате этих работ составлен комплект карт аномального магнитного поля Норильского района, получены важные геологические сведения о границах развития вулканических образований, уточнены контуры Хараелахской, Норильской и Вологочанской мульд, протрассировано положение основных глубинных разломов, закартировано большое количество предполагаемых интрузивных тел, скрытых под четвертичными отложениями, намечены перспективные участки для постановки детальных геофизических работ.

В начале 70-х гг. на территорию работ и прилегающие к ней площади были созданы две картографические опорные сети. Всесоюзная опорная сеть (ВОС) была выполнена ВНИИГеофизика в 1962–1964 гг. по сети замкнутых полигонов, охватывающей всю территорию бывшего Советского Союза, при помощи феррозондового аэромагнитометра АММ-13 с использованием магнитометров-приставок ЯП-1 (для исключения дрейфа нуля основных феррозондовых приборов). По отношению к ранее произведенным рядовым съемкам эта сеть расположена произвольно, без учета характера магнитного поля и направлений маршрутов.

Погрешность этой сети составляет ±20–25 нТл. Достоинство опорной сети ВНИИГеофизика состоит в том, что по всей территории бывшего Союза она выполнена за два года и весь материал приведен к одному моменту времени (01.01.1964 г.) и измерения можно считать одномоментными. Это значительно снижает ошибку при проведении поправок за вековой ход при переходе к другим эпохам. К недостаткам ВОС следует отнести значительную длину маршрутов и невысокую точность. Съемка производилась в масштабе 1:100 000 на высоте полетов рядовых съемок 200÷300 м; вертикальный масштаб 40÷100 нТл/см.

Съемка картографической опорной сети (КОС) была выполнена ВИТР-ом. Она осуществлялась в масштабе 1:200 000 протонным магнитометром АЯАМ-6, а с 1967 г. с АЯАМ-7, имеющими погрешность измерений до ± 2 нТл и нестабильность в работе приборов (сползание нуля, температурная зависимость и др.) в пределах заданной точности. Результаты измерений по маршрутам КОС не увязывались между собой, каждый маршрут приводился к эпохе съемок по данным ИЗМИРАН.

Опорные маршруты задавались с учётом ортогонального пересечения рядовых съемок преимущественно в спокойном поле на высоте площадных съемок.

С учетом созданных опорных сетей в 1984-1986 гг. НПО «Нефтегеофизика» была выполнена более детальная аэромагнитная съемка масштаба 1:100 000 вначале на Туруханской площади (1984 г.), затем на Дудинской (1985 г.) и на Аянской (1986 г.) площадях. Эти работы охватили всю территорию Норильского региона. Результаты вышеназванной высокоточной аэромагнитной съемки были получены с помощью приборов ММС-214, ММС214б, КМ-3 и КАМ-28 при высоте полета 750м и 2400 м.

Планомерное исследование изучаемой площади высокоточными крупномасштабными аэрогеофизическими работами начинается с 1958 г. К настоящему времени 100 % исследуемой территории покрыто аэромагнитной съемкой масштабов 1:25000 – 1:50000. Остались неохваченными съемкой 1:25000 крайние северо-западный и юго-восточный углы площади работ.

С 1974 по 1997 аэромагнитные съемки в Норильско-Игарском районе выполняет СЕГФЭ ПГП «Красноярскгеология» с квантовой и протонной аппаратурой. С 1983 г. съемка проводятся с цифровой регистрацией магнитного поля. Площади покрывались погоризонтной аэромагнитной съемкой масштаба 1:25 000, высота залетов составляла 250, 500, 2000м. Использовались, главным образом, приборы АММ-13, ММС-214 и КАМ-28.

В 1958–1975 гг. аэромагнитную съемку проводили Е.А.Каспарова, Д.С.Рывин (1958 г., ЗГТ); В.М.Барышников (1962 г., 1963 г., ЗГТ); Никитин А.Г., Л.Т. Новикова (1975 г., СЕГФЭ). В результате работ уточнены границы Норильской, Хараелахской и Вологочанской мульд, в их пределах выделены структурные элементы, закартированы области развития вулканогенных образований на площадях съемок, выявлено большое количество интрузивных тел, часть из которых согласно геологическим данным, является перспективной на обнаружение сульфидного

медно-никелевого оруденения, намечены положения глубинных разломов и других тектонических нарушений.

Наиболее перспективными, с точки зрения поисков дифференцированных интрузий, являются пересечения основных зон сквозных глубинных разломов с региональными разломами северо-западного и меридионального простирания. Выделены перспективные площади: юго-запад Норильской мульды и на севере ее – в пределах Северной впадины, участок у северной границы Хараелахской мульды, Имангдинская, Микчандинская площадь.

В 1976–1977 гг. в бассейне р. Ергалах, а в 1978 – 1979 гг. в бассейне рр. Пясины, Микчанды, Л.Г. Новиковой (СЕГФЭ) была проведена погоризонтная прецизионная аэромагнитная съемка масштаба 1:25 000 с параллельным покрытием площади аэрогаммаспектрометрической съемкой.

Установлена возможность применения аэрогаммаспектрометрической съемки для картирования отложений тунгусской серии, высокая эффективность прецизионной съемки для картирования разрывных нарушений, возможность значительного уменьшения влияния туфолавовой толщи и выделения объектов интрузивного комплекса. Применение прецизионной съемки, позволяющей выделить очень слабые аномалии и в то же время дифференцировать поле от глубинных объектов, оказывалось весьма эффективным при прослеживании глубокозалегающих флангов медно-никелевых месторождений.

В 1979–1980 гг. в северной части Норильского района И.В. Минеевым и Л.Г. Новиковой (СЕГФЭ) проведены опережающие комплексные геофизические исследования: погоризонтная аэромагнитная съемка масштаба 1:25000 велась на высотах 250 м и 2000 м. По ее данным проведено геокартирование туфолавовой толщи, получен большой объем информации для изучения тектонического строения района и магмоконтролирующей роли глубинных разломов. Высказаны соображения о возможности выполнения одновысотной (500 м) съемки в Норильском районе. Выделены перспективные участки. Но, несмотря на весь комплекс геофизических работ, достаточно четких критериев для выделения рудоносных дифференцированных интрузий не установлено.

В 1981–1982 гг. Н.Ф. Гибадулиной и В.А. Махнач (СЕГФЭ) на крайнем юге района работ проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1:50 000. Изучено тектоническое строение площади, выявлены и систематизированы зоны разрывных нарушений и интенсивного проявления траппового магматизма.

В 1981–1983 гг. на территории западного борта Тунгусской синеклизы, на участке между озерами Лама и Кета (Имангдинский рудный узел) А.М. Турупенко, О.С. Коцур (СЕГФЭ) выполнены комплексные геофизические исследования, включающие прецизионную аэромагнитную съемку масштаба 1:5000 на трех горизонтах: 250, 500 и 2000 м. Работы позволили охарактеризовать глубинное строение исследуемой площади, выделить ряд пликативных и дизъюнктивных структур, оценить мощность туфолавовых образований и их структурное строение.

Намечены четыре перспективных участка и ряд аномалий, перспективных на медно-никелевое оруденение и определены их количественные характеристики. Результаты аэромагнитной съемки явятся основной для дальнейших поисковых и съемочных работ.

В 1982-84 гг. О.С. Коцур и Г.Н. Марушко провели аэромагнитную съемку (м-б 1:25 000, 1:50 000) на Ермаковской площади В результате работ показаны возможности высокоточной аэромагнитной съемки при картировании толщ слабометаморфизованных и терригенно-карбонатных пород, пликативных структур, выделены магматические образования района и разрывные нарушения. Уточнено тектоническое строение района, выделены чешуйчато-надвиговые зоны ограничения Тунгусской синеклизы и Игарского выступа, Енисейский краевой прогиб. Выявлены четыре региональных аномалии, отвечающие крупным плутонам ультраосновных пород, которые в период их становления могли являться источниками рудоносных растворов.

О.С. Коцур в 1984 г. выполнена погоризонтная аэромагнитная съемка на Северо-Хараелахской площади. В результате работ показаны возможности съемки при картировании свит туфолавовой толщи, разрывных нарушений и интрузивных образований. Уточнено структурно-тектоническое строение участка работ. А в 1988 г. проведены поиски медно-никелевых руд на юге Норильского мегаблока. Выполнено: погоризонтная аэромагнитная съемка м-бов 1:25000, 1:50000, 1:200 000 проведена на Тукаландинской площади (участок Центральный) с целью изучения тектонического строения площади, оценки мощности туфолавовой толщи и выделения участков, перспективных на поиски рудоносных дифференцированных интрузий. Проведена также двугоризонтная аэромагнитная съемка м-бов 1:25000 и 1:200 000 на участке Западном с целью геологического картирования площади и выделения участков, перспективных на медно-порфировое оруденение.

В.Н. Юровских в 1993 г. выполнена погоризонтная АМС на Больше-Авамской площади. Высоты АМС 100, 200, 500, 2000 м. Под его же руководством выполнена двухгоризонтная АМС на Вологочанской площади. Высоты АМС 100, 500 м.

В 1990 г. Н.Ф. Гибадулиной, Марушко Г.Н. выполнена АМС на Дюпкунской площади м-ба 1:100 000. Уточнено структурно-тектоническое строение верхней части осадочного чехла, построена структурная схема туфолавовой толщи выполнено картирование стратиграфических подразделений эффузивной толщи, закартированы интрузивные тела основного состава, выделены перспективные участки на поиски интрузий, возможно с медно-никелевым оруденением.

В 1994-2002 гг. по заказу Норильской КГРЭ на ряде участков Норильского района выполнены аэрогеофизические работы ГНПП «Аэрогеофизика» (г. Москва) М 1:25 000-100 000 с регистрацией магнитного канала протонными и цезиевыми магнитометрами. Работы м-ба 1:100 000 выполнены на Пясинском участке (Петров С.И., 1994) и проведена подготовка геофизической основы (аэрогеофизическая съемка) для ГИЧ-200 на Дудинской площади (Петров С.И., 1997). Работы м-ба

1:25 000 выполнены на Усть-Турукской (Петров С.И., 1998) и Средне-Фокинской (Петров С.И., 2002) площадях.

В связи с усовершенствованием методики геофизических исследований с 2000 г. в Норильском регионе стала производиться комплексная аэромагнитная съемка м-ба 1:25 000, которая выполнена с попутной электроразведкой и АГСМ.

Так, в 2002 г. по итогам работ 1996-2002 г. был составлен отчет «Опытно-методические работы по внедрению аэрогеофизического комплекса «Колибри» в Норильском районе» (авторы Дудин О.А., Кашинов С.А.). Работы были проведены в Норильском районе, в пределах листов R-45-XXI, XXII, R-45-XXIII, XXIV, R-45-XXVII, XXVIII, R-45-XXIX, XXX, на четырех участках: Черногорский, Болгохтохский, Имангдинский и Коевский. На перечисленных участках выполнена комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1:25 000 (общей площадью 598 км^2): аэромагниторазведка, аэроэлектроразведка и аэрогаммаспектрометрия.

Комплексная 3-х методная аэрогеофизическая съемка выполнялась со станцией «HUMMIGBIRD» («Колибри»), установленной на вертолете МИ-8, в комплексе с аэрогамма-спектрометром GRS-4. Цикл измерений значений модуля вектора напряженности магнитного поля составлял 10 раз в секунду, скорость измерения синфазных и квадратурных компонент электромагнитного поля одновременно для 4-х частот - 880, 980, 6606, 7001 Гц - также 10 раз в секунду. Съемочная высота (для выпускной гондолы) составляла 65 метров. Масштаб съемки 1:25 000. Плановая привязка осуществлялась системой спутниковой навигации NOVATEL GPS (PICODAS PNAV 486). При проведении аэромагнитных измерений использовался квантовый магнитометр SCINTREX CS-2 с цезиевым датчиком в гондоле, соединенным трос-кабелем с магнитометрическим процессором GEOTECH GT-200 (измерительный блок «Колибри»). Методика работ электроразведочным методом НЕМ на 4-х фиксированных частотах, аналогична, в некоторой степени, методу дипольного электромагнитного профилирования ДИП-А, поэтому соответствует общим требованиям «Инструкции по электроразведке» Недра, разделы 3, 4 и руководству по эксплуатации станции «Колибри». Аэрогамма-спектрометрическая съемка произведена с использованием средневысотного аэрогамма-спектрометром GRS-4 канадского производства, позволяющего проводить съемку на высотах до 150-200 м. В качестве детекторов гамма-излучения использовались сцинтилляционные кристаллы NA J (Tl), общим объемом 16 литров.

В итоге опытно-методических работ для каждого участка составлены (в масштабе 1:25 000) карты графиков аномального магнитного поля, карты изолиний кажущегося сопротивления и проводимости на частотах 880, 6606 и 7001 Гц, геолого-геофизические разрезы. Уточнено геологическое строение участков, выделен ряд аномальных зон, перспективных на обнаружение медно-никелевых месторождений. Аэрогеофизический комплекс «Колибри» рекомендован при производстве поисковых и геологосъемочных работ в открытых районах.

По рекомендованной методике в 2002 году был составлен отчет «Поиски сульфидных медно-никелевых руд на Средне-Фокинской площади (Информационный отчет о результатах незавершенных работ за 1999-2002 гг.)» (авторы Вилинский С.А., Кривилев Е.А., Петлина Е.И.). В границах всей площади работ (1137 кв. км), в пределах листов R-45-XXVIII, R-45-XXXIV, проведена комплексная трехметодная аэрогеофизическая съёмка масштаба 1:25 000 аппаратурой «Колибри».

Аэрогеофизическая съемка (магнитометрия, электроразведка, гамма-спектрометрия) выполнялась со станцией "HUMMIGBIRD", установленной на вертолете МИ-8, в комплексе с аэрогамма-спектрометром GRS-4. Цикл измерений значений модуля вектора напряженности магнитного поля - 10 раз в секунду, скорость измерения синфазных и квадратурных компонент электромагнитного поля одновременно для 4-х частот - 880, 980, 6606, 7001 Гц - также 10 раз в секунду. Съемочная высота 65 метров. Плановая привязка осуществлялась системой спутниковой навигации NOVATEL GPS (PICODAS PNAV 486). При проведении аэромагнитных измерений использовался квантовый магнитометр SCINTREX CS-2 с цезиевым датчиком в гондоле, соединенным трос-кабелем с магнитометрическим процессором GEOTECH GT-200. Аэрогамма-спектрометрическая съемка произведена с использованием средневысотного аэрогамма-спектрометром GRS-4 канадского производства, позволяющего проводить съемку на высотах до 150–200 м.

Комплексная аэромагнитная съемка является современным и востребованным методом. По итогам подобных работ в 2009 году был составлен отчет «Поиски сульфидных медно-никелевых руд на Микчангдинской площади за 2003-2009 гг.» (автор - Тетерюк В.А.). В ходе работ выполнена профильная электроразведка с шагом 500 м методом МТЗ (121 км) с опытно-методическими работами, гравиразведка масштаба 1:50 000 (400 кв. км). Комплексная аэрогеофизическая съёмка (900 кв. км), выполнена ООО «АГТ Системс» для ПО «Норильскгеология». Работы выполнялись со станцией «Колибри», включающей четырех частотную (880, 980, 6606 и 7001 Гц) аэроэлектроразведочную систему канадского производства, аэромагнитометр с цезиевым датчиком SCINTREX CS-2, аэрогамма-спектрометр GRS-4, укомплектованную глобальной спутниковой системой навигации и плановой привязки – GPS и радиовысотомером (Trimble-Terra 3000).

Как и во всех подобных случаях, съемка проводились по сети широтных параллельных маршрутов, вкрест основным геологическим структурам площади работ. Среднее межмаршрутное расстояние – 250 м. Средняя съемочная высота составила 119 м, с генеральным обтеканием рельефа. Средняя съемочная скорость – 120 км/час.

В итоге работ были составлены карты м-ба 1:25 000: карта аномального магнитного поля, изолинии ΔT(a); карта изолиний проводимости S, частота 6006 Гц; карта изолиний кажущегося сопротивления Ro, частота 6006 Гц; карта изолиний проводимости S, частота 7001 Гц; карта изолиний кажущегося сопротивления Ro,

частота 7001 Гц; карта изолиний проводимости S, частота 880 Гц; карта изолиний кажущегося сопротивления Ro, частота 880 Гц; карта изолиний содержаний калия; карта изолиний содержаний тория; карта изолиний содержаний урана; карта мощности дозы гамма-излучения; карта локальных аномалий силы тяжести м-ба 1:50 000; а также другие карты, в т.ч. МТЗ.

В 2012-2014 г.г. в рамках работы по государственному контракту «Опережающие геофизические исследования в пределах Хантайско-Рыбнинского поднятия с целью оценки перспектив медно-никелевого оруденения» Норильский филиал ФГУП ВСЕГЕИ выполнил комплексную аэрогеофизическую съемку масштаба 1:25 000 на площади 10 000 кв. км.

Аэрогеофизический комплекс включал: магнитометр (ГТ-МАГ) с цезиевым датчиком Cs-2; низкофоновый гамма-спектрометр с регистрацией полного спектра (ГСА) с объемом детектора 37 л; радиовысотомер TRA-3500; электроразведочный канал методом ДИП; спутниковая система навигации; система сбора и регистрации геофизических данных.

Аэрогеофизическая съемка осуществлялась на самолете Ан-3 на высоте 100-120 м.

Составлен комплект карт исходных геофизических полей: аномального магнитного поля; эффективных сопротивлений (проводимостей) на частотах 130 Гц, 520 Гц, 2080 Гц, 8320 Гц; мощности экспозиционной дозы, содержаний урана, тория, калия; относительных превышений рельефа местности.

На основе анализа полученных материалов сформулирован комплекс геофизических критериев прогноза и поисков дифференцированных интрузий норильского комплекса. Составлены карты вероятности соответствия геофизических полей эталонным месторождениям и карта прогноза на сульфидные медно-никелевые руды.

Наземные магниторазведочные работы сосредоточены на участках с известными проявлениями и месторождениями меди и никеля, а также на площадях с геологическими предпосылками их обнаружения. Эти участки и площади в основном приурочены к зонам крупных рудоконтролирующих разломов: Норильско-Хараелахскому, Имангдино-летнинскому, Северо-Хараелахскому, Боганидскому. Наиболее детальные магниторазведочные работы проведены на участках с крупными промышленными медно-никелевыми месторождениями: Талнахском, Норильском, Верхнее-Ергалахском, Имангдинском, Болгохтохском.

Первые магниторазведочные работы на данной площади проведены Ю.К. Лепешинским в 1925 г. На участке гг. Рудной, Барьерной и Угольного ручья было выполнено около 1 кв. км. детальной съемки. Выявлено 7 аномалий, обусловленных вкрапленностью пирротина и магнетита.

Дальнейшее свое развитие магниторазведочные работы получили в 1970 г. На площади месторождений Норильск 1 и 2 проводятся в 1940–1943 гг. площадные

работы масштабов 1:5000–1:50 000 (А.П. Булмасов, 1940.; М.С. Дружина-Артемович, П.И. Касаткин, 1940; Д.Г. Успенский, 1942). Маршрутные исследования выполняются вдоль трассы железной дороги Норильск-Дудинка и по ходам: г. Рубная – пос. Валек, оз. Долгое – г. Шмидта (А.П. Булмасов, 1940.; Г.Д. Успенский, 1941, 1942). В результате работ сделано заключение, что магниторазведка эффективна для решения следующих задач: 1) выявление и картирование габбро-диабазовых интрузий и участков богатого оруденения во вкрапленных рудах; 2) установление основных элементов тектоники.

С 1944 г. магниторазведочные работы сосредотачиваются на участках, расположенных западнее и южнее месторождения Норильск-1 (Е.В. Петряков, 1949; Н.П. Семенов, 1949; П.С. Фомин, Б.И. Эйсмонт, 1949; П.И. Касаткин, Н.И. Лазарев, 1950; Ф.С. Мороз, 1950; Т.Н. Сироткина, 1951). Уточняется положение на местности аэромагнитных аномалий. Подтверждена возможность продолжения Норильской рудоносной интрузии в юго-западном направлении.

Параллельно в Имангдинском районе магниторазведка выполняется на площадях: Имангдинской, озера Кета и Хантайского и Макусовской (А.П. Булмасов, 1942, 1943, 1944; Н.П. Семенов, 1943; Е.Б. Петряков, 1946; Т.Н. Сироткина, 1954).

В 1954-1958гг. осуществляются ходыб г. Дудинка – оз. Глубокое (Г.Ф. Велиходский, 1954); р. Имангда – ст.Никольский на Енисее (Г.Ф. Великодский, 1955); оз. Хантайское – р. Енисей, по р. Хантайске (Г.Ф. Велиходский, В.М. Лебедев, 1958). Уточнено положение зоны разломов по западному берегу оз.Хантайского, которая является перспективной на нахождение медно-никелевых руд Норильского типа.

С 1957 г. широко разворачиваются комплексные геофизические исследования на Норильском плато. Магнитная съемка проводится в масштабе 1:50000. (Т.Н. Сироткина, 1957, 1958; Г.Г. Рампель, 1957, 1958; О.А. Голубенец, 1959; Г.Г. Рампель, О.А. Дюжиков, 1959; Г.Ф. Цывьян, В.М. Лебедев, 1959; И.Д. Волков, С.П. Степанов, 1960; Л.К. Цывьян, А.М. Волыхин, 1961). Основная задача – прослеживание рудоносных жил и интрузивных тел в пределах площадей развития осадочных отложений и низов туфолавовой толщи.

С 1961 г. масштаб магниторазведочных работ увеличивается до 1:25000, а с 1963 г. до 1:10000. Работы проводятся в центральной части Норильской мульды, на восточном и западном берегах оз. Пясино, в южной части Хараелахской мульды и на Имангдинской площади. (Г.Г. Рампель, Б.А. Кузнецов, 1961; С.П. Степанов, Б.М. Бевзюк, 1962; В.М. Огарков, Б.М. Бевзюк, 1963; С.М. Иогин, 1963; В.Г. Крамарев, Б.М. Бевзюк, 1964; Л.М. Шадрин, С.М. Иогин, 1964; Цывьян Л.К., Сергеенко В.Ф., 1965; В.М. Салов, 1965; С.П. Степанов, М.М. Макеев, 1965). Детализованы на местности аэромагнитные аномалии, оконтурена Талнахская рудоносная интрузия в южной части месторождения и установлено её юго-восточное продолжение. Прослежены тектонические нарушения. Определено, что зона Имангдинского разлома продолжается на север, но остается неясным: сопровождается ли она рудоносными интрузиями.

В 1964–1968 гг. большая часть объема магниторазведочных работ приходится на Северо-Хараелахскую площадь от истоков р. Пясины на западе до р. Кыстыхтах – на востоке (С.П. Степанов, И.Д. Волков, 1964; В.Г. Крамарев, В.М. Бевзюк, 1965; С.П. Степанов, В.А. Клюев, 1966; В.Г. Крамарев, В.М. Салов, 1966; В.Г. Крамарев, В.М. Салов, 1967; В.А. Клюев, В.В. Гончаренко, 1967; В.М. Салов, В.А. Федоренко, 1968). Работы проводятся, в основном, для детализации и разбраковки аэромагнитных аномалий.

В 1969–1973 гг. магниторазведочные работы сосредотачиваются на юге Норильского плато, в связи с резким ростом на этой площади объемов геолого-поисковых и буровых Работ (В.М. Бевзюк, В.А. Клюев, 1968; В.А. Клюев, А.М. Ряскин, В.В. Самусенко, А.М. Ряскин, 1970, 1971; В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1972; Л.М.Шадрин, Г.Я.Чеблуков, 1973; В.В.Гончаренко, А.М. Ряскин, 1973). Параллельно идут аналогичные работы в Имангдинском районе (В.В. Гончаренко, Ю.К. Краковецкий, 1969; В.В. Гончаренко, Ю.К. Краковейкий, 1970). Масштаб работ 1:25000 – 1:10000. Основные задачи магнитной съемки: уточнения контуров и расположения аэромагнитных аномалий, определение их природы и связи с гравиметрическими аномалиями, уточнение геологического строения площади, изучения магнитного поля для производства количественной интерпритации, выделение перспективных участков для постановки поискового бурения.

В 1974–1977 гг. Норильская экспедиция продолжает работы на Северо–Хараелахской площади, расширяя ранее отработанные участки магнитной съемки. (О.А. Дюжиков, Г.Я. Чеблуков, 1974; В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1975; В.В. Елисеев, В.В. Гончаренко, 1976–1979). Основная цель этих работ – выделение перспективных участков для постановки поискового бурения.

В 1975–1976 гг. проводятся детальные поисковые работы на медно-молибденовые руды в зоне экзо- и эндоконтакта Болгохтохской интрузии гранитоидов (В.В. Щукин, В.В. Самусенко, 1976). Магниторазведкой совместно с методом ВП-СГ и бурением определены контуры двух рудоносных медно-молибденовых зон в южной и восточной частях площади, а также прослежена зона Боганидского разлома и ряд мелких тектонических нарушений.

В 1979–1982 гг. В.В. Елисеев и В.И. Демидович проводят общие поиски на площади юго-восточных бортов Хараелахской мульды. В комплексе геофизических исследований входит магниторазведка по профилям МПП с шагом 50 м данные магниторазведки позволили:

1) значительно уточнить геологическое строение площади;

2) осуществить привязку, определить размеры и величину аэромагнитных аномалий и выявить новые аномалии магнитного поля, связанные с конкретными геологическими телами, в том числе и с дифференцированными интрузиями.

Использование сейсморазведочных методов на территории Норильского региона и сопредельных площадей в основном было нацелено на поиски углеводородного сырья.

Отмечается низкая и неравномерная изученность нефте-газоперспективных земель территории ТАО сейсморазведкой методами МОВ и МОГТ. Наиболее хорошо изучено сейсморазведкой междуречье Енисея и Пясины. В то же время остальные обширные пространства изучены очень слабо. Рациональный комплекс геолого-геофизических методов при поисках нефти и газа на протяжении последних десятилетий включает, главным образом, сейсморазведку МОГТ и бурение.

В целом, работы МОГТ целенаправленно сосредоточены в непосредственной близости от уже открытых месторождений на ранее выделенных работами МОВ перспективных участках. Региональные и поисковые работы, не эксплуатирующие задел, созданный исследованиями МОВ, проводились только в северной части Северо-Тунгусской нефтегазоносной области.

Основной объём МОГТ был сосредоточен в Приенисейской части Енисей-Хатангского прогиба, где уточнено строение юрско-мелового комплекса отложений.

Необходимость в проведении первых сейсмических исследований возникла в 1959 г. в связи с изучением глубинного геологического строения в зоне сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской низменности [Хахалев, 1959 ф].

С 1961 г. при региональном исследовании Усть-Енисейской впадины в северо-западной части Норильского района ставятся профильные, затем площадные сейсморазведочные работы МОВ и КМПВ в комплексе с гравиметрическими работами масштаба 1:200 000 с целью изучения глубинного геологического строения и поисков антиклинальных структур (Гринчук, 1961; Хахалев, 1961; 1962; Петров, 1961; Генералов, 1963; Млотек, 1964).

Для изучения строения земной коры территории в 1962 году было осуществлено глубинное сейсмическое зондирование с использованием промышленных взрывов Норильского комбината.

В 1963–1964 годах на Болгохтохской площади проводились сейсмические исследования (Гричук, Карбовский, Кориева) с целью уточнения геологического строения, выработки методики сейсморазведки МОВ и МРНП на Крайнем Севере и поисков локальных поднятий. При этом была установлена возможность постановки сейсморазведочных работ в Норильском районе, подтверждено блоковое строение Дудинско-Болгохтохского участка, прослежен Боганидский разлом.

Первые шаги в развитии рудной сейсморазведки в Норильском районе были предприняты ВИРГом в 1965–66 гг. Опытно-методические исследования с целью поисков и разведки рудоносных интрузий были поставлены на участке г. Черной, на месторождении Талнах и в районе оз. Сапог. Исследованиями по методике профилирования КМПВ по системе продольных и непродольных наблюдений было доказано существование сейсмических границ раздела трапповой толщи и выработаны некоторые критерии для выделения дифференцированных интрузий.

В 1967–69 гг. работы продолжались, но уже в производственных условиях, в междуречье Тулаек-Таас-Хараелах, на западном берегу оз. Пясино и в южной части Норильского плато. (В.А. Клюев, В.В. Гончаренко, 1967; В.В. Гончаренко,

В.В. Самусенко, 1968; В.А. Клюев, А.М. Ряскин, 1969; В.В. Самусенко, А.М. Ряскин, 1970). Работы КМПВ не дали ожидаемого положительного геологического эффекта. Было признано, что эти работы еще не вышли из стадии опытно-методических.

В 1974 г. Северо-Енисейская геофизическая экспедиция (Бурова, 1975) провела на северных склонах плато Хараелах, в зоне сочленения Енисейско-Хатангского прогиба и Хараелахской мульды, опытно-производственные работы КМПВ по несколько другой методике. При этом было произведено картирование кровли и литологическое расчленение коренных пород до глубины 300 м.

В 1975–1976 гг. с целью выделения первоочередных участков для проведения детальных геолого-геофизических и горно-буровых работ на Иконской площади и в районе Талнахского месторождения А.М. Турупенко (СЕГФЭ) были проведены сейсмические исследования КМПВ и МОВ. В итоге работ были выделены дифференцированные интрузии на Иконской площади, изучены структурные особенности Хараелахской мульды, а на Талнахском месторождении выяснены структурно-тектонические особенности строения его северных флангов. В результате были даны рекомендации по изучению структурно-тектонического строения района методами отраженных волн. Таким образом, работы МОВ имели большую отдачу, и с 1977 г. сейсмические исследования проводятся в основном методом отраженных волн, эффективным для картирования слоистых толщ.

В 1976–1977 гг. В.С. Голубковым и Е.Е. Золотовым (Севморгео) были осуществлены глубинные сейсмические исследования МОВЗ и интерпретация полученных данных с целью внедрения в практику новых геолого-геофизических структурных критериев. Основной задачей работ было получение информации об особенностях глубинного строения Норильско-Хараелахского рудоконтролирующего разлома в зоне Талнахского рудного узла. Были выявлены направления глубинных дизъюнктивов, ориентировка интрузивных ореолов и их внутренняя структура. Разрез коры участка Талнахского рудного узла был разделен на осадочный чехол, гранито-гнейсовый слой и «базальтовую» оболочку.

Дальнейшие сейсмические исследования проводились СЕГФЭ на Вологочанской мульде (1978 г.), а также в Южной и Северной частях Хараелахской мульды (1984 г.). При этом были построены структурные карты по кровле и подошве «тунгусской серии», прослежены глубинные разломы, определена мощность туфолавовой толщи нижнего триаса в пределах Хараелахской мульды. В ходе работ были опробованы многократные системы наблюдений МОГТ и даны рекомендации по их использованию в Норильском рудном районе.

В 1979–1981 гг. Голубков В.С. продолжает глубинные сейсмические исследования МОВЗ и МОВЗ-ГСЗ, начатые им в 1976 г. В.С. Голубковым были отработаны профили Амбарная-Омнутах (55 км) и Енисей-Кутарамакам (250 км), пересекающие северную и центральную часть Норильского рудного узла, Хантайско-Рыбнинский вал, южную часть Имангдинского рудного узла и западный борт Тунгусской синеклизы. В результате проведенных работ установлено мелко-

блоковое глубинное строение Норильского промышленного района; показано, что наиболее информативной с геофизических позиций является подошва коры; прослежены к югу от Талнахского рудного узла Боганидский и Норильско-Хараелахский разломы мантийного заложения; выявлен ряд новых транскоровыхдизъюнктивов, что позволяет более точно ориентировать поисковое бурение; на большом материале показано, что рудоконцентрирующими структурами являются транскоровые клиновидные грабены; дана прогнозная оценка региона с определением локальных перспективных участков.

В 1981–1982 гг. С.В. Айрапетян и др. (Енисейгеофизика) провели региональные сейсморазведочные работы по уточнению плана нижнепалеозойских отложений центральной части Кулюмбинской впадины. Полученные новые данные позволили уточнить гипсометрическое соотношение и плановое положение основных структурных элементов региона.

В 1981–1984 гг. В.С. Голубков и Г.П. Аветисов проводят среднемасштабные профильные зондирования МОВЗ-ГСЗ с выделением обменных отраженных и преломленных волн. Ими отработаны профили Агапа-Микчанда и Соленая-Хаканча, пересекающие соответственно северную и южную части Норильского рудного района. В результате работ получена качественно новая информация о глубинной структуре Норильского промышленного района, установлено, что его основной особенностью относительно сопредельных территорий является высокая плотность транс-коровых дизъюнктивов, что обеспечило высокую степень его флюидно-магматической проницаемости и локализацию оруденения.

В 1984–86 гг. НКГРЭ проводились сейсморазведочные работы на Тальминской площади Хараелахской мульды. Было изучено глубинное строение площади, проведены опытно-методические работы по выявлению возможностей методики ОГТ при прослеживании дифференцированных интрузий, опробованы и внедрены в производство многократные системы наблюдений с использованием поверхностных источников возбуждения упругих колебаний. В дальнейшем по методике 24-кратного МОГТ Норильской КГРЭ (Е.В. Кузнецов) были отработаны Кумгинская (1986–88 гг.), Дъангинская и Тальми-Кумгинская (1988–91 гг.), Кыстыктахская (1991–96 гг.) и Вологочанская (1992–96 гг.) площади. Необходимость постановки на этих площадях сейсморазведочных работ МОГТ была связана с тем, что практически повсеместная зачехленность рудовмещающих структурно-вещественных комплексов рыхлыми отложениями мезокайнозоя приводит к значительным искажениям в геологической интерпретации, как потенциальных геофизических полей, так и электроразведочных данных. Опыт работ показал, что на площадях со сложной тектонической обстановкой при изучении глубинного строения наиболее эффективно использование взаимодополняющих друг друга электроразведочных и сейсморазведочных методов. И такой комплекс является оптимальным, поскольку данные этих методов отображают различные, независимые друг от друга физические параметры геологической среды.

К сожалению, в 1997 году, при объединении экспедиций НКГРЭ и ЗКГРЭ, методы МПП (электроразведка) и МОГТ были признаны дублирующими, в связи с чем было принято весьма спорное решение о прекращении сейсморазведочных работ, как наиболее дорогостоящих.

В целом изученность территории Норильского региона сейсморазведкой применительно к рудоносным магматическим комплексам следует считать недостаточной.

Методы электроразведки рассматриваются в контексте вспомогательных геофизических методов при решении задач физико-геологического моделирования потенциальных (гравитационного и магнитного) полей с целью получения наряду с имеющимися данными бурения, сведений о глубинном строении геологических структур района.

Высокая информативность электроразведки основана, на благоприятном геоэлектрическом разрезе основных площадей Норильского региона, включая непосредственно рудные узлы. Коротко характеристика петроэлектрической модели разреза, сформированной по данным лабораторных, каротажных и параметрических наблюдений (Наумов, 1985 ф), сводится к следующему.

Переслаивание в разрезе высокоомных и низкоомных горизонтов создает типичную горизонтально-слоистую среду с отчетливо выраженными макроанизотропными свойствами вплоть до силлурийского стратиграфического уровня. Продольная проводимость базальтов в целом (от ивакинской до мокулаевской свиты включительно) не превышает десятых долей сименс (0,2–0,8 См); этот горизонт является мощным высокоомным экраном со средними значениями продольного электрического сопротивления в 900–1200 Ом*м.

Второй составной частью геоэлектрической модели является устойчивый по электрическим характеристикам горизонт тунгусской серии, объединяющий породы с сопротивлением менее 100 Ом*м. В разрезе территории района горизонт является маркирующим и находит почти повсеместное проявление на кривые зондирования в виде характерных градиентных нарастаний проводимости. Такими же низкими, как отношения тунгусской серии, значениями сопротивлений на фоне относительно высокоомных пород девона, характеризуются глинистые породы нижнего девона - разведочнинская и курейская свиты.

Кроме того, реализация в благоприятных физико-геологических условиях прямого поискового признака – металлической проводимости залежей богатых медно-никелевых руд, на 2–3 порядка превышающей проводимость вмещающих пород, создает достаточные предпосылки выделения аномалий электропроводности непосредственно от глубокозалегающих рудных тел.

Подчеркивая сильные стороны электроразведки, следует отметить то обстоятельство, что по результатам зондирований удается с высокой степенью детальности воспроизводить основные черты геоэлектрического разреза с разделением комплексов эффузивных, осадочных и интрузивных пород, а при

достаточно плотных системах измерений – и изучение площадного распределения геоэлектрических параметров. Структурно-тектонические построения по данным зондирований (в виде карт, схем, поверхностей и геоэлектрических разрезов) в комплексе с другими геолого-геофизическими данными являются основными сведениями при формировании физико-геологических моделей первого и последующего приближений.

Методы электроразведки на территории Норильского региона начали применяться с 20-х годов прошлого столетия. При проведении геологоразведочных работ в комплексе геофизических исследований они применяются в большинстве случаев. Этот вид работ является наземным и обычно один или несколько разновидностей метода электроразведки входит в комплекс поисково-оценочных и разведочных работ на конкретных рудных объектах.

Отправным временем широкого использования электроразведки для поисков рудоносных интрузий следует считать начало 50-х годов, когда были поставлены ВЭЗ с разносами АВ до 10 км. В 60-х годах в комплексе геофизических методов, появляются модификации метода ВП (ВП-ВЭЗ, ВП-СГ). Электроразведочные работы направлены на изучение структурно-тектонического строения района, исследование геологического разреза на глубину, прослеживание отдельных горизонтов пород осадочной и туфолавовой толщи, определение местоположения зон разломов и амплитуды сбросов, выявление интрузивных тел основного состава, определение их морфологии, элементов залегания, мощности и степени рудоносности.

Метод ВП использовался в качестве прямого разбраковочного метода при оценке перспектив гравимагнитных аномалий. В благоприятных условиях (небольшие глубины залегания сульфидных рудопроявлений, отсутствие графитизированных вмещающих пород, «ровная» геокриологическая обстановка и т.д. метод давал положительные результаты. В связи с ориентировкой геофизических работ в районе на решение глубинных задач по изучению закрытых территорий (мощность эффузивно-трапповых покровов свыше 500–1000 м), постановка метода в 80-90 годах была прекращена. В последние годы работы методом ВП возобновлены.

В процессе проведения работ этими электроразведочными методами, несомненно, эффективными для своего времени, была накоплена обширная геофизическая информация. В разное время некоторыми исследователями (Сироткина, Волков, Иогин, Рempель, Салов, Бевзюк, Самусенко и др.) материалы электроразведки подвергались обобщению, анализу и пересмотру.

В 1940–1941 гг. геофизические исследования методом естественного поля и ВЭЗ были проведены в небольшом объеме с целью выяснения геологического строения на небольших участках вблизи г. Норильска (Д.Г. Успенский, 1942; А.Г. Булмасов, 1942).

В 1942 г. на г. Рудной и руч. Медвежьем хорошие результаты дал метод индукции (Н.М. Семенов, 1944). В условиях мерзлоты метод индукции с успехом

применяется как для поисков тел, так и при картировании графитизированных пород и сбросов.

С 1944 г. на разведке угленосной толщи Кайерканского угольного бассейна получают широкое развитие электроразведочные работы методом электропрофилирования и средних градиентов (Н.П. Семенов, 1944).

Эти методы прочно входят в комплекс геофизических исследований, став впоследствии также модификациями метода ВП. Решение задачи прослеживания угольных пластов района Кайеркан-Надежда осуществлялось этими методами до 1948 г.

В 1950 г. электроразведочные работы методами индукции и электроразведочные работы методами индукции и электропрофилирования сосредотачиваются в южной части месторождения Норильск-1. Метод индукции (С.М. Иогин, 1950) положительных результатов не дал из-за неудачного выбора участка работ, ограниченности глубины разведки и наличия промышленных сооружений, создающих помехи. Методом электропрофилирования (Т.П. Сироткина, 1950) установлено, что подошва изверженных пород медленно погружается в южном направлении. Это может указывать на возможное продолжение далее, к югу Норильской дифференцированной интрузии.

В 1951–1952 гг. аналогичные работы проводятся несколько южнее – в районе Моронговской интрузии (Т.Н. Сироткина, 1951; С.М. Иогин, 1952). Установлено, что электропрофилирование для оконтуривания границ интрузий среди эффузивов применять не следует.

В 1953 г. Норильская экспедиция выходит с электроразведочными работами в Имангдинский район. (Иогин С.М., 1953; Т.Н. Сироткина, 1954; 1955). Ведущим в комплексе геофизических исследований становится метод ВЭЗ. Который решает разнообразные задачи, в основном, структурного характера, связанные с поиском дифференцированных интрузий. Работами прослежены в разрезе Имангдинская, Накохозская, Макусовская, Мантуровская и Хюктинская интрузии, определены их глубины залегания и мощности.

С 1956 г. комплексные геофизические исследования проводятся на различных площадях Норильской мульды и западного борта тунгусской синеклизы: Ергалахской, Средне-Дудинской, Имангдинской, Мантуровской, Макусовской, Глубокоозерской, Болгохтохской и Южно-Кайерханской (Г.Г. Ремпель, С.М. Иогин, 1956; Т.Н. Сироткина, 1957, 1958; Г.Г. Ремпель, 1957, 1958; О.А. Голубинец, 1959; Г.Ф. Велиходский, В.М. Лебедев, 1959; Г.Г. Ремпель, О.Т. Глушницкий, 1960; И.Д. Волков, С.П. Степанов, 1960). Этими работами изучается структурно-тектоническое строение центральных частей Норильского района, проводятся поиски дифференцированных интрузий.

С 1961 г. по 1968 г. электроразведочными работами охватываются, в основном, площади Хараелахской мульды: Листвянская, Мокулаевская, Северо-Пясинская, Хараелахская, Пясинская, Нералахская, Вальковская, Верхнее-Пясинская,

Таликитская, Тангаралахская, Талнахская, Крестовская, Северо-Хараелахская, Амбарнинская и Арылахская. (Л.К. Цывьян, А.М. Волыхин, 1961; Б.М. Бевзюк, М.В. Ворошилов, 1961; С.П. Степанов, Б.М. Бевзюк, 1962; С.М. Иогин, 1963; В.Г. Крамарев, Б.М. Бевзюк, 1964; Л.М. Шадрин, С.М. Иогин, 1964; С.П. Степанов, И.Д.Волков, 1964; В.М.Салов, 1965; В.Г. Крамарев, Б.М. Бевзюк, 1965; С.П. Степанов, М.М. Макеев, 1965; С.П. Степанов, В.А. Клюев, 1966; В.Г. Крамарев, В.М. Салов, 1966, 1967; В.М. Салов, В.А. Федоренко, 1968; В.В. Гончаренко, В.В.Самусенко, 1968). В южной и северо-западной частях Норильской мульды проводятся работы на Фокинской, Южно-Норильской, Далдыканской и Болгохтохской площадях. (Г.Г. Ремпель, Б.А. Кузнецов, 1961; В.М. Огарков, Г.Г.Ремпель, 1962; М.А. Холмянский, Г.П. Маров; 1966-1967; В.В. Гончаренко, В.В. Самусенко, 1968).

В 1963–1965 гг. в северной части Норильского района, в зоне сочленения с Усть-Енисейской впадиной проводились электроразведочные работы методом МТП и МТЗ (В.И. Млотэк, Г.А. Суханов, 1965 г.) для выявления и проверки положительных структур, а также выяснения природы гравиметрических минимумов и максимумов.

В 1967 г. С.М. Иогиным, а позднее в 1974 г. Г.А. Исаевым и Г.Г. Ремпелем на Талнахском месторождении проводятся опытно-методические работы по выяснению возможностей метода переходных процессов МПП) для решения задачи поисков глубокозалегающих медно-никелевых руд. Методом МПП в условиях Талнахского месторождения фиксируются пластообразные тела сплошных медно-никелевых руд на глубинах 500–700 м.

С 1969 г. начинается планомерное изучение одной из перспективных площадей – юга Норильской мульды. Электроразведочные работы (ВЭЗ, ВП) ставятся на площадях: Южной (Б.М. Бевзюк, В.А. Клюев, 1968), Убойнинской (В.А. Клюев, А.М. Ряскин, 1969), Турумакитской (В.В. Самусенко, А.М. Ряскин, 1970), Верхне-Фокинской (В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1972), и Западно-Норильской (В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1973).

Наряду с производственными электроразведочными исследованиями с середины 60-х годов проводились интенсивные работы по совершенствованию применяемых методов, разработке и внедрению новых методов, в основном в содружестве с научно-исследовательскими организациями (ВИТР, ВИРГ, ВНИИГИС).

Начиная с 1974 г., благодаря совместным усилиям СНИИГГиМС и НКГРЭ, в общий комплекс геофизических работ включен метод переходных процессов в модификации глубинных зондирований (ЗМПП) с цифровой аппаратурой «Цикл». Метод ЗМПП можно считать основным электроразведочным методом последних десятилетий в Норильском регионе. ЗМПП применялся в районе с целью поисков крупных глубоко залегающих залежей богатых медно-никелевых руд и глубинного структурного геокартирования на основе прослеживания основных электромаркирующих горизонтов осадочного разреза. Нижняя граница уверенного

выделения рудных залежей по материалам проведения опытных работ методом МПП оценивается в 600-700 м. Относительная компактность установки (сторона петли 1000 м и менее) при большей глубинности исследований, высокая производительность, возможность проведения работ в зимний период и, скорее, благоприятное влияние вечной мерзлоты на увеличение глубинности исследований привели к тому, что в длительное время этот метод являлся одним из основных геофизических методов, применявшихся при поиске медно-никелевых руд.

Начиная с 1975 года, в районе проводились магнитотеллурические исследования (МТЗ) для решения региональных задач по изучению геоэлектрических особенностей строения верхней части земной коры и трассированию глубинных разломов.

В 1975–1976 гг. под руководством А.М. Турупенко проведены электроразведочные работы методом МТЗ в районе Талнахского месторождения. Установлено блоковое строение участка, выделены зоны глубинных разломов. В пределах Талнахского рудного узла кристаллический фундамент залегает на глубине 10–14 км.

Увеличение в 70-е годы объемов геолого-поисковых работ в северной части Хараелахской мульды потребовало постановку на этой площади геофизических исследований. Работы ведутся методами ВЭЗ, ВП-ВЭЗ, ВП-СГ на площадях: Арылахской (О.А. Дюжиков, Г.Я.Чеблуков, 1974), Северо-Озерская (В.В. Гончаренко, А.М. Ряскин, 1974), Иконской (В.В.Гончаренко, А.М. Ряскин, 1975), Тальминской и Таловской (В.В. Елисеев, В.В. Гончаренко, 1979).

В 1977 г. А.С. Адамовичем проводятся электроразведочные работы методом МТЗ в бассейне р. Микчангды. Прослежены зоны крупных разломов, изучена структура Хараелахской трапповой впадины.

В 1978–1979 гг. МТЗ в масштабе 1: 200000 и опытные работы МВП ставятся на Южно-Хараелахской площади (С.И. Солонец, А.И. Павленко, 1979). Исследованиями установлено блоковое строение южной части Хараелахской мульды, глубина залегания кристаллического фундамента в пределах района работ изменяется от 5 до 12 км. Результаты электроразведочных исследований методом МТЗ имеют вполне удовлетворительную сходимость с данными аэромагниторазведки, гравиразведки и ГСЗ. Расхождения между данными МВП и МТЗ незначительны, метод МВП применим в Норильском районе.

В 1979–1980 гг. в составе опережающих комплексных геофизических исследований И.В. Минеевым и Л.Г. Новиковой в северной части Норильского мегаблока проводится магнитотеллурическое зондирование, по данным которого составлена тектоническая схема фундамента, уточнено тектоническое строение района.

В 1978–1981 гг. на площади центральной части Норильской мульды В.В. Самусенко проводилась профильная электроразведка (МПП и ВЭЗ). В результате работ, с учетом данных одновременно проведенной гравиразведки масштаба 1:50 000

и геофизических исследований в скважинах, уточнены основные структурные элементы площади, выделены перспективные геофизические аномалии.

В 1979–1982 гг. на площади юго-восточных бортов Хараелахской мульды В.В. Елисеевым и В.И. Демидович в составе общих поисков на медно-никелевые руды ставятся комплексные геофизические работы. В результате профильных работ ЗМПП изучено глубинное геоэлектрическое строение Микчангдинской площади и уточнена структурно-тектоническая обстановка, выявлен и прослежен мощный нералахский флексурный перегиб среднепалеозойского заложения, крупные разрывные нарушения, аномалиеобразующие объекты повышенной проводимости, перспективные на обнаружение дифференцированных интрузий.

В 1980–1981 гг. В.Н. Уклеиным, О.В. Бурягиной, а в 1981–1982 гг. В.Н. Уклеиным, В.М. Саловым в западной части площади проведены региональные электроразведочные работы методом МТЗ. Доказана геологическая эффективность применения метода МТЗ в районах Крайнего Севера и на различных типах разрезов, подтверждены блоковое строение Норильско-Хараелахского прогиба, границы Вологочанской и Норильской мульд, получены новые данные по морфологии Норильско-Хараелахского прогиба.

К 80-м годам на основе полученных геолого-геофизических и геохимических данных территория западного борта Тунгусской синеклизы признается перспективной на обнаружение новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд. В качестве первоочередного, для изучения был выбран участок между озерами Лама и Кета (Имангдинский рудный узел). На этом участке в течение 1981-1983гг. А.М. Турупенко, О.С.Коцур выполнены комплексные геофизические работы, включающие электроразведку методом МТЗ. По данным проведенных исследований доказана глубинная природа Имангдино-Летнинского разлома и его определяющая роль в формировании структур и проявления магматизма в районе.

Метод магнитотеллурических зондирований (МТЗ) в 70–80 гг. прошлого столетия применялся только для решения региональных задач по изучению геоэлектрических особенностей строения верхней части земной коры и трассированию мощных глубинных разломов. Основным недостатком в те годы было использование аналоговых магнитотеллурических станций МТЛ-71. По результатам интерпретации МТЗ проводилось районирование территории на отдельные блоки земной коры, прослеживалась верхняя граница кристаллического фундамента, строились графики суммарной продольной проводимости осадочного чехла.

В последние годы (с 2002 года) широко начато применение магнитотеллурических методов (АМТЗ и МТЗ), уже для прямых поисков рудных зон, в связи с появлением соответствующей аппаратуры. Применяемый комплекс электроразведочных методов последнего десятилетия подробно освещен в работе сотрудника МГУ Куликова В.А. (2006). Данные по обобщению проведенных

электроразведочных работ в Норильском регионе можно найти в работах по анализу геофизической информации (Самусенко 1986; Бурмистров, Чистяков 2006; и др.).

В 1978–1984 гг. в различных частях Хараелахской мульды (Л.М. Шадрин, 1983; В.И. Демидович, 1983; В.В. Самусенко, 1984) и в центральной чести Норильской мульды (О.Н. Симонов, 1984) в составе общих поисков на медно-никелевые руды проведена профильная электроразведка МПП до глубины 2500–3000 м, геофизические исследования в скважинах, изучение физических свойств керна скважин. По материалам МПП построен ряд разрезов. Осуществлена интерпретация и совместный анализ с геологическими данными материалов электроразведочных работ, аэромагнитной и гравиметрической съемок масштаба 1:50000. В результате работ уточнено геологическое строение района, в том числе скорректировано положение подошвы базальтов, основных глубинных разломов, являющихся в Норильском районе рудоконтролирующие и, наконец, выделены перспективные аномалии, предположительно связанные с глубокозалегающими рудоносными интрузивными телами.

Площадь полностью покрыта пешеходной гамма-съемкой при проведении в 1950-60-х годах Государственной геологической съемки 1:200 000 масштаба в Норильском районе и прилегающих территориях. В это же время на отдельных участках начинаются поисковые работы 1:50000 масштаба. Пробуренные при геологоразведочных работах буровые скважины исследованы геофизическими методами, в том числе проводился гамма-каротаж. В результате работ дана радиометрическая характеристика пород от протерозоя до современных отложений. Было отмечено, что в целом породы, участвующие в геологическом строении района, обладают невысокой естественной радиоактивностью, за исключением терригенных осадков девона, каменноугольной и пермской систем, в которых были отмечены значения радиоактивности до 40 мкр/час. По Голубкову В.С. (Голубков, 1960) в пробах, отобранных из пермских отложений с повышенной радиоактивностью, по данным импульсного анализа, концентрация урана менее 0,001%. Всеми исследователями район признан бесперспективным на обнаружение радиоактивного сырья.

Наименьшей радиоактивностью обладают карбонатные толщи кембрия, ордовика, силура и девона. Заметно выше радиоактивность в терригенных осадках. Самые высокие значения радиоактивности зафиксированы в аргиллитах, алевролитах, песчаниках и углистых породах перми (до 40-50 мкр/час) и в горизонтах костных брекчий разведочнинской свиты нижнего девона (до 70мкр/час).

Туфолавовые образования района отличаются невысокими значениями естественной радиоактивности, колеблющимися в пределах от 5 до 20 мкр/час. Несколько повышенные значения радиоактивности в базальтах юряхской свиты, для которых фоновые значения естественной радиоактивности равны 16 мкр/час. Причина повышенных значений активности в базальтах юряхской свиты

заключаются в относительно высоком содержании щелочных металлов (K_2O>2% - по данным силикатного анализа).

Интрузивные породы обладают низкими значениями естественной радиоактивности. Несколько отличаются по радиоактивности позднепермские интрузии повышенной щелочности.

В результате проведенных массовых поисков на площади, радиоактивных аномалий, заслуживающих интерес, не обнаружено. Повышенные значения радиоактивности в терригенных породах карбона, перми и девона объясняются, очевидно, тем, что источником обломочного служили гранитные массивы, которые обладали повышенной активностью. Высокие значения радиоактивности в костных брекчиях можно объяснить наличием фосфора и сорбцией органическими веществами радиоактивных элементов в процессе осадконакопления и диагенеза.

1.3. Геохимическая изученность

Системное геохимическое изучение территории Норильского региона началось с проведения здесь государственных геологических съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000, поскольку геохимические исследования входят в состав как геологосъемочных (литохимическое донное опробование, гидрохимическое и шлиховое опробование, выполняющиеся по соответствующей масштабу сети и в соответствии с методикой и требованиями), так и поисковых работ. Поэтому, для получения полной информации по геохимической изученности территории кроме графического приложения 5, следует использовать графические приложения 2, 3, 4.

Первые специализированные геохимические исследования территории начались с того, что в 1965-1966 годах была выполнена гидрогеохимическая съемка центральной части Норильского плато (Е.Е. Кузьмин, 1967, НКГРЭ). Работы велись применительно к масштабу 1:200 000 с детализацией вдоль зоны Норильского разлома и на участках известных медно-никелевых месторождений и проявлений. В долине р. Микчангды, ручья Угольного и на других участках были выявлены гидрогеохимические аномалии, отображающие предположительно рудоносные интрузии. На них была рекомендована постановка поискового бурения.

В 1966–1971 годах Е.Е. Кузьминым на большей части Норильского промышленного района были проведены среднемасштабные площадные гидрогеохимические исследования (отчет Гидрогеохимической партии за 1966-1971 гг. «Результаты гидрогеохимических исследовании в Норильском промышленном районе», Кузьмин Е.Е., 1971), в результате которых была разработана методика гидрогеохимических исследований применительно к условиям многолетней мерзлоты рассматриваемого районы, доказана эффективность гидрогеохимического метода для поиска слепых и погребенных сульфидных месторождений, установлены прямые и косвенные поисковые гидрогеохимические критерии на рудную минерализацию, определены (методами математической статистики) фоновые и

аномальные содержания микроэлементов в различных типах подземных и поверхностных вод. Оказалось, что надежным индикатором рудоносных интрузий в подземных водах изученного района является хлор-ион (при минерализации вод от 0,5 до 2,5 г/л). По установленным поисковым гидрогеохимическим критериям на территории Норильского района было выявлено 56 гидрогеохимических аномалий разной степени контрастности. К проверке поисковым бурением было рекомендовано 14 наиболее контрастных гидрогеохимических аномалий.

В 1973 году КГУ и НПО «Севморгео» была создана группа оперативного анализа материалов по никеленосности Норильского района. Основным направлением работы группы должны были стать комплексный оперативный анализ накопленной и поступающей геолого-геофизической и геохимической информации по отдельным участкам, разбраковка и выявление наиболее перспективных из них, рекомендации по направлению работ и рациональной методике поисков.

В 1975–1976 гг. и вплоть до середины девяностых годов работы по оперативному анализу геолого-геохимических материалов по никеленосности Норильского района выполнялись Д.А. Додиным. Им была доработана методика изучения закономерностей распределения элементов в коренных породах, рыхлых отложениях, шлихах и водах, проведена математическая обработка гидрогеохимических материалов по Талнахскому, Северо-Норильскому, Южно-Ергалахскому, Имангдинскому, Микчандинскому, Фокинскому, Лонтоко-Омнутахскому, Дальдеканскому участкам. Наиболее перспективным был признан по этим результатам Южно-Ергалахский участок. Выделена первоочередная площадь в пределах Тальминского участка, перспективная на обнаружение вкрапленных, а возможно и богатых медно-никелевых руд.

Геохимические работы до 1980 года проводились на территории Норильского региона, как сопутствующие поискам, в различных объемах и без единой методической основы. Работы геолого-геохимической партии (Додин, ЦАГРЭ, 1980) на Хараелахском и Норильском участках были проведены с целью оценки перспектив никеленосности Норильско-Хараелахского района. В результате работ были составлены прогнозные геохимические карты Хараелахского и Норильского участков, оценены перспективы их рудоносности, разработан комплекс геохимических критериев поисков медно-никелевых руд. Прогнозная геохимическая карта Хараелахского участка рекомендована для внедрения и использования в практике работ производственных подразделений ПГО «Красноярскгеология».

Можно отметить три наиболее важные работы Д.А. Додина, который в течение нескольких десятилетий занимался геохимическими поисками, усовершенствованием методик и составлением прогнозных геохимических карт масштаба 1:200 000 медно-никелевой рудоносности НРР и ИРР:

1) Додин Д.А. «Результаты оперативного анализа геолого-геохимических материалов по никеленосности Норильского района (отчет по договору НКГРЭ с КГУ)», Норильск, 1976;

2) Додин Д.А., Шатков В.А. и др. «Результаты геохимических поисков медно-никелевых и медных месторождений в Игарско-Норильском регионе (отчет о результатах работ геолого-геохимической партии НОМТЭ, выполненных в 1977–1980 гг.)», Норильск, 1980;

3) Додин Д.А., Сидоров И.И., Додина Т.С. и др. «Результаты комплексных геолого-геохимических работ с целью поисков медно-никелевых и медных месторождений в Норильском районе и на прилегающих территориях (отчет о результатах работ геологопоисковой геохимической партии ЦАГРЭ, выполненных в 1980–1984гг)», Норильск, 1984.

Следует отметить, что большое значение для металлогенического анализа и разработки рудопоисковых критериев в Норильском районе имели и другие исследования восьмидесятых годов прошлого столетия по геохимии траппов (И.Д. Волков, А.И. Архипова, Г.В. Нестеренко, А.И. Альмухамедов, О.П. Разгонов, Б.В. Олейников и др.).

С середины 80-х годов на территории Норильского региона проводились работы под руководством В.В. Рябова, темой которых была детализация и оценка геохимических аномалий при геохимических поисках скрытых сульфидных медно-никелевых месторождений, разработка геолого-геохимических моделей рудного поля Норильско-Талнахского типа, геохимические поиски на Талнахском месторождении и на перспективных площадях Норильского района (Рябов, 1987, 1989, 1990, 1993).

С конца 80-х годов НКГРЭ приступает к геохимической съемке масштаба 1:200 000, в результате которой на основе системного и комплексного подхода построены геохимические карты по средам опробования и прогнозно-геохимическая карта, оценены перспективы Норильского рудного района на различные типы полезных ископаемых (Снисар, 1995), Авамской площади (Пронин, Снисар, 1999), Хантайской площади (Снисар, 2002).

В отчете Снисара С.Г. и др. 1995 года «Геохимическая съемка масштаба 1:200 000 Норильского рудного района в 1988-1994 гг.» выполнена подготовка геохимической основы для ГСР-50 и поисковых работ в западной части Норильского района, выделены границы и площади потенциально никеленосных рудных узлов с оценкой прогнозных ресурсов категории P_3, а также приведено геологическое строение района, геохимическая характеристика природных объектов, проведено ландшафтно-геохимическое районирование. Изложена методика геохимических работ и их результаты. Построены геолого-геохимические модели Норильского и Талнахского рудных узлов, выделены участки детальных работ. Дана оценка состоянию окружающей среды. Сделаны общие выводы и рекомендации по дальнейшему направлению работ.

В работе В.Д. Пронина и С.Г. Снисара 1999 года «Геохимическая съемка масштаба 1:200 000 на Авамской площади в 1994–1999 гг.» выполнена геохимическая съёмка масштаба 1:200 000 на площади 17 300 кв. км (опробование донное – 17344 проб, гидрохимическое – 3956 проб, шлиховое – 2019 проб, гидролитобиохимическое – 212 проб, снеговое – 230 проб), проведены геоэкологические работы масштаба 1:500 000 (22360 кв. км), заверочные работы масштаба 1:100 000 (350 кв. км). Построен комплект геохимических и эколого-геохимических карт по средам опробования и прогнозно-геохимическая карта на листы R-46-52-Б, Г; R-46-64-Б, Г; R-46-XV- XVIII и R-47-XIII, XIV. Оценено экологическое состояние территории. Проведен по геохимическим показателям анализ региональной зональности в пределах северо-западной части Сибирской платформы. Дан прогноз изменений экологической обстановки и оценены перспективы района на различные типы полезных ископаемых.

В отчете Снисара С.Г. и др. 2002 года «Эколого-геохимическая съемка и доизучение масштаба 1:200000 на Хантайской площади» (работы проводились в бассейнах озер Хантайское, Хаканча, Кулюмбинские) выполнен следующий комплекс работ: опробование литохимическое по потокам рассеяния, гидрохимическое, шлиховое, геоэкологические исследования. Составлен комплект геохимических и экологических карт. В шлихах выявлены повышенные содержания пирита, потоки халькопирита, борнита, галенита. Потоки минералов меди связаны с проявлением медно-цеолитовой минерализации в составе хоннамакитской и аянской свит. Дана общая оценка экологического состояния территории.

В середине первого десятилетия нашего столетия появился интересный отчет о геологоразведочных работах, выполненных Кузнецовым Е.В и др в 2005 г., «Опытно-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель, кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край)». В этом отчете проведен выбор современных методов исследования и анализ собранной информации, обоснована очередность проведения работ по мафит-ультрамафитовым массивам, выполнена часть камеральных и лабораторных работ. Проведены комплексные минералого-геохимические и изотопно-геохимические исследования пород, породообразующих и акцессорных минералов интрузивов севера Красноярского края. Выявлены минералого-геохимические, изотопно-геохимические и геохронологические характеристики мафит-ультрамафитовых и ультрамафитовых массивов и проведена их вещественная типизация.

В 2006 году были проведены работы по созданию единого банка геохимических данных в составе отчета о результатах работ по объекту «Создание банка геолого-геофизических, геохимических и петрохимических данных Норильского района за 2001-2006 гг.» (Бурмистров, Чистяков, 2006).

1.4. Изучение магматизма

Значительными исследованиями по систематизации магматических комплексов Норильского региона следует считать Ю.Г. Старицкого (1959), М.Л. Лурье (1960), Э.Л. Варанда (1965), В.Г. Котельниковой (1980), В.И. Кочнева-Первухова (2003), В.А. Федоренко (2005), а в ряду опубликованных работ – монографии В.В. Рябова и др. (2000), а также Д.А. Додина (2002) и А.Дж. Налдретта (2003), которые имеют максимально широкий охват, прикладное значение и поэтому широко используются в практике региональных геологических работ. Большой фактический материал был собран в процессе проведения разномасштабных поисковых работ и геологических съемок масштаба 1:200 000 (ПГО «Севморгеология») и 1:50 000 (НКГРЭ). Начиная с открытия Н.Н. Урванцева в 1919 г. медно-никелевых руд месторождения Норильск-1 в Норильском районе непрерывно проводились и продолжаются интенсивные геологические исследования. В связи с магматическим генезисом руд особо постоянное внимание уделялось изучению магматических образований.

Так, в фондовой работе Ю.Г. Старицкого «Металлогения западной части Сибирской платформы» (ВСЕГЕИ, 1959) приведены основы систематизации магматических комплексов территории, во многом не потерявшие своей актуальности и сегодня. Автор этого отчёта описывает территорию, примыкающую к реке Енисей между озером Пясино на севере и рекой Ангарой на юге. В работе излагаются сведения о стратиграфии, истории осадконакопления, тектонике и магматизме западной части Сибирской платформы, а в главе «Магматизм» на достаточно подробном уровне излагаются петрография, химизм и геологические условия залегания пород трапповой формации. Ю.Г. Старицким обосновано выделение последовательно внедрявшихся пяти интрузивных фаз и тринадцати интрузивных комплексов, различающихся по составу, условиям дифференциации и металлогенической специализации.

В работе М.Л. Лурье «Петрология траппов западной части Сибирской платформы» (1960) приведено описание пермо-триасовых траппов западной части Сибирской платформы, дана характеристика развития траппового магматизма, систематизированного в пять интрузивных фаз (почти полностью соответствует схеме магматизма Ю.Г. Старицкого). Произведена детальная петрохимическая характеристика выделенных автором интрузивных комплексов. Различия в составе и последовательности формирования интрузивных комплексов позволили авторам выделить в западной части трапповой провинции Сибири три субпровинции:

- Северо-западную, где кроме интрузий нормального плато-базальтового состава имеются магнезиальные и субщелочные интрузии;

- Северную, где проявлены исключительно нормальные плато-базальты;

- Центральную, где кроме широко проявленного магматизма нормального плато-базальтового состава, отмечается также магматизм с повышенной железистостью и щелочностью.

Впоследствии такое районирование не использовалось, поскольку появилось много новых данных, свидетельствующих о несколько другом расположении металлогенических таксонов. Работа М.Л. Лурье сопровождается обзорной схематической картой распространения интрузивных комплексов траппов и схемой размещения дифференцированных интрузий. Данный труд ВСЕГЕИ не потерял своей актуальности и по-прежнему является базовой работой по петрологии и петрохимии западной части Сибирской платформы.

Работа Э.Л. Варанда «Объяснительная записка к прогнозно-металлогенической карте на никель междуречья Горбиачин – Нижней Тунгуски масштаба 1:200 000» (КГУ, 1965 г.) важна для понимания геологического строения и магматизма северной части характеризуемой территории. Специалисты, выполнявшие эту работу, пришли к выводу, что Курейский рудный район может быть приравнен по своим перспективам к Норильскому рудному району, и, хотя дальнейшие поиски медно-никелевых объектов на этой территории не подтвердили их предположения в отношении масштабов оруденения, работа внесла значительный вклад в понимание геологического строения и металлогении площади. Им на площади выделен норильский комплекс, интрузии которого разделены на три типа: ручья Нижнего, дыгенского и сухотунгусского. Интрузии типа ручья Нижнего являются наиболее никеленосными и представлены дифференциатами: габбро-пегматитами; габбро; безоливиновыми, оливиновыми, троктолитовыми, пикритовыми и такситовыми габбродолеритами. Интрузии дыгенского типа менее никеленосны и также хорошо дифференцированы: габбропегматиты, трахитоидные габбродолериты, а также такситовые, оливиновые, троктолитовые и безоливиновые габбродолериты. Интрузии сухотунгусского типа почти не никеленосны, хотя и дифференцированы: кварцевые габбродолериты, пойкилоофитовые оливиновые габбродолериты, шлиры долерит-пегматитов, прожилки гранофиров. На территории также выделен никеленосный курейский комплекс дифференцированных интрузий, который разделен на два типа: джалтулский и нижне-тунгусский. Интрузии джалтулского типа (Джалтулская и Курейская) представлены такситовыми, порфировыми, оливиновыми и безоливиновыми габбродолеритами, троктолитами. Интрузии нижне-тунгусского типа представлены порфировыми оливинсодержащими габбродолеритами и долеритами. Кроме того, также выделено несколько безрудных интрузивных комплексов (на металлогенической карте они объединены одним общим знаком). Работа позволила систематизировать огромный объем фактического материала, накопленного Курейской экспедицией, и составить прогнозную схему направления последующих поисковых работ.

В.Г. Котельниковой в составе Комплексной тематической экспедиция (КГУ) в 1980 г. составлен отчёт по теме «Составление прогнозно-металлогенической карты междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски масштаба 1:500 000» и поисковым работам на перспективных площадях междуречья Ангары – Подкаменной Тунгуски». На изученной территории ею выделены следующие интрузивные комплексы трапповой формации: тычанский, летнинский, кузьмовский, курейский, норильский (под вопросом). По преобладающей рудно-геохимической специализации автором были выделены рудные районы и потенциальные узлы, внесены в каталог одиннадцать медно-никелевых проявлений и пунктов минерализации эндогенного типа и пятьдесят три гидротермально-метасоматического типа, большинство из которых обнаруживает парагенетическую связь с дифференцированными интрузиями кузьмовского, курейского и тычанского типа. В западной части площади большинство проявлений связано с Чернореченской интрузией кузьмовского типа (Чернореченское и Малопорожское проявления). С интрузиями курейского типа связаны мелкие медно-никелевые проявления (пункты минерализации) Светланинского и Еробинского массивов габбродолеритов. В.Г. Котельникова считает названные проявления, как и всю изученную территорию, не перспективными на медно-никелевые руды, а все площади с медно-никелевыми проявлениями были отнесены ей к категории площадей с неясными перспективами. В их число (кроме двух вышеназванных) попали интрузивы Юктинский и Верхнеоллоноконский.

В работе ЦНИГРИ под авторством В.И. Кочнева-Первухова «Исследования, по прогнозной оценке, и локализации площадей и участков, перспективных на выявление платино-медно-никелевых месторождений в пределах западного фаса траппового поля Сибирской платформы с целью выбора конкурентноспособных объектов для лицензирования, постановки геологоразведочных работ и последующей разработки месторождений» рассмотрены особенности металлогении территории. В качестве методической основы прогнозно-поисковой оценки на МПГ-Cu-Ni руды автором были использованы модели разноранговых металлогенических таксонов Норильского экономического района. Проведена петролого-петрохимическая типизация дифференцированных интрузивов, рассматриваемых в соответствии с моделью НЭР в качестве потенциальных рудных полей. Выделенные пять типов дифференцированных интрузивов сопоставлены с эталонными обьектами норильского экономического района и на этой основе оценены их перспективы. В.И. Кочнев-Первухов предположил, что из пяти выделенных типов интрузивов (1 – пикрит-габбродолеритовых, 2 – оливиновых габбродолеритовых, 3 – меланократовых оливиновых габбродолеритовых, 4 – троктолит-габбродолеритовых и 5 – феррогаббродолеритовых) рудоносны только пикрит-габбродолеритовые, которые локализованы в краевых частях вулкано-тектонических депрессий (ВТД) северной части изученной территории. С ними ассоциируют наиболее богатые руды, которые сходны с рудами норильского

экономического района (НЭР). Остальные типы дифференцированных интрузий были отнесены к слаборудоносным и нерудоносным сульфидсодержащим. В работе показано, что система дифференцированных интрузий западного фаса Сибирской платформы (ЗФСП) является менее магнезиальным инвариантом системы дифференцированных интрузий норильского района и что каждый тип интрузивов в ЗФСП имеет свой аналог в НЭР. Составлена специализированная карта ЗФСП масштаба 1:500 000 и карты-врезки перспективных участков. Сделан вывод, что итоги выполненных работ позволяют исключить из числа перспективных обширные площади ЗФСП, располагающиеся к югу от 66° с.ш. Эта граница отвечает южному окончанию ареала развития нижних вулканогенных структурно-вещественных комплексов (в первую очередь щелочно-пикритового), которые участвуют в строении всех рудоносных ВТД наиболее изученной северо-западной части Сибирской платформы. В пределах исследованной территории выделено два потенциальных рудных района: Светлогорский (на периферии Курейской ВТД) и Колюйский (на периферии Североречейской ВТД). Светлогорский потенциальный рудный район представляет собой область развития отложений тунгусской серии, заключенную между среднепалеозойскими отложениями на юго-западе и контактом толеитовых андезито-базальтовых эффузивов на востоке и юго-востоке. По всей площади рудного района и по всему разрезу, включая среднепалеозойское основание отложений тунгусской серии и низы вулканогенного разреза, распространены интрузивы без признаков рудоносности, которые составляют «интрузивный фон» района. В юго-западном углу этой территории вблизи контакта пород палеозойского основания расположена компактная группа интрузивов, состоящая из тел пикрит-габбродолеритового типа с установленной рудоносностью и оливиновых габбродолеритов с признаками рудоносности, которая располагается на значительном – 25–35 км – удалении от границы ВТД. Интрузивы с установленной рудоносностью (Нижний-1, руч. Темного и Второй Порог) образуют цепочку тел северо-западного простирания с падением на северо-восток – в сторону краевой части ВТД. На всем протяжении этой цепочки интрузивов, но ниже их по разрезу, выявлен и прослежен по обнажениям протяженный массив оливиновых габбродолеритов с проявлениями сульфидных шлиров. Колюйский потенциальный рудный район расположен на западном фланге Североречейской ВТД. Он сложен образованиями тунгусской серии и породами нижней и средней толщ вулканогенного разреза ВТД. В породах тунгусской серии в непосредственной близости к основанию вулканогенного разреза ВТД залегает Колюйский интрузив с установленной рудоносностью, а в некотором удалении от него – безымянные интрузивы с признаками рудоносности. Колюйский интрузив относится к пикрит-габбродолеритовому типу. Интрузив изучен комплексом наземных геофизических исследований, включая магнитную съемку и электроразведку разных методификаций, и бурением (25 скважин глубиной от 100 до 500 м). В разных частях Колюйского интрузива обнаружены разобщенные линзы брекчиевидных руд

пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитового минерального типа. По погружению интрузива рудные горизонты не прослежены. Интрузивы с признаками рудоносности (тип оливиновых габбродолеритов) изучены только с поверхности. Установлены многочисленные проявления вкрапленных руд халькопирит-пирротинового минерального типа и единичные жилы пирротиновых руд с низкими содержаниями полезных компонентов в них. В Верхнехундюкантском интрузиве по обнажениям на площади около 25 км^2 выделена обширная зона сульфидной вкрапленности (пентландит)-халькопирит-пирротинового минерального типа мощностью от 5 до 10 м. Максимальные содержания составляют – Ni – 0,16%, Cu – 0,57%. На глубину массив не исследован. Авторами работы рекомендована постановка специализированных поисков, направленных на полную оценку рудоносности массивов с установленной рудоносностью и с ее признаками. Остальная часть территории ЗФСП в свете использованных авторами материалов представляется им неперспективной для геологоразведочных работ.

В работе В.А. Федоренко (2005) рассмотрены дифференцированные интрузии Приенисейской части Сибирской платформы (петрохимическая специфика в сравнении с интрузиями Норильского района). На характеризуемой площади автор выделил дифференцированные интрузиии курейского типа (колюйский и хугдюкантский подтипы), кулюмбинского типа и фатьянихинского типа (хурингдинский, горбиачинский, кузьмовский и анакитский подтипы). Также им особо выделены интрузии специфического состава (Джалтульская, Хуперская, Вельминская, Онекская и горы Гара). К колюйскому подтипу курейского типа отнесены интрузивы: Нижний 1, Нижний 2, Второго порога, Ручья Рудный, ручья Темный, Колюйская, Дегалинская, Беельдинская. К хугдюкантскому подтипу куреского типа отнесены интрузии: Хугдюкантская, Скалистая, Надпорожная, Ойринская, Юдоломо. К интрузиям кулюмбинского типа отнесены: Верхнеильтыкская (Ильтыкская 1) и Нижнеильтыкская (Ильтыкская 2). К хурингдинскому подтипу фатьянихинского типа отнесены интрузии: Хурингдинская, ручья Пульванондра, Холуканская, дайки участка Неконгдакон, валуны габбродолеритов реки Сухой Бахты. К горбиачинскому подтипу фатьянихинского типа отнесены интрузии: Верхнегорбиачинская, Среднегорбиачинская, Халильская, реки Фатьяниха, реки Большая Фатьяниха, горы Хуричи, реки Верма. К кузьмовскому подтипу фатьянихинского типа отнесены интрузии: Кузьмовская, Вакунаикская, Орокитская, интрузии района Хуричи. К анакитскому подтипу фатьянихинского типа отнесены интрузии: Анакитская и Неконгдаконская. На основе сопоставления значительного массива данных силикатных анализов интрузии фатьянихинского типа, по мнению автора, могут быть сопоставлены только с малопродуктивным типом интрузиий Норильского рудного района - с моронговским комплексом. По этой причине он считает их не перспективными. Интрузии курейского типа могут рассматриваться как перспективные аналоги рудоносных норильских интрузий. Интрузии

кулюмбинского типа занимают промежуточное положение между породами курейского (аналог норильского) и фатьянихинского (аналог моронговского) типов. Интрузии специфического состава имеют характеристики близкие, но не совсем отвечающие интрузиям курейского типа, кроме того они обладают некоторыми специфическими особенностями. В целом они имеют не совсем ясные перспективы на медно-никелевое оруденение.

Таким образом, главным итогом охарактеризованных выше работ предшественников, является систематизация траппов территории по петрологии и петрохимии, выделение (в ряду нескольких фаз интрузивных пород) комплексов дифференцированных интрузий, в числе которых наиболее перспективными в отношении поисков названы интрузии курейского типа, являющиеся близкими аналогами норильским рудоносным интрузиям. Также следует отметить, что согласно взглядам некоторых современных исследователей (Федоренко, 2005) интрузии норильского комплекса на территории характеризуемой части Сибирской платформы отсутствуют, а те интрузии, которые раньше относились к норильскому типу, должны быть отнесены именно к курейскому типу.

В результате разноплановых научно-исследовательских тематических и производственных геологических работ дифференцированные базит-гипербазитовые интрузии изучены на достаточно высоком уровне. К настоящему времени детально изучена эволюция эффузивного магматизма. Разработана общая классификация интрузий и различные критерии разработки дифференцированных интрузий в полнодифференцированных разрезах. Определены тектоно-магматические рудоконтролирующие факторы разных порядков.

На указанном фоне обращает внимание довольно низкая степень изученности апофиз рудоносных интрузий. Между тем, апофизы, образуя субпластовые и секущие тела, сопровождают многие никеленосные массивы, уходя от них на значительные расстояния, как по латерали, так и по вертикали. При больших глубинах, на которых сейчас ведутся поисковые и разведочные работы, изучение и разбраковка этих тел является первоочередной задачей, решение которой позволит выявить новые эффективные поисковые критерии.

На наличие апофиз рудоносных интрузивов указывали многие исследователи, изучавшие Норильские медно-никелевые месторождения. Апофизы рудоносного интрузива Норильск-II были отмечены ещё Б.К. Рожковым (1936). А.П. Лихачев (1961, 1963) детально описал апофизы лейкократовых габбро интрузива Норильск-1 и указал, что они являются наиболее типичной составляющей фланговых ответвлений промышленно рудоносных массивов. Г.Д. Маслов (1963, 1967) отмечал большое поисковое значение апофиз для практики геолого-поисковых работ, рассматривал их, как «сигнальные дайки», «рога» и «уши» рудоносных интрузивов. Под его руководством выполнены их первые детальные описания на участках интрузивов Норильск–1, Норильск-II, горы Чёрной. Одновременно подобные работы на этом же участке производили геологи НИИГА под руководством М.К.

Иванова (1967). В результате этих исследований установлено, что в контурах выклинивания рудоносных интрузивов развиты апофизы (маломощные силы и дайки), сложенные лейкократовым габбро, такситовыми, оливин-биотитовыми, оливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами.

Непосредственные ответвления от рудоносных массивов наблюдались в единичных случаях в горных выработках рудников «Угольный ручей», «Заполярный» (Лихачев, 1965; Золотухин, Васильев, 1967) и «Маяк» (Сухов, Тарасов, 1971). К числу достоверно установленных и хорошо изученных по керну буровых скважин и коренным выходам относятся «габбровый силл», между восточными и западными ветвями интрузива Норильск-1 (Лихачев, 1965) и интрузия горы Круглой, которая является апофизой интрузива горы Черной (Маслов, 1967; Иванов, 1967). В строении последних отмечаются шлировидные и линзовидные обособления лейкократовых габбро.

В ряде проведенных работ (Люлько и др., 1967, 1968; Шадрин и др. 1973, 1979), установлены апофизы в пределах северо-западных, юго- западных и восточных флангов Талнахского рудного узла. Наиболее хорошо из них изучены интрузии гряды Лесной, ручья Заячьего – реки Листвянки). Мощность тел до 15 м, протяженность 10–15 км. Характерно присутствие лейкократовых габбро. В результате проведения большого объема разномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ с начала 50-х годов по настоящее время выявлены различные по форме и составу интрузивные образования, которые по тем или иным признакам предположительно отнесены к апофизам рудоносных интрузивов. Однако их непосредственные связи с материнскими массивами наблюдались в единичных случаях (район Моронговских интрузий, интрузия горы Ергалах, верхняя Тулаек-Таасская интрузия). Общие апофизы выделялись довольно произвольно по результатам интерпретации материалов бурения. К ним условно отнесены дайки или пологие тела, выходящие на поверхность или встреченные единичными скважинами, приуроченные по комплексу или одному из следующих признаков: а) наличие расслоенности в строении интрузивных тел, присутствие шлиров и обособлений лейкократовых габбро или горизонтов пикритовых габбро-долеритов; б) присутствие сульфидной вкрапленности; в) проявление метасоматоза в экзоконтактах интрузий с образованием магнезиальных, известковых скарнов и кремнощелочных метасоматитов, присутствие высокотемпературных роговиков и типогенного ангидрита. Эти признаки характерны для ответвлений как от продуктивных, так и от слабо оруденелых и практически безрудных дифференцированных интрузий. В пределах Талнахского и Норильского рудных узлов установлено, что горизонты локализации промышленно-рудоносной и Нижненорильской интрузии иногда сближены (особенно во фланговых частях). Оба интрузива во фланговых частях расщепляются на ряд маломощных апофиз, сложенных пикритовыми, оливиновыми, оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами и имеют сходные контактово-метаморфические ореолы. Но для

дальнейших исследований следует иметь в виду, что в пределах Норильского и Талнахского рудных узлов широко развиты пластовые, пологосекущие и дайковые тела безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых долеритов и микродолеритов, относящиеся к более поздним этапам внедрения.

Таким образом, в процессе развития геолого-поисковых работ установлено, что в пределах Норильского и Талнахского рудных узлов и их фланговых зон наряду с промышленными рудоносными интрузивами, широко развиты дифференцированные интрузии, несущие бедное оруденение, а также интрузии других фаз внедрения. В связи с этим развита проблема типизации никеленосных дифференцированных интрузий и разработка новых поисковых критериев, позволяющих по единичным пересечениям уверенно разбраковывать маломощные интрузивные тела как апофизы одного из указанных типов, либо относить их к самостоятельным интрузиям другого возраста.

Многие исследователи (Дюжиков и др. 1978; Золотухин и др. 1978, 1984; Степанов, Туровцев, 1979; Степанов, Туровцев, Зенько, 1984; Федоренко и др. 1982; Тарасов, Петров, 1984, 1985) уделяли большое внимание вопросам типизации дифференцированных интрузий. В результате этих работ для разбраковки рудоносных интрузий предложен ряд геолого-геофизических, минералого-петрографических, петрохимических и контактово-метаморфических критериев. Все они установлены при изучении основных тел рудоносных массивов и в меньшей мере характерны для расслоенных апофиз, несущих видимое сульфидное оруденение. Возможность их применения для разбраковки изотропных апофиз, представленных безоливиновыми, оливинсодержащими и оливиновыми разностями, имеющих максимальное развитие во фронтальных и фланговых зонах рудоносных массивов, не выяснена. Для разбраковки изотропных апофиз предлагаются различные минералого-петрографические признаки. Так В.К. Степанов (1984) считал характерным признаком рудоносных интрузий наличие оливин-порфировых структур в эндоконтактовой зоне и преобладание офитовой структуры в горизонте оливиновых габбро-долеритов. По мнению О.В. Петрова (Тарасов, Петров, 1984), ведущим критерием для типизации экзоконтактовых зон является наличие крупных порфировых выделений клинопироксена. А.В. Тарасов (1974, 1979) в качестве типоморфного признака рудоносных интрузивов предлагает использовать реоморфические дайки, истоки первичных осадочных и пирокластических пород, которые, по его мнению, могут внедряться на сотни метров от кровли рудоносных массивов.

Работа по данной теме была начата в НКГРЭ в 1983 г. и непосредственно продолжила ранее завершенную работу «Прогнозная оценка никеленосности Норильского мегаблока на основе петрологического изучения особенностей соотношения эффузивного и интрузивного магматизма, а также анализа геофизических полей» (Федоренко и др., 1982). Исследования проводились Тематической группой геолого-поисковой партии НКГРЭ (Федоренко, Шадрин,

Стифеева, Седых и др.). Полевые работы проводились в течение двух сезонов (Л.М.Шадрин, М.С.Сухарева, О.Н.Симонов, П.В.Макеев, С.К.Михалев, В.И.Чуркин, 1984–1985 гг.). Детально изучался керн буровых скважин Талнахского, Норильского, Имангдинского рудных узлов, в незначительных объемах Микчандинского и Тальминского участков. Выполнены маршрутные исследования в пределах Норильской, Хараелахской мульд и на Имангдинском участке. Изучались дайки и малые интрузивные тела на угольном разрезе Кайеркана, на рудниках «Медвежий ручей», «Маяк», «Комсомольский», «Октябрьский». Основное внимание уделялось изучению малых интрузий, фланговым частям и апофизам дифференцированных интрузий. Для сравнения исследовались также слабо дифференцированные и недифференцированные интрузии. Петрографические исследования выполнялись Т.Е. Зенько и С.К. Михалевым, последним производились и замеры оптических констант силикатных минералов. Исследование рудных минералов в полированных шлифах проведено Н.П. Кузнецовой и И.Е. Петуховым. Исследование состава минералов на микрозонде выполнено в ИГИГ СО АН.

Глава 2

отв. И.И. Никулин, О.Н. Симонов

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На сегодняшний день наиболее полной и обобщенной сводной информацией о геологическом строении Норильского района являются материалы карты Б.М. Струнина (2005), выполненной им по результатам собственных многолетних исследований территории двух структурно-фациальных зон (Норильской и Игарско-Кулюмбинской). Кроме этого, для геологической характеристики стратифицированных и магматических образований используются объяснительные записки и легенда к «Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000» (Струнин, 1994) и «Геологическая карта Игарско-Туруханского района масштаба 1:200 000» (Струнин, 1997).

Норильская металлогеническая провинция находится на стыке крупных геоструктур (рис. 2.1): северо-западной части Сибирской платформы, Енисейско-Хатагского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской плиты. Она может быть отнесена к области перикратонного опускания (Косыгин, Лучицкий, 1963), заложенной в докембрии и завершившей свое формирование в позднепалеозойскую-раннепалеозойскую эпоху тектонической активизации платформы (Голубков, 1967). По данным МОВЗ-ГСЗ (Голубков и др., 1981), провинция характеризуется трёхслойным типом земной коры повышенной мощности, образованной вулканогенно-осадочным чехлом (8–10 км), «гранито-гнейсовым» комплексом и «базальтовой» оболочкой (13,5–16,0 км), где принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, интрузивные и метаморфические образования в интервале от среднего рифея до позднего кайнозоя.

Раздел Мохоровичича фиксируется на уровне 43-50 км, при максимальных глубинах в районе Талнахского рудного узла. Для верхней мантии характерно наличие устойчивого слоя пониженных скоростей, расположенного в 4–5 км ниже границы Мохоровичича и имеющего мощность 2,5–5,0 км.

2.1. Структурное расчленение

Большая часть территории в современном структурном плане обособляется как единый геоблок, включающий как выступы докембринского фундамента, так и участки различной степени дислоцированных рифейско-палеозойских и мезозойских образований и ограниченный с севера и северо-запада Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской плитой (рис. 2.2). Длительная история геологического развития предопределила проявление рифтогенеза и особенности формирования на этапе мезозойской

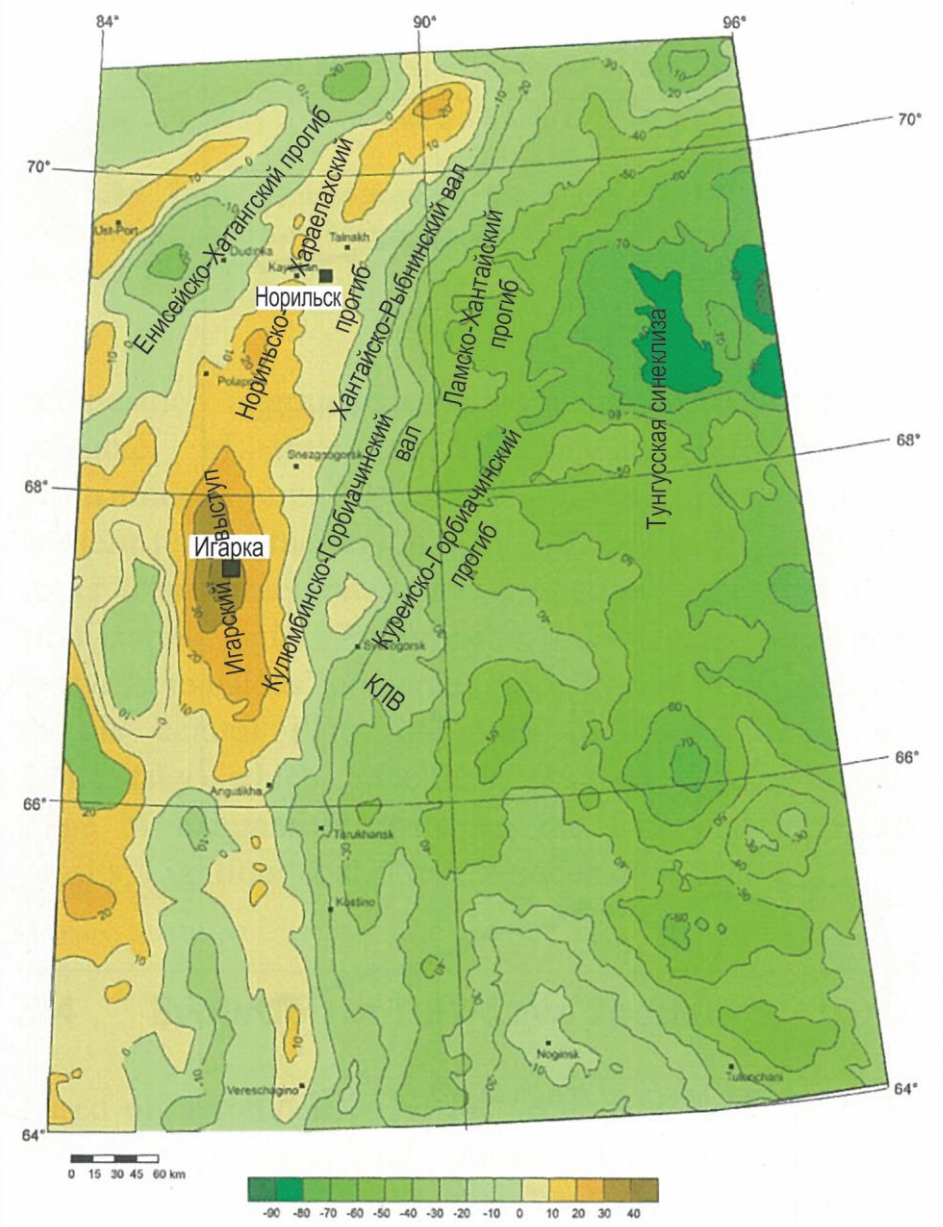


Рис. 2.1. Карта Норильской металлогенической провинции в гравитационных геофизических полях (по А. Долгалю, 2012) с тектоническими элементами.

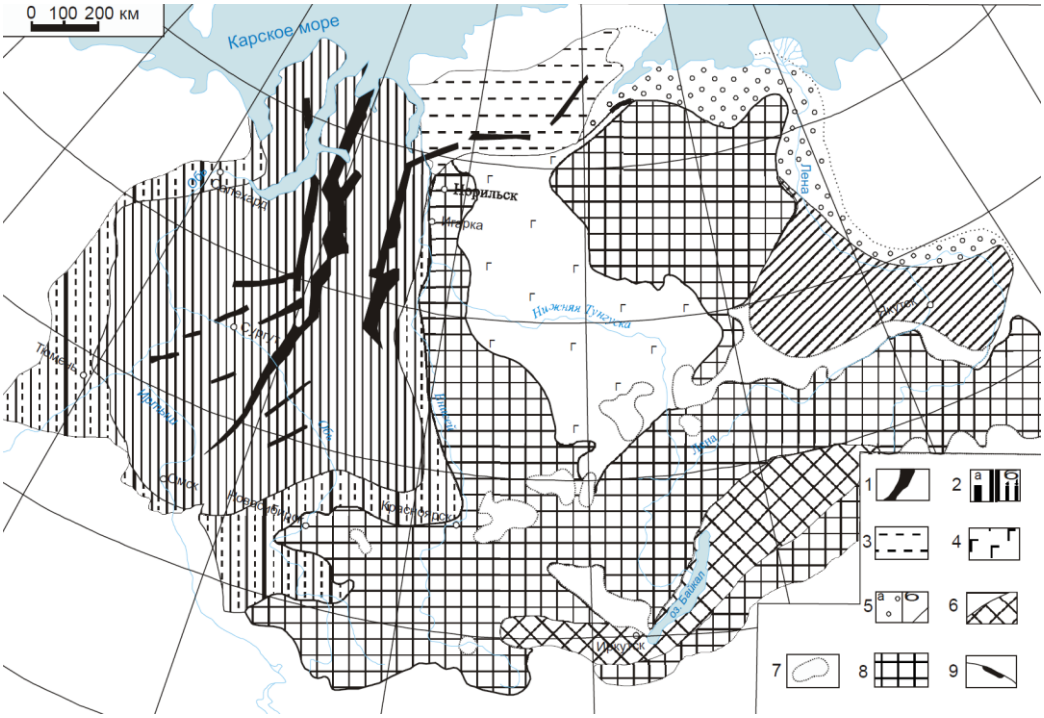


Рис. 2.2. Обзорная тектоническая схема Сибири.
1 - триасовые рифтовые зоны; 2 - Западно-Сибирский рифтогенный бассейн (а - - внутренняя, б- внешняя зоны)3 - Енисей-Хатангский рифтогенный прогиб; 4 - плато-базальтовая депрессия Тунгусской синеклизы; 5 - краевые прогибы (а)и синеклизы (б); 6- Байкальская кайнозойская рифтовая система; 7 - внутриплатформенные депрессии; 8 - выходы домезазойских мегакомплексов; 9 - границы основных тектонических элементов.

тектономагматической активизации.

В пределах собственно Сибирской платформы выделены структуры второго порядка – Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб, Дудинский вал (Дудинский покровный комплекс), Хантайско-Рыбнинский и Кулюмбэ-Сухарихинский валы, Ламско-Хантайский и Курейско-Горбиачинский прогибы (рис. 2.3). Последние два соответствуют западному крылу Тунгусской синеклизы, остальные – зоне Приенисейских складок (поднятий).

В пределах провинции в платформенном чехле выделяются три самостоятельных тектонических цикла: 1) нижний (вендско-среднепалеозойский), 2) средний (позднепалеозойский-раннемезозойский) и 3) верхний (позднемезозойский). Границы между ними фиксируются резкой сменой состава пород, угловыми несогласиями, проявлением субплатформенной складчатости.

В Игарском предгорном прогибе развиты красноцветные молассовые

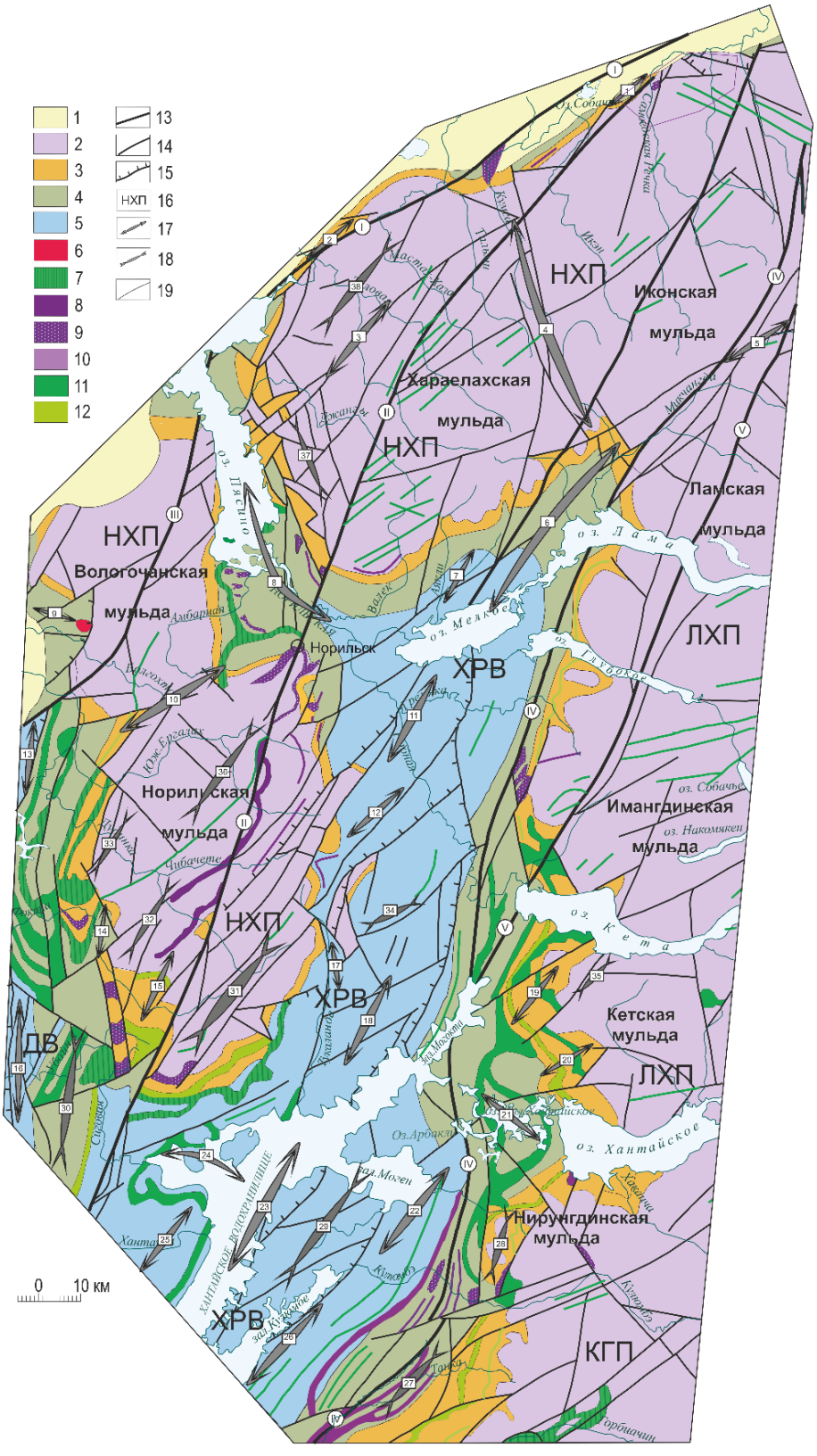

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
НХП 16
17
18
19
НХП
Иконская
мульда
Хараелахская
мульда
НХП
Ламская
мульда
НХП
Вологочанская
мульда
ЛХП
ХРВ
Норильская
мульда
Имангдинская
мульда
НХП
ХРВ
ДВ
Кетская
мульда
ЛХП
Нирунгдинская
мульда
ХРВ
КГП
0 10 км

Рис. 2.3. Структурная схема.
Структурно-формационные комплексы: 1 – мезозойско-кайнозойский, 2 – верхнепалеозойско-нижнемезозойский, 3 – верхнепалеозойский, 4 – среднепалеозойский, 5 – вендско-раннепалеозойский. Интрузивные комплексы: 6 – гранитоиды болгохтохского комплекса, 7 – габбродолериты далдыканского комплекса, 8 – дифференцированные интрузии моронговского комплекса, 9 – дифференцированные интрузии норильского комплекса, 10 – дифференцированные интрузии курейского комплекса, 11 – габбродолериты, долериты катангского комплекса, 12 – умеренно-щелочные долериты ергалахского комплекса. Дизъюнктивные структуры: 13 – глубинные разломы (I - Северо-Хараелахский; II – Норильско-Хараелахский; III - Пясинский; IV – Имангдино-Летнинский; V - Кета-Ирбинский), 14 – прочие разломы, 15 – надвиги. Пликативные структуры: 16 – структуры II порядка (ДВ - Дудинский вал (покровная пластина); НХП – Норильско-Хараелахский прогиб; ХРВ - Хантайско-Рыбнинский вал; ЛХП – Ламско-Хантайский прогиб; КРП – Курейско-Горбиачинский прогиб) 17 – структуры III порядка (антиклинали: 1 – Самоедская, 2 – Чернореченская, 3 – Дьянговская, 4 – Кумгинская (вал), 5 – Аяно-Амбардахский вал, 6 – Микчангдинская, 7 – Аяклинская, 8 – Кайерканo-Пясинская, 9 – Болгохтохская, 10 – Дудинско-Кайерканская, 11 – Гремякинская, 12 – Чопкинская, 13 – Покольская, 14 – Фокинская, 15 – Озернинская, 16 – Енисейская, 17 – Туколандинская, 18 – Могоктинская, 19 – Даптунская, 20 – Каланская, 21 – Верхнехантайская, 22 – Кулюмбинская, 23 – Хантайская, 24 – Сиговская, 25 – Тиховская, 26 – Кулюмбинская), 18 – структуры III порядка (синклинали: 27 – Брусская, 28 – Лево-Могенская, 29 – Могенская, 30 – Убойнинская, 31 – Лонтокойская, 32 – Серебрянская, 33 – Дуновейская, 34 – Лево-Омненская, 35 – Лонгачинская, 36 – Южно-Ергалахская, 37 – Талнахская (зона грабенов), 38 – Таловская (мульда)), 19 – границы структурно-формационных и интрузивных комплексов. Составлена В.Н. Михайловым по материалам ГДП-200 (по Струнину, 1980, 1987).

отложения излучинской свиты мощностью до 1300 м, образованные в следствие начала вендско-среднепалеозойского тектонического цикла. А с конца венда (сухарихинское время) до раннего карбона накапливались морские и лагунно-морские отложения терригенно-карбонатных, галогенных, карбонатных, реже – терригенных формаций суммарной мощностью до 7000 м, что свидетельствует (за счёт их повышенной мощности) о принадлежности металлогенической провинции к области перикратонного опускания.

В завершении фазы в центре Норильского района сформирована крупная субмеридиональная положительная структура, располагавшаяся несколько западнее современного Хантайско-Рыбнинского вала. С северо-запада и юго-востока к ней примыкали прогибы, уходящие за пределы территории. Конседиментационное развитие прогибов наметилось в силуре и продолжалось в девоне до раннего карбона (Люлько и др. 1973, 1975, Волков и др. 1976). Региональные пликативные структуры осложнены флексурами северо-восточного простирания и локальными складками.

Образования позднепалеозойского-раннемезозойского тектонического цикла (средний структурный ярус) разделяется на два структурных подъяруса: 1)

позднепалеозойский и 2) позднепалеозойский-раннемезозойский.

Позднепалеозойский подъярус (C_2–P_3) характеризуется формированием угленосных лагунно-континентальных отложений тунгусской серии мощностью до 500 м. По данным А.Б. Гуревича (1972), на ранних этапах накопление этих образований происходило в пределах Тунгусской синекливы и Норильско-Хараелахского прогиба, разделенных низменной сушей Хантайско-Рыбнинского вала. Основная область сноса находилась западнее р. Енисей. В каерканское позднепермское время (P_3) вся норильская территория была единой областью накопления лагунно-континентальных отложений, а областью сноса являлись образования Пурского свода на западной окраине. В амбарнинское время происходили тектонические движения различной интенсивности и неравномерный размыв верхних горизонтов угленосных отложений, в результате этого вулканогенные образования залегают на различных горизонтах тунгусской серии.

Позднепалеозойский-раннемезозойский подъярус (P_3–T_{1-3}) характеризуется активным проявлением траппового и ассоциирующего магматизма эффузивной, эксплозивной и интрузивной фаций. Вулканогенная толща Норильского района мощностью до 3500 м хорошо стратифицирована. Она выделяется резким преобладанием эффузивных пород над эксплозивными (коэффициент эксплозивности 1–12) и, особенно, развитием, наряду с нормальными базитами, щелочных-субщелочных пород и субультраосновных образований. В пределах траппового поля Сибирской платформы полнодифференцированные серии лав больше нигде не встречаются.

Интрузивная фация представлена пластовыми и секущими телами базитового, щелочно-субщелочного базитового, субультраосновного состава нескольких возрастных генераций, а также дифференцированными ультрабазит-базитовыми массивами, несущими медно-никелевое оруденение. Кроме того, на западе, известна гранитоидная Болгохтохская интрузия, а на севере Норильской мульды встречены жилы слюдяных лампрофиров.

С завершающей фазой позднепалеозойско-раннемезозойского этапа тектонической активности связано формирование большинства пликативных и дизъюнктивных структур, выраженных в современном плане. Главными пликативными структурами Норильского района являются Тунгусская синеклиза, Норильско-Хараелахский и Предтаймырский прогибы, выполненные терригенными и вулканогенными образованиями (C_2–T_1), а также нижне–среднепалеозойские осадочными породами Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов. На севере района предполагается существование крупной валообразной структуры, составными частями которой, возможно, являются Северопясинская и Нижнеиконская антиклинали. Норильско-Хараелахский прогиб разделяется на Хараелахскую, Вологочанскую, Норильскую мульды и ряд положительных структур, из которых наиболее крупной является Кайеркано-Пясинская антиклиналь. К структурам Предтаймырского прогиба, вероятно, относится западное окончание

Большеавамской мульды. Норильскую и Хараелахскую мульды разделяют Кайеркано-Пясинская и Огонерская брахиантиклинальные складки. Кайеркано-Пясинская антиклиналь разветвляется на 2 гиргационные складки. Одна из них (Амбарнинская) разделяет Вологочанскую и Норильскую мульды. Огонерская антиклинальная складка расположена в восточном борту Норильско-Хараелахского прогиба и вблизи его осевой зоны имеет периклинальное замыкание за счёт чего в современном структурном плане вдоль оси Норильско-Хараелахского прогиба располагается положительная складка – Вальковская седловина (Маслов, 1963).

Мощность осадочного чехла изменяется в интервале 7-12 км, а подошва консолидированной коры находится на глубине 43-46 км (Егоркин, 1977ф; Чернышов, 1977ф; Чернышов, 1978ф; Голубков, Аветисов, 1984ф) (рис. 2.4). По сейсмическим данным в пределах гранито-гнейсового и базальтового слоёв консолидиро-ванной коры уверенно прослеживаются еще несколько границ отвечающих резкой смене фи-зических свойств среды.

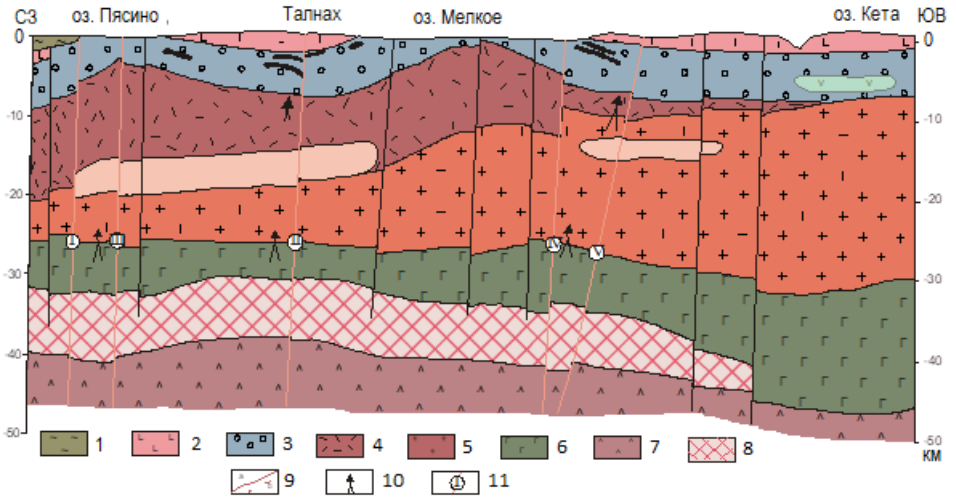


Рис. 2.4. Глубинный разрез северо-запада Сибирской платформы.
Структурно-формационные комплексы: 1 – мезозой-кайнозойский, 2 – позднепалеозойский и позднепалеозой-раннемезозойский, 3 – венд-палеозойский, 4 – рифейский. 5 – гранитный слой, 6 – базальтовый слой, 7 – верхняя мантия, 8 – коро-мантийная зона, 9 – уверенно (а) и менее уверенно (б) выделенные геофизические границы, 10 – направления движения рудоносных магма, 11 – глубинные разломы по геолого-геофизическим данным: I – Северо-Хараедахский, II – Норильско-Хараелахский, III – Северо-Хараелахский, IV – Имангдинско-Летнинский, V – Кета-Ирбинский.

Верхняя мантия характеризуется наличием ряда маломощных (2–5 км) микроволноводов с пониженными скоростями сейсмических волн, интерпретируемых как реликтовые астенолиты (корово-мантийная зона), которые прослеживаются как со стороны Западно-Сибирской плиты, так и со стороны Енисей-Хатангского прогиба, и обрываются в полосе восточного ограничения

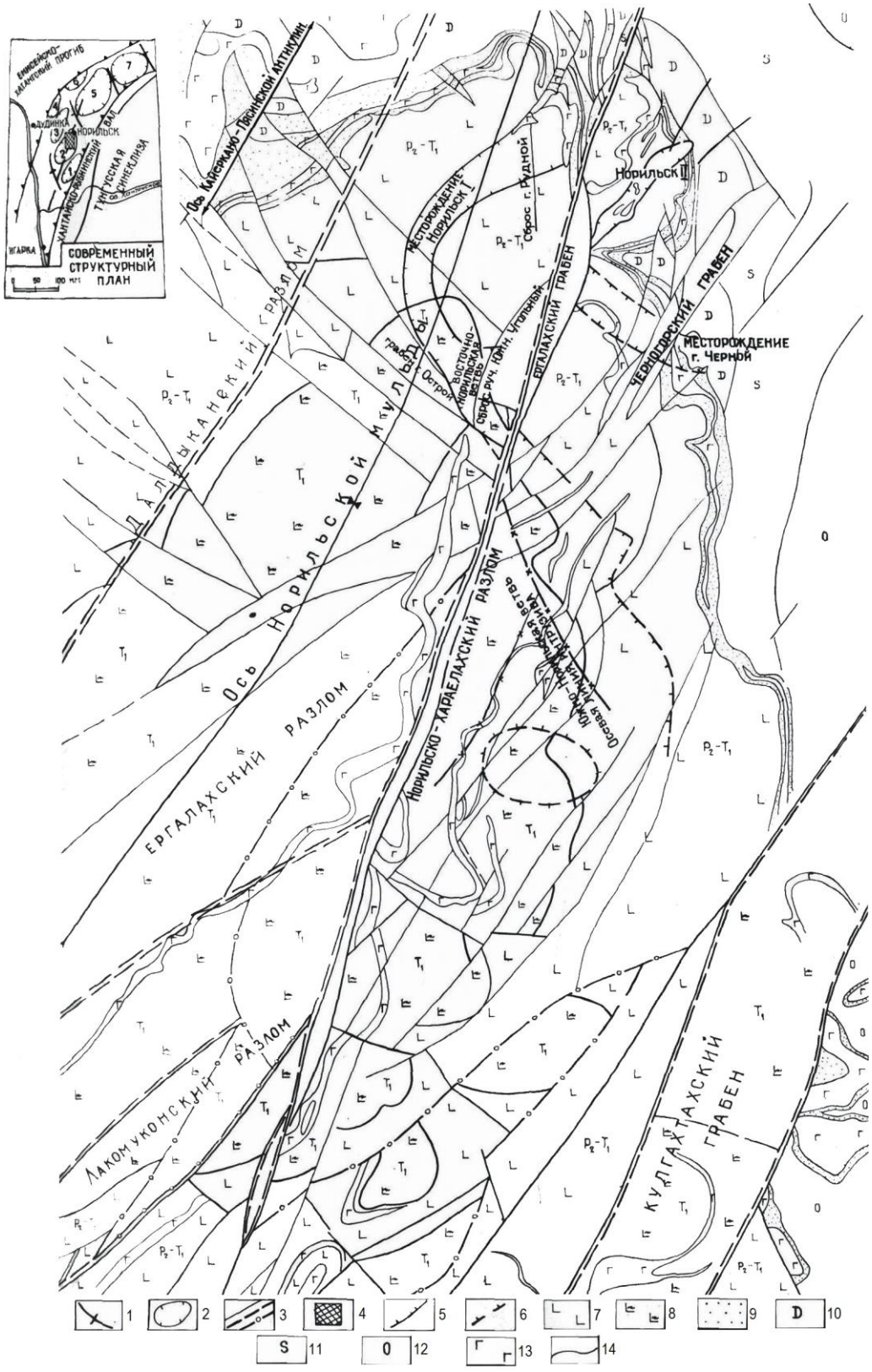
Норильского мегаблока. Для Енисей-Хатангского прогиба, как для типичных рифтогенных структур, свойственна пониженная мощность гранитогнейсового слоя – до 8–10 км с плавным погружением его кровли на северо-запад, а поверхность "Мохо" в этом же направлении воздымается до 35–37 км.

Большая плотность глубинных транскоровых дизьюнктивов является Важной особенностью в глубинном строении Норильского мегаблока. Они определяют мелкоблоковое строение консолидированной коры и обеспечивающих высокую проницаемость земной коры. Вертикальные смещения по разломам мантийного заложения на границе раздела коры и мантии достигают 1,5–2,0 км (Голубков, 1984).

В пределах НРУ подробно изучен Норильско-Хараелахский прогиб, ограниченный с юго-востока Хантайско-Рыбнинским поднятием и Суходудинским – с запада (рис. 2.5). Прогиб сформирован в первый цикл осадконакопления – вендско-раннекаменноугольный. На общем фоне унаследованного развития основных структур района (Хантайско-Рыбинского вала и Норильско-Хараелахского прогиба) в этот период отмечаются незначительные перестройки структурного плана внутри прогиба. В пределах яруса намечаются вендско-ордовикский, силурийско-раннедевонный и девонско-раннекаменноугольный структурные подъярусы, соответствующие полным циклам осадконакопления, разграниченным локальным несогласиями. Нижний вендско-ордовикский подъярус на площади работ по существу не вскрыт. В регрессивной стадии цикла намечается меридианальная положительная структура, соответствующая Хантайско-Рыбинскому валу. Для силурийского-ранеедевонского, среднего подъяруса установлена закономерная смена прстирания пликативных структур высокого порядка от субширотного (З-С-З и ЮВ) в трансгрессивную и инундационную фазы на субмеридиональное (С-СВ) – в регрессвную.

Развитие в этот период Хантайско-Рыбинского регионального поднятия картируется наличием рифовых и лагунно-контенинтальных (теригенно-карбонатных) отложений в восточной части НРУ, закономерно сменяющихся на более глубоководные в северо-западном напрпвлении лишь в позднесилурийское время. В начальной и стабильной стадии развития подъяруса формируется локальный Сондринский пргиб (раннесилурийское и раннедевонское время на северо-востоке. Для верхнего девонско-ранне каменноугольного подъяруса, наряду с унаследованными западным крылом Хантайско-Рыбинского вала и локальным Сондринским прогибом, намечается положительная структура высокого порядка на юго-западе (скв. ПЕ-93) и отчетливая Далдыканская флексура.

Таким образом, образовавшиеся на этапе рифтогенеза структуры Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской плиты вызвали аномальные отклонения в строении консолидированной коры и верхней мантии, ограничив Норильскую провинцию в северо-западном окончании Сибирской платформы.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 D 10
S 11 O 12 13 14

Рис. 2.5. Структурная геологическая схема НРУ.

1 – оси антиклиналей, поперечных к простиранию платформенных структур I порядка; 2 – брахисинклинали (мульды): 1) Турумакинская, 2) Норильская, 3) Вологочанская, 4) Западно-Пясинская, 5) Хараелахская, 6) Таловская, 7) Мастах-Салинская; 3 – тектонические нарушения; 4 – контуры вырезки; 5 – контуры рудоносного интрузива (установленные); 6 – контуры рудоносного интрузива (предполагаемые); 7 – туфо-лавовые образования ивакинско-надеждинской серии; 8 – туфо-лавовые образования моронговско-мокулаевской серии (T_1); 9 – отложения тунгусской серии; 10 – девонские отложения; 11 – силурийские отложения; 12 – ордовикские отложения; 13 – интрузии долеритов и габбро-долеритов; 14 – геологические границы.

Формирование данных рифтовых систем и развитие в них линейных блоков субокеанической коры в значительной степени определило интенсивность процессов автономной базальтовой активизации, с которой связаны внедрения платино-медно-никелевоносных интрузий базит-гипербазитового состава.

Дизъюнктивные нарушения развиты очень широко и принадлежат трём главным системам: 1) северо-северо-восточная (10–30°), 2) северо-восточная (40–60°) и 3) северо-северо-западная (330–350°). Северо-северо-восточные (Пясинский, Норильско-Хараелахский, Имангдинский и др.) и северо-восточные разломы (Северо-Хараелахский, Абагалдский, Микчандинский и др.), являются продольными по отношению к основным пликативным структурам района. Направление северо-северо-западных разломов (Кумгинского, Краевого, Водораздельного и др.) совпадает с простиранием некоторых положительных пликативных структур второго и третьего порядков (Тальминского поднятия, Фокинско-Убойнинской и Кайеркано-Пясинской антиклиналей). Разрывы находятся в сложных соотношениях с пликативными структурами – секут их и довольно часто развиваются согласно с элементами складок, что обусловлено сопряжённым развитием разрывных дислокаций и крупных пликативных структур в результате одновременного развития крутопадающих разрывов и пологих межслоевых сдвигов (Тарасов, 1985).

Для некоторых продольных региональных разломов предполагается большая длительность их развития. Так Норильско-Хараелахский разлом, возможно, был заложен еще в докембрийское время (Гришин, Пятницкий, 1964; Ремпель, Пятницкий, 1967) и активно развивался на протяжении палеозоя, мезозоя, кайнозоя (Маслов и др., 1963). Для Фокинско-Тангаралахского разлома предполагается активность с конца вендско-позднепалеозойского, для Дъенгы-Боганидского – с начала позднепалеозойского-триасового тектонического цикла (Глушницкий и др., 1966). По мнению В.А. Федоренко (1982) перечисленные разломы в период с венда до раннего триаса развивались как флексуры, а формирование разрывных смещений относится к тектоническому этапу триаса.

Известны разломы запад-северо-западного простирания (280–315°), отчетливо проявленные в пределах Норильского, Талнахского и Тальминского рудных узлов и

в зоне сопряжения Хараелахской и Большеавамской мульд. Амплитуды вертикальных смещений разломов варьируют от первых метров до 1200–1400 м (обычно в пределах десятки–первые сотни метров), По данным глубинных сейсмических исследований (Голубков и др., 1977, 1978, 1980, 1981), некоторые разломы (в том числе Норильско-Хараелахский) являются транскоровыми и проникают в верхнюю мантию. Большинство разрывов затухает с глубиной по мере достижения горизонтов пластичных пород (отложения тунгусской серии, сульфатные образования мантуровской свиты (D_2), глинистые отложения курейской и разведочнинской свит (D_1), в меньшей степени серпентинизированные пикритовые базальты гудчихинской свиты (T_1)). В этих горизонтах происходит выполаживание плоскостей разрывов, и субвертикальные смещения трансформируются в межслоевые сдвиги.

Из числа структур, образованных в течение позднемезозойского-кайнозойского тектонического цикла, относятся – северо-западная часть Путоранского свода, служившего областью поднятия и денудации, краевые участки Енисей-Хатангского прогиба и Западно-Сибирской плиты, выполненные юрскими и меловыми терригенными отложениями мощностью в первые тысячи метров.

В третичном времени в зонах сочленения структур происходили интенсивные тектонические движения разной интенсивности, о чём свидетельствуют резкие колебания мощности позднемезозойских отложений у северного подножья плато Хараелах. Развивались взбросо-надвиговые разрывные нарушения (Федоренко, Дюжиков, 1978).

2.2. Архейская и протерозойская акротемы

Наиболее древними в пределах Норильской провинции являются рифейские образования, изученные преимущественно по керну скважин. Они исследованы на обширной территории от Енисейского кряжа на юге – до р. Гремяка на севере.

На карте полезных ископаемых Красноярского края (Струнин, 2005), наиболее древними отложениями в рассматриваемом районе являются нижнерифейские отложения губинской свиты (R_1gb), установленные в Норильском стратиграфическом районе, не имеющие выходов на поверхность и вскрытые скважиной Гр-1 в апикальной части Гремякинской антиклинали, осложняющей строение Хантайско-Рыбнинского вала. Разрез свиты представлен кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками розовато-серыми и желтыми с прослоями алевролитов и темно-серых до черных аргиллитов. Вскрытая мощность губинской свиты 130 м (по геофизическим данным – не менее 400 м) (Струнин, 1994).

Позднерифейские образования представлены рыбинской свитой (R_3rb) мощностью 720 м, вскрытые единичными скважинами (скв. Гр-1 на р. Гремяка в интервале от 790 до 1510 м). Они сложены полимиктовыми серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками, кварц-полевошпатовыми, а также алевролитами и

аргиллитами, преобладающими в средней части свиты. В верхней части разреза встречены прослои розово-серых полимиктовых песчаников, плохо сортированных, с линзами гравелитов.

Чернореченская свита ($R_3^3 čr$) вскрыта скважиной НХ-49 на левобережье р. Енисея к югу от устья р. Хантайка скважинами НХ-53,55 (Варганов, 1991). Накоплению осадков свиты предшествовал значительный размыв (стратиграфический перерыв). Разрез свиты представлен темно-серыми (до черных) аргиллитами, иногда рассланцованными слюдистыми, ритмично переслаивающимися с известняками темно-серыми глинистыми, онколитово-

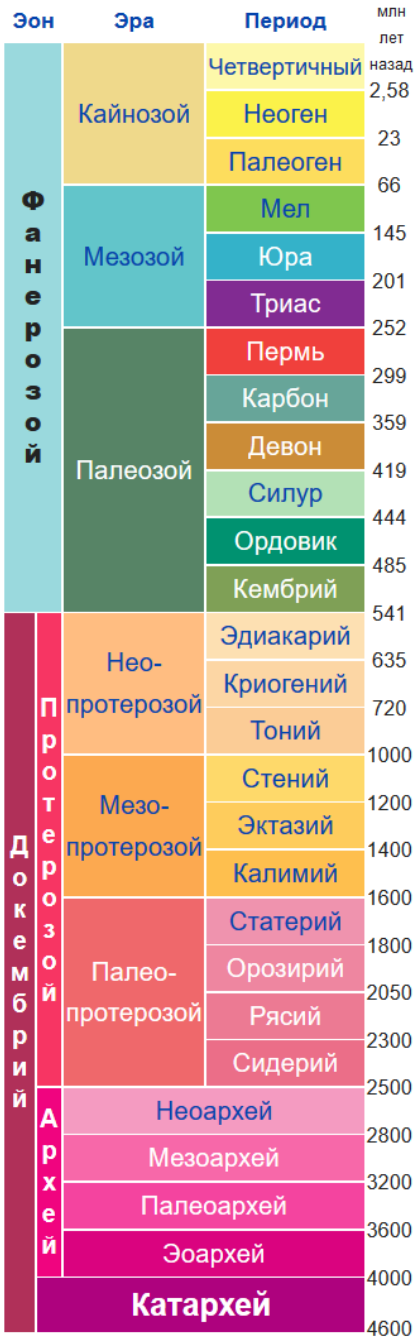


Рис. 2.1. Геохронологическая шкала.

водорослевыми, с прослоями светло-серых кварцевых песчаников и гравелитов. Мощность (неполная) свиты достигает 190 м.

Отложения венда-нижнего кембрия в объеме полбанской-краснопорожской свит (Vpb–$Є_1$kp) по вскрытой мощности около 300 м картируются в междуречье Гремяка-Рыбная, слагая ядерную часть Хантайско-Рыбнинского вала. Они представлены известняками, иногда пестроокрашенными, доломитами и, в меньшей степени, мергелями, прослоями гипсов, ангидритов, гипсодоломитов и кварцевых песчаников, обломками карбонатных пород и линзочками гравелитов и конгломератов.

2.3. Фанерозойская эонотема

Кембрийская система представлена средним и верхним отделами. Отложения среднего отдела вскрыты буровыми скважинами на Полбанской площади (граф. 1), фрагментарно обнажены в береговых обрывах рек Гремяка, Рыбной, Чопко, Туколанды, Мокутей и др., а также под названием угдекагирской свиты ($Є_2$ug) впервые выделены на Южно-Пясинской площади (скв. ЮНР-1). Наиболее детально эти отложения изучены по керну скважин. В отложениях среднего кембрия здесь не наблюдается резких литологических границ между его подразделениями, что обусловлено сходным вещественным составом пород и близкими текстурными их признаками.

Разрез представлен известняками доломитовыми и доломитами известковистыми, глинистыми и алевро-глинистыми, неравномерно тонкослоистыми, серыми и зеленовато-серыми с многочисленными желваками водорослевых образований. Мощность угдекагирской свиты 140–220 м.

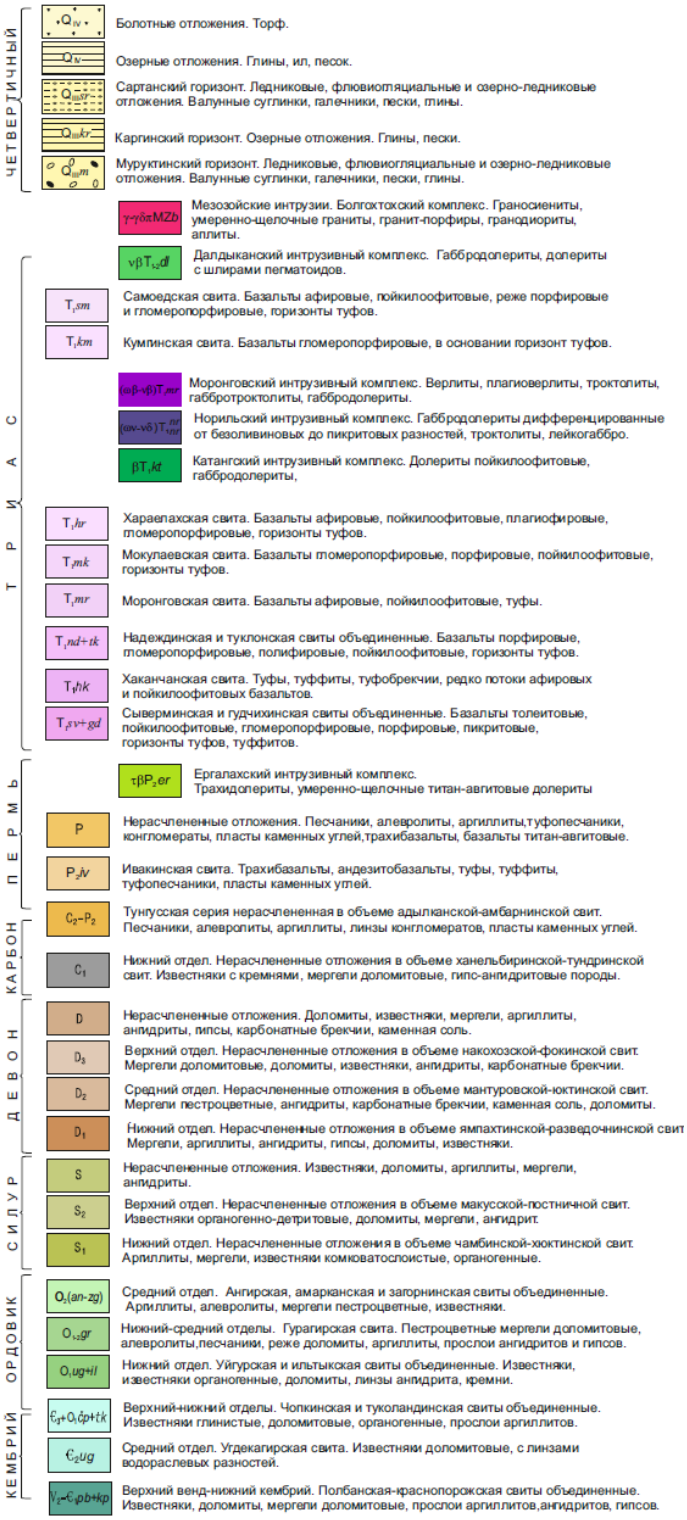


Рис. 2.2. Геохронологическая шкала Норильского промышленного района.

Отложения верхнего отдела кембрийской системы пользуются широким распространением в пределах Хантайско-Рыбнинского вала, фрагментарно обнажены в бассейнах рек Рыбная, Омнутах, Мокутей, Чопко, Омне, и Туколанда. В разрезах верхнего кембрия здесь выделены чопкинская и туколандинская свиты.

Карбонатные отложения чопкинской свиты (~~Є~~$_3$čp) пользуются широким распространением на бортах Рыбнинского вала (система р.р. Чопко, Рыбная) и имеют мощности до 745–800 м. Представлены серыми и темно-серыми алевритистыми и глинистыми известняками с прослоями, линзами известняковых конгломератов, конгломератобрекчий.

Кембрийско-ордовикская система в объеме тукаландинской свиты (~~Є~~$_3$–O$_1$tk) выделена со стратотипом в бассейне р. Туколанда. Отложения свиты, кроме береговых обнажений, изучены по керну поисковых, нефтепоисковых и картировочных скважин в пределах восточного борта Норильской мульды, западного и восточного крыла Гремякинской антиклинали. Сложена серыми доломитовыми, алевритовыми водорослевыми и органогенными известняками с прослоями красно-бурых и зеленовато-серых разностей и аргиллитов. Мощность тукаландинской свиты 300–600 м.

Ордовикская система представлена представлена широко развитыми отложениями двумух отделов, которые картируются в бортах Хантайско-Рыбнинского вала совместно с кембрийскими образованиями.

Уйгурская свита (O$_1$ug) мощностью 200–250 м сложена серыми оолитовыми, глинистыми, органогенно-детритовыми известняками и желтовато-серыми доломитами. Отмечаются прослои красно-бурых глинистых доломитов, линзы кварцевых песчаников, аутигенные брекчии.

Ильтыкская свита (O$_1$il) мощностью 150–230 м представлена известняками комковато-слоистыми, оолитовыми, органогенно-обломочными, в переслаивании с доломитами. Встречаются кремни, линзы ангидрита.

Гурагирская свита (O$_{1-2}$gr) мощностью 100–150 м сложена мергелями доломитовыми красно-бурыми, прослоями зеленовато-серыми, алевритистыми. Прослои известняков, доломитов, кварцевых песчаников, линзы и прожилки ангидритов.

Ангирская свита (O$_2$an) мощностью 25–45 м представлена темно-серыми известняками, комковато-слоистыми, в основании – органогенными известняками; отложения выдержаны по площади и хорошо узнаются, т.е. свита является реперной для разрезов среднего ордовика.

Амарканская свита (O$_2$am) мощностью 60–70 м сложена пестроцветными мергелями известковыми, доломитовыми с прослоями алевролитов и аргиллитов. Известняки глинистые, органогенно-обломочные, доломиты.

Загорнинская свита (O$_2$zg) мощностью 5–100 м представлена известковистыми аргиллитами, зеленовато-серыми с прослоями известняков.

Силурийская система представлена двумя отделами, охватывающими всю региональную шкалу этого уровня. Разрезы изучены как по керну скважин, так и по береговым обнажениям р.р. Имангды, Таликита, Омнутаха, Макуса, Постничной, на крыльях Хантайско-Рыбнинского вала.

Чамбинская свита (S_1čm) мощностью 60–130 м сложена серыми, черными, темно-серыми аргиллитами, известковистыми аргиллитами с прослоями мергелей, известняков. В основании маркирующий горизонт черных аргиллитов «сланцы граптолитовые».

Таликитская свита (S_1tl) мощностью 70–100 м сложена темно-серыми мергелями, глинистыми известняками с обособлениями и стяжениями криноидно-детритовых известняков.

Омнутахская свита (S_1om) мощностью 85–220 м представлена аргиллитами известковыми, мергелями серо-зелеными «журавчиковыми» с линзами органогенно-обломочных известняков.

Хюктинская свита (S_1hk) мощностью 90–95 м сложена кораллово-строматопоратовыми постройками или продуктами их разрушения, известняками доломитовыми и доломитами комковато-слоистыми, мергелями, встречаются кремни.

Макусская свита (S_2mk) мощностью 50–90 м представлена органогенно-обломочными доломитистыми известняками с прослоями серых и зеленовато-серых мергелей. доломитов мелкообломочных с прослоями глинистых известняков, часто оолитовых темно-серых до черных.

Постничная свита (S_2ps) мощностью 60–110 м сложена сероцветными доломитами с пропластками мергелей и доломитов обломочных и брекчиевидных, ангидритов и полосчатых доломитовых мергелей.

Девонская система представлена морскими, лагунно-морскими, лагунно-континентальными отложениями, которые пользуются повсеместным распространением и изучены как по керну буровых скважин, так и в береговых обнажениях рек Фокиной, Убойной, Имангды, Каларгон и т.д. Отложения представлены тремя отделами, возраст которых обоснован многочисленными палеонтологическими данными.

В разрезе девонских отложений НРР выделяются ямпахтинская, хребтовская, зубовская, курейская и разведочнинская свиты нижнего девона, мантуровская и юктинская – среднего и накохозская, каларгонская и фокинская свиты – верхнего девона. Кроме юктинской свиты, все стратотипы свит находятся в Норильском районе и являются региональными стратиграфическими подразделениями (горизонтами) для всего северо-запада и севера Сибирской платформы.

Ямпахтинская свита (D_1jm) мощностью 35–90 м представлена известняково-аргиллитовой и известково-доломитовой толщей иногда с прослоями ангидритов и мергелей. В верхней части свиты отмечены пластовые строматолиты.

Хребтовская свита (D_1hr) мощностью 45–90 м сложена мергелями темно- и зеленовато-серыми тонко- и грубоплитчатыми тонкопереслаивающимися с ангидритами. В низах разреза обычны прослои доломитов, глинистых доломитов и аргиллитов, а в верхней части иногда отмечаются прослои красно-коричневых мергелей, линзы галита.

Зубовская свита (D_1zb) мощностью свиты 80–160 м представлена ритмично переслаивающимися сероцветными и зеленовато-серыми мергелями и ангидритами с редкими прослоями доломитов, в подошве – пестроцветных алевритистых мергелей массивных и грубослоистых с ангидритами и глинистыми доломитами; изредка отмечаются линзы солей. В нижней части свиты, либо ее подошве присутствует маркирующий («горозубовский») пласт ангидрита (10–20 м).

Курейская свита (D_1kr) мощностью 65–70 м сложена серыми, темно-серыми, зелеными, красно-бурыми известковистыми или доломитистыми аргиллитами и мергелями, иногда алевритистыми, с редкими тонкими (1–3 см) прослоями темно-серых доломитистых известняков и глинистых доломитов. В нижних 10 м обычны линзы и пропластки серых гипсов и ангидритов. Для пород характерна тонкослоистая текстура и плитчатая отдельность.

Разведочнинская свита (D_1rz) мощностью 40–250 м представлена чередованием пачек фосфоритоносных черных, серых, зеленовато-серых и коричневато-серых (до шоколадных) аргиллитов с линзами желваково-детритусовых фосфоритов. Низы и верхи свиты отличаются повышенной, относительно средней части, терригенностью. Основание свиты обогащено фосфоритно-детритусовыми прослоями («костные брекчии»), линзами фосфоритовых гравелитов и песчаников. Мощность разведочнинской свиты обусловлена палеотектоническими обстановками осадконакопления.

Мантуровская свита (D_2mt), сложена пестроцветными доломитовыми и известковистыми мергелями с желваками ангидритов, прослои доломитов. В средней части свиты – горизонт соленосной карбонатной брекчии с пластами каменной соли. Мощность мантуровской свиты в зависимости от палеотектонических обстановок осадконакопления колеблется от 180–240 м до 500–700 м.

Юктинская свита (D_2jk) мощностью 20–130 м представлена доломитами, часто кавернозными, иногда отмечаются прослои известняков, ангидритов, гипса.

Накохозская свита (D_3nk) мощностью до 160 м сложена кирпично-красными и зеленоцветными алевритистыми мергелями, обычно доломитовыми, ангидритами, иногда с пластами галита.

Каларгонская серия (D_3kl). В большинстве районов рассматриваемые отложения выделяются как каларгонская свита (D_3kl), название которой происходит от ручья Каларгон в окрестностях г. Норильска.

В 1968 г. в объеме подсвит каларгонской свиты, в соответствии со стратиграфическим Кодексом, было выделено 3 новых свиты (снизу вверх): североталнахская, луговская и тулаекская.

Североталнахская свита (D_3st) – или нижнекаларгонская подсвита прежней легенды сложена брекчиями карбонатными, мергелями, доломитами и ангидритом. Мощность свиты 30 - 140 м.

Луговская свита (D_3lg), или среднекаларгонская подсвита, расчленяется на шесть пачек. Четные пачки – это известняки органогенные в обоих типах разрезов, а для первой, третьей и пятой пачек это доломиты, мергели, известняки и брекчии карбонатные – в I типе, ангидриты, мергели, доломиты и известняки – во II типе. Мощность 50-120 м.

Тулаекская свита (D_3tl) в основании сложена перекристаллизованными кавернозными («серпуловыми») доломитами, а выше - известняками доломитистыми, иногда мелкодетритовыми и доломитами известковистыми. Мощность свиты до 90 м.

Фокинская свита (D_3fk)- это монотонная толща до 430 м неравномерно переслаивающихся глинистых доломитов, серо- и зеленоцветных мергелей, ангидритов, карбонатных и сульфатно-карбонатных брекчий. Спорадически в разрезе отмечаются красноцветные мергели, а в низах свиты – линзы галита.

Каменноугольная система

Каменноугольная система в Норильском районе представлена морскими отложениями нижнего отдела и лежащими на них с угловым несогласием лагунно-континентальными и терригенно-угленосными образованиями среднего-верхнего отделов; с последних начинается разрез отложений «тунгусской серии» (C_2-P_2).

Ханельбиринская свита (C_1hn) представлена серыми и темно-серыми слабо битуминозными органогенно- детритовыми известняками с линзами и желваками кремней. Мощность до 40 м.

Серебрянская свита (C_1sr) сложена серыми, темно-серыми доломитовыми известняками, известняками, известковистыми доломитами. Мощность свиты 9-40 м.

Тундринская свита (C_1tn) – гипс-ангидриты с прослоями и линзами серых и пестроцветных доломитов, мергелей, известняково-доломитовых брекчий, известняков с линзами и стяженьями кремней. Мощность свиты до 155 м в р-не оз. Пясино.

Каменноугольно-пермская системы нерасчлененные

Тунгусская серия (C_2-P_2). Отложения тунгусской серии объединяют достаточно мощную толщу верхнепалеозойских угленосных отложений с угловым и стратиграфическим несогласием залегающих на палеозойских морских образованиях (от верхнего девона на западе и северо-западе площади до ордовика на востоке) и подстилающую вулканогенно-осадочный комплекс пермо-триаса. Это лагунно-континентальные угленосные породы, представленные песчаниками, сланцами, алевролитами, аргиллитами, пластами каменного угля. В общем плане в этом же направлении происходит сокращение мощности угленосной толщи от 380 и до 60 м. Сокращение мощности происходит скачкообразно на участках флексурных

перегибов (черт. 13) (Далдыканская, Усть-Ергалахская и Восточно-Ергалахские флексурные складки) (рис. 2.4). На дневную поверхность породы тунгусской серии выходят вдоль северных и восточных склонов Норильского плато, перекрываются вулканогенными образованиями пермо-триаса. Граница с последними обычно несогласная, но иногда отмечаются постепенные переходы (скв. ПЕ-77, ПЕ-98). По совокупности органических остатков и вещественному составу образования серии подразделяются на 6 свит: адылканскую и талнахскую, объединяемые по степени угленасыщенности в слабоугленосную толщу, и далдыканскую, шмидтинскую, кайерканскую, амбарнинскую – угленосную толщу.

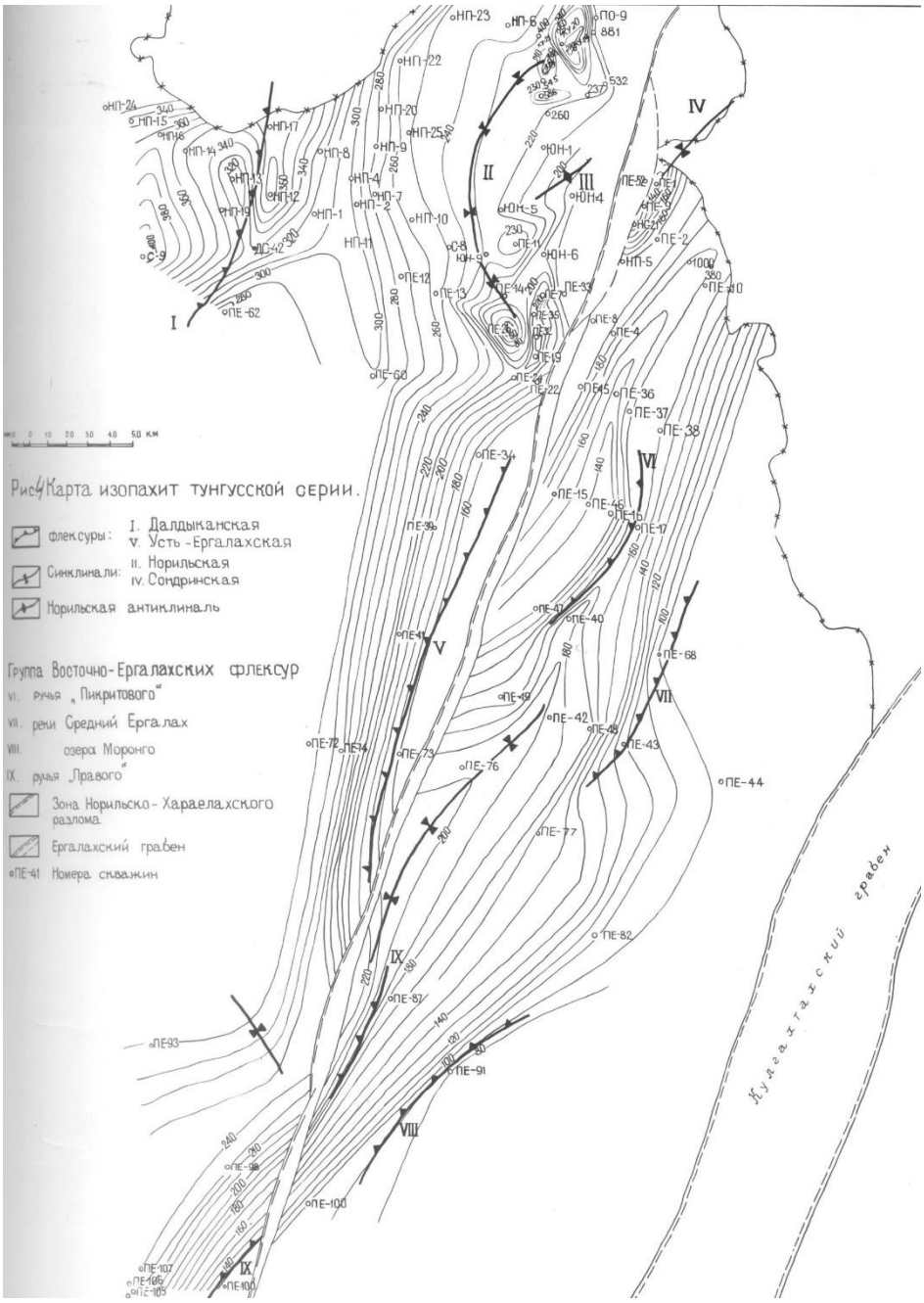


Рис. 2.4. Схема изопахит тунгусской серии в НРУ.

Адылканская свита ($C_{2\text{-}3}$ad) представлена тонкоритмичным переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников, известковистых и углистых алевролитов, аргиллитов; маломощные прослои и линзы конгломератов, известняков, известковистых конкреций и единичные прослои, и линзы каменных углей. Мощность свиты от 70 м в пределах Норильско-Хараелахского мегапрогиба до полного выклинивания ее в борта Хантайско-Рыбнинского вала.

Талнахская свита (P_1t) сложена разнозернистыми песчаниками с угловатыми обломками и окатышами глинисто-алевритовых пород. Характерно линзовидно-полосчатое чередование алевролитов, маломощные пропластки угля и преимущественно сульфидные и известковые конкреции, а также биотурбации за счет илоедов. Мощность свиты до 80 м.

Далдыканская свита (P_1dl) венчает разрез нижнепермских отложений и является нижним горизонтом угленосной толщи тунгусской серии. В основании свиты присутствует пачка разнозернистых полимиктовых песчаников, которые по разрезу сменяются ритмичным чередованием алевролитов, аргиллитов, углистых пород, пластов угля и углистых пропластков. Обычно в разрезе свиты присутствуют 1-2 пласта угля рабочей мощности. Мощность свиты до 65 м.

Шмидтинская свита (P_2sm) представлена преимущественно пачками разнозернистых полимиктовых песчаников, иногда с линзами гравелитов, конгломератов и пластами угля, в том числе мощными (10-12 м) сложного строения. Мощность 120-150м.

Кайерканская свита (P_2kr) наиболее угленасыщенная и грубозернистая часть разреза Тунгусской серии. Сложена мощными пачками песчаников, алевролитов, аргиллитов, их углистых разностей; с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов, пластами каменных углей. Отложения свиты (мощность до 90 м) могут полностью выклиниваться в прибортовых частях локальных структур или уничтожаться последующим размывом.

Амбарнинская свита (P_2am). В основании свиты обычно присутствуют средне-грубозернистые полимиктовые и олигомиктовые косослоистые песчаники с тонкими (до 0,2 м) линзами гравелитов и конгломератов, редкой галькой кремнистых, глинисто-алевритовых и углистых пород, обломками сидеритизированной древесины, крупным растительным детритом. Верхняя часть разреза представлена неслоистыми алевролитами и аргиллитами, часто с комковатой текстурой, скоплениями сферолитов сидерита, часто с примесью вулканогенного материал алевритовой и песчаной размерности. Изредка встречаются алевропелитовые туфы и туффиты с угловатыми включениями обломков эффузивов, которые чередуются с разнозернистыми косослоистыми туфопесчаниками.

Мощность свиты изменяется от 0 до 50 м, составляя в среднем 16 м, а мощность всей тунгусской серии – от 20 до 500 м при средней для Норильского района – 260 м.

Верхняя пермь - нижний триас нерасчлененные

Туфолавовая толща (P_2-T_1). Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхней перми – нижнего триаса широко распространены в пределах плато Норильского, Хараелахского и Сыверма. Залегая со стратиграфическим несогласием на отложениях Тунгусской серии, они представлены лавами базальтоидного ряда, разделенными горизонтами туфов и туффитов, изучение которых произведено как по керну буровых скважин, так и в естественных обнажениях, формирующих рельеф упомянутых плато.

По вещественному составу и структурным особенностям в разрезе туфолавовой толщи Норильского района снизу вверх выделяются позднепермская

ивакинская и раннетриасовые сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская, надеждинская, моронговская, мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская свиты, общая мощность отложений которых достигает 4000 м.

Ивакинская свита (P_2iv) мощностью 0–180 м сложена комплексом пород: трахибазальтами (титан-авгитовыми базальтами), андезитобазальтами («лабродоровые» базальты) и «двуполевошпатовыми» базальтами (рис. 2.5). Отмечаются маломощные горизонты туфов, иногда прослои каменного угля и углистых аргиллитов.

Базальты титан-авгитовые залегают на туфогенных породах или непосредственно на осадочных образованиях тунгусской серии. Это мелкозернистые полнокристаллические породы темно-серого цвета, часто со слабо фиолетовым или зеленоватым оттенком. Структура базальтов пойкилоофитовая и долеритовая, текстура мелкогорошчатая. Максимальная мощность титан-авгитовых базальтов отмечается в северной и центральной части Норильской мульды, по направлению на юго-восток (восточный борт мульды) установлено постепенное ее уменьшение до 12 м. Лабрадоровые базальты представляют собой породы темно-серого цвета тонкозернистые с хорошо различимыми вкрапленниками плагиоклаза игольчатой формы. Структура пород порфировая с интерсертальной и микродолеритовой структурой основной массы. Плагиоклаз составляет 60–70%, пироксен – 15–30%, рудные 2–5%. Эти базальты залегают на туфах, туффитах или непосредственно на титан-авгитовых базальтах. Максимальная мощность (60 м) установлена в северной части Норильской мульды, на юго- востоке, широта среднего течения р. Средний Ергалах, они постепенно исчезают из разреза. Двуполевошпатовые базальты прослеживаются повсеместно. Базальты темно-серые с тонкозернистой основной массой, с вкрапленниками плагиоклаза таблитчатой, прямоугольной и игольчатой форм размером 1,5 на 2 мм, залегают на туффитах, углистых аргиллитах, каменных углях («пласт заметный», мощностью 0,5–1,5 м), реже на лабрадорских базальтах. Мощность этого горизонта базальтов составляет 20–50 м.

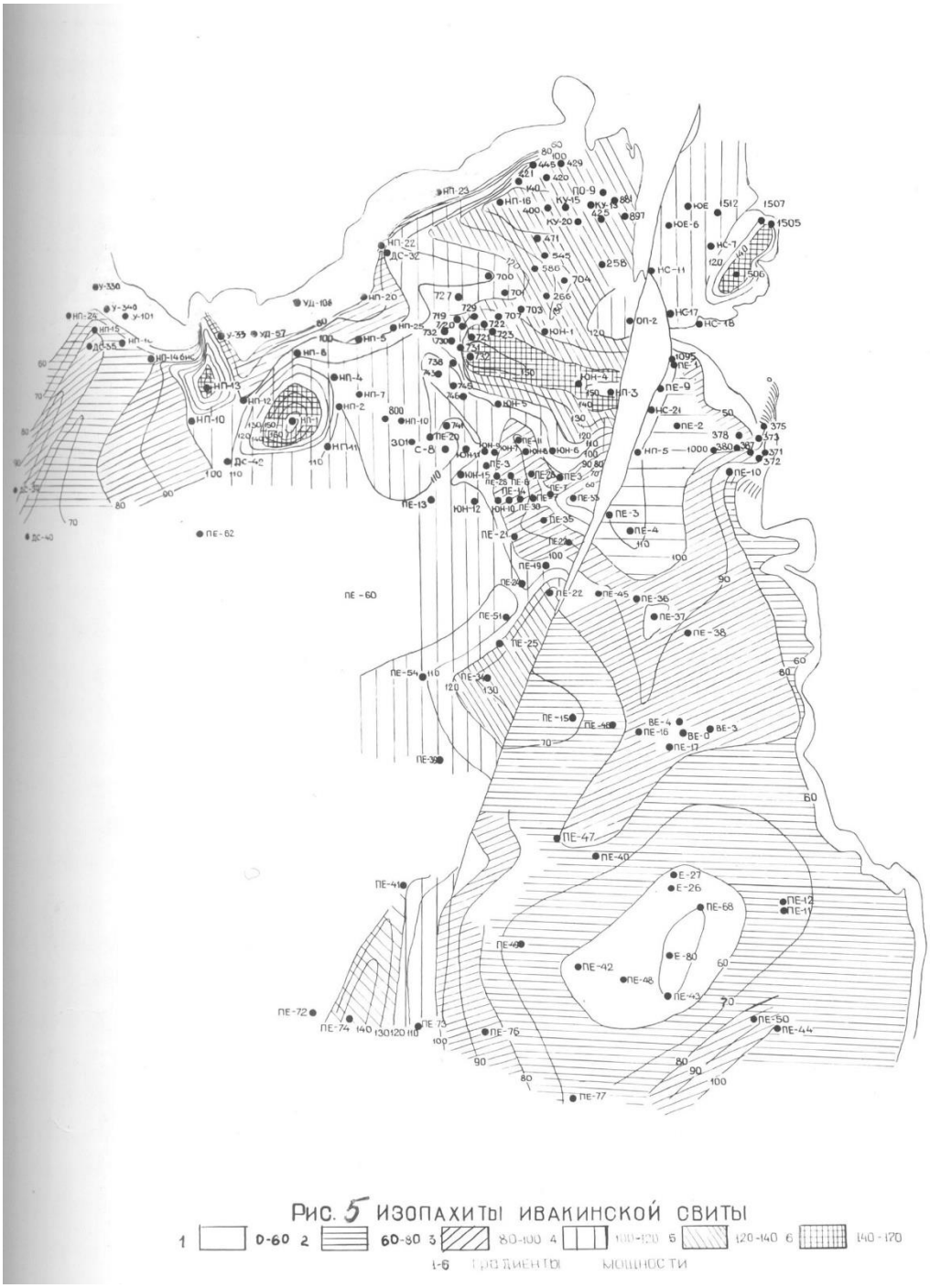


Рис. 2.5 Изопахиты ивакинской свиты.

Сыверминская свита (T_1sv) представлена однородной пачкой толеитовых, пойкилоофитовых базальтов; в основании невыдержанный горизонт туффитов. Мощность до 200 м.

Гудчихинская свита (T_1gd). Сложена порфировыми, гломеропорфировыми, пикритовыми базальтами с мелкими горизонтами туфов, туфогенно-осадочных пород. Мощность 30-250 м.

Хаканчанская свита (T_1hk). Распространена на всей территории северо-запада Сибирской платформы. Представлена алевропсаммитовыми туфами и туффитами, туфобрекчиями с горизонтами туффитов и редкими потоками базальтов. Мощность свиты в Норильском районе колеблется от 12 до 20 м, редко достигая 100-150 м (район р. Фокиной, оз. Лама).

Туклонская свита (T_1tk) сложена пойкилоофитовыми, толеитовыми базальтами с редкими мелкими прослоями туфов и туфопесчаников. Мощность 0-250 м.

Надеждинская свита (T_1nd) представлена порфировыми, гломеропорфировыми, полифировыми, реже толеитовыми и пойкилоофитовыми базальтами с редкими маломощными слоями туфогенно-осадочных и вулканокластических пород. Мощность свиты от 575 м (Норильская, Вологочанская мульды) до 150 м (северо-восток Хараелахской мульды).

Моронговская свита (T_1mr) сложена афировыми, пойкилоофитовыми, порфировыми и гломеропорфировыми базальтами, разнообломочными туфами, туфогенно-осадочными породами, в том числе туфобрекчиями, тефроидами, туффитами, редко анкаромитовыми базальтами. Мощность свиты 350 - 450 м.

Мокулаевская свита (T_1mk) представлена порфировыми, гломеропорфировыми, олигогломеропорфировыми и пойкилоофитовыми базальтами с редкими маломощными горизонтами туфогенных пород. Мощность 400-600 м.

Хараелахская свита (T_1hr) сложена плагиофировыми, гломеропорфировыми, пойкилоофитовыми и афировыми базальтами, с многочисленными горизонтами туфогенных пород, подстилающими в некоторых разрезах каждый поток. Мощность свиты 520 – 600 м.

Кумгинская свита (T_1km) представлена гломеропорфировыми базальтами, 6 – 12 покровов. Мощность 160 – 200 м.

Самоедская свита (T_1sm) сложена плагиофировыми, афировыми, реже пойкилоофитовыми и гломеропорфировыми базальтами с многочисленными быстро выклинивающимися горизонтами туфогенных пород. Мощность до 680 м.

Юрско-меловые отложения

Область развития юрских и меловых отложений с запада и севера обрамляют площадь Норильской серии листов где, по данным сейсмики, их мощность превышает 4000 м. В тектоническом отношении это единый мезокайнозойский Енисей-Ленский прогиб, окаймляющий с севера Сибирскую платформу. На западе он смыкается с Западно-Сибирской плитой, на востоке – переходит в Предверхоянский прогиб, а на севере граничит с позднепалеозойскими-раннемезозойскими структурами Таймырской складчатой области.

Юрско-меловые отложения изучены исключительно по керну буровых скважин, так как повсюду перекрыты четвертичными образованиями. Сложены песчаниками, песками, алевритами и глинами с прослоями углефицированных аргиллитов, карбонатных и железистых стяжений.

Максимальная вскрытая мощность 990 м (скв. ССВ-18, северо-запад Вологочанской мульды).

Четвертичная система

Четвертичные отложения подразделены только на региональные стратиграфические подразделения-горизонты.

Муруктинский горизонт ($Q_{III}m$). Представлен ледниковыми, флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями. В ледниковых отложениях выделяются несколько генетических типов: краевые, основные и абляционные морены. Они сложены темно-серыми суглинками, супесями с гравием, галькой и валунами. Флювиогляциальные отложения характеризуются супесями, глинами с галькой, валунами. Озерно-ледниковые включают ленточные глины и тонкозернистые пески с характерными карбонатными стяжениями. Мощность отложений достигает 100 м.

Каргинский горизонт ($Q_{III}kr$) представлен озерными образованиями – темно-серыми, серыми и светло-серыми песками, темно-серыми и зеленоватыми плотными тонкослойными глинами с древесными остатками-ветками, стволами. Мощность неполная -5 м.

Сартанский горизонт ($Q_{III}sr$). Состоит из ледниковых, флювиогляциальных, озерно-ледниковых отложений и пролювиальных образований эпохи дегляциации ледника. Толща сложно построена и сложена линзовидными телами валунных суглинков и различных валунно-галечных образований, песков, глин, в том числе ленточных.

Пролювиальные отложения образовались в результате спуска предледниковых озер с образованием конусов выноса и представлены промытыми валунно-галечными и гравийными песками.

Мощность отложений сартанского горизонта 20 – 100 м.

Голоценовое звено (Q_{IV}) представлено речными, пойменной и русловой фациями, болотными и техногенными осадками. Каждый генетический тип имеет свой комплекс отложений, включающий пески, галечники, валунники, супеси, глины, илы, торф. Техногенные образования состоят из щебнисто-глинистых отвалов рудников и карьеров, шлаков от теплоэлектростанций, алевритистых пород-отвалов обогатительных фабрик. Мощность отложений от 10 до 35 м.

2.4. Эпохи рудного магматизма

Платобазальтовые интрузии НМП включают крупнейшие в мире медно-никелевые месторождения. Платобазальтовый (flood basalt) магматизм проявился, начиная с позднего протерозоя. Платобазальтовые провинции занимают огромные площади в разных регионах мира. Однако, кроме Норильской провинции, крупные по ресурсам, но непромышленные (из-за низких содержаний металлов) месторождения известны лишь в провинции Озера Верхнее в Северной Америке. Большинство платобазальтовых провинций мира не несет не только месторождений, но и существенных рудопроявлений. На Сибирской платформе за пределами Норильского района известны многие десятки рудопроявлений, но их

параметры далеки от промышленных объектов. Согласно реконструкции В.Л. Масайтиса (1983), Сибирский платобазальтовый и ассоциирующий магматизм пермо-триасового возраста охватывал площадь около 7 млн. км^2 (рис. 2.4).



Рис. 2.4. Реконструкция площади развития Сибирских платобазальтов (по В.Л. Масайтису, 1983, с упрощением).

На территории Сибирской платформы выделяются четыре провинции, где разрезы вулканической толщи существенно различаются по мощности, фациальному составу и составу пород – Норильский, Маймеча-Котуйский, Путоранский и Нижнетунгусский. В двух первых районах мощность вулканических образований вместе с комагматичными интрузиями составляет около 4000 м. Все эти

породы (кроме болгохтохских гранитоидов) были сформированы в течение полутора миллионов лет, в период от 251,7±0,5 до 250,2±0,3 млн. лет назад (Kamo et al., 2003).

Породы состоят из туфогенной пачки, зеленокаменных измененных и относительно свежих базальтов, которые, как правило, разделяются прослоями туфов. Это же относится и к отдельным покровам. В Центрально-Тунгусском регионе базальтовая толща, перекрывающая туфогенную толщу, представлена в основном низкокалиевыми толеитовыми базальтами, только в редких случаях (плато Путорана) встречаются трахибазальты. Северо-Западный регион, характеризующийся максимальной мощностью вулканитов, сложен базальтами различного

состава от пикритобазальтов до субщелочных разновидностей. Наиболее

разнообразный состав пород наблюдается в Северо-Восточном регионе, особенно в

Маймеча-Котуйской провинции. Здесь проявлены различные типы эффузивных пород

- от щелочных до ультраосновных. Собственно, базальты играют подчиненную

роль. Самой изученной является НМП, где, благодаря разведочным

работам на медно-никелевые руды, пробурено большое количество скважин,

вскрывших вулканогенную толщу на всю мощность. Для каждой из провинций была

разработана стратиграфическая схема с собственным названием свит (Магнезиальные базиты..., 1984). В настоящее время наиболее общепринятой является сводная схема корреляции (рис. 2.5). Следует отметить, что на данной схеме сопоставляется стратиграфия разрезов четырех наиболее изученных провинций. В обобщенной

стратиграфической колонке выделятся, как минимум, шесть циклов магматической

активности. Особенности лавовых толщ каждого из регионов будут рассмотрены

ниже. Предварительно отметим следующее. Продукты магматизма 1-3 циклов представлены

глубоко дифференцированной серией базальтов, которые имеют переменный

состав, как по основности, так и по щелочности и слагаются породами от пик-

рито - до субщелочных и, даже, щелочных базальтов. Они распространены лишь на

северо-западе и севере Тунгусской синеклизы. Вулканиты 4-5 цикла представлены в

основном низкокалиевыми толеитами недифференцированной серии и распространены

широко на всей территории базальтового плато. Породы шестого цикла, представленные

преимущественно щелочньми вулканитами, проявлены только в пределах Маймеча-Котуйского региона, где рассмотрена только одна свита - онкучанская, которая слагается низкокалиевыми толеитами.

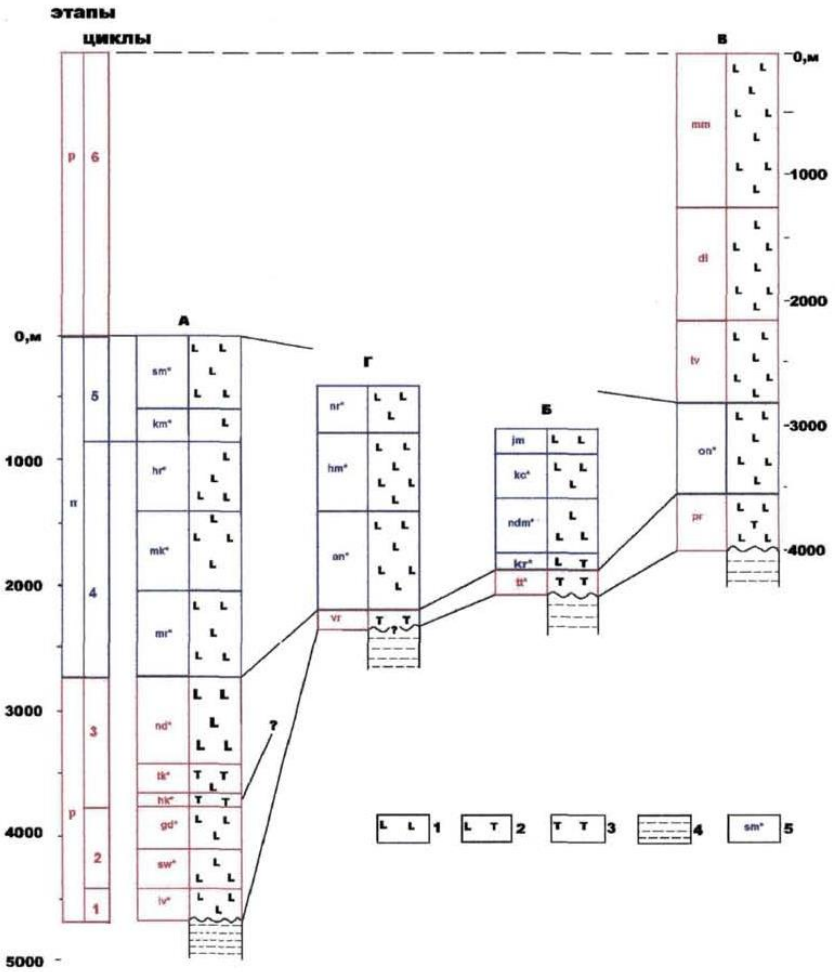


Рис. 1.4. Корреляция лавовых свит для разрезов туфолавовой толщи различных частей Тунгусской синеклизы (Альмухамедов и др., 1999)
1 – преимущественно лавы различного состава; 2 – перемежаемость лав и туфов; 3 – преимущественно туфы, туффиты, реже лавы; 4 – палеозойские (C_2-P_2) осадочные отложения чехла Сибирской платформы; 5 – свиты туфолавовой толщи (снизу-вверх): А – Северо-Западный регион: iv –ивакинская, sw – сыверминская, gd – гудчихинская, hk – хаканчанская, tk – туклонская, nd – надеждинская, mr – моронговская, mk – мокулаевская, hr – хараелахская, km – кумгинская, sm – самоедская; Б, Г – Центрально-Тунгусский регион (Б - среднее течение р. Н. Тунгуска, Г – плато Путорана): tt – туточанская, kr – корвунчанская, ndm – нидымская, kč – кочечумская, jm – ямбуканская, vr – водораздельная, an – аянская, hm – хоннамакитская, nr – нераркарская; В – Маймеча-Котуйский регион: pb – правобоярская, on – онкучанская, tv – туванкитская, dl – дельканская, mm – маймечинская.
Звездочкой отмечены свиты, где проводилось детальное опробование

Рис. 2.5. Корреляция лавовых свит для разрезов туфолавовой толщи различнох частей Тунгусской синеклизы (по А.И. Альмухамедову и др. [Альмухамедов А.И., Васильев Ю.Р., Медведев А.Я. Низкокалиевые базальты Маймеча-Котуйской провинции и их возможное

геодинамическое положение // Докл. РАН. – 1999. – Т. 363. - №. – С. 507-510; Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. -1999. - Т40. - №11. - С. 1575-1587], с дополнениями). А – Норильская металлогеническая провинция

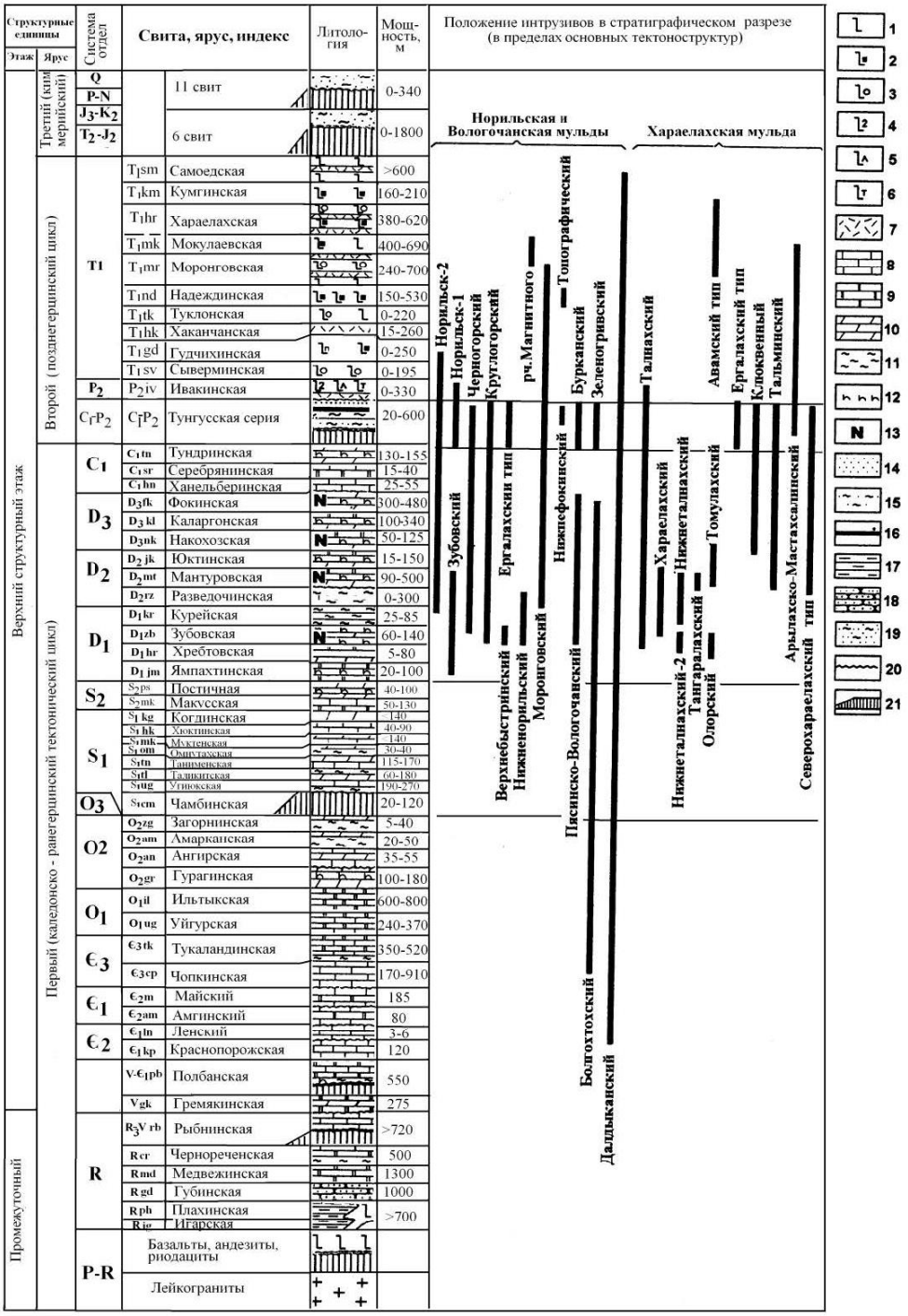
В пределах Енисей-Хатангской палеорифтовой зоны установлены субщелочные, пикритовые наиболее примитивные в районе мантийные расплавы, а также сильно обогащенные толеитовые базальты. Конец рифтогенного этапа совпал с началом развития основного траппового толеитового магматизма, центр которого располагался к востоку от Норильского района. Таким образом, в ранне-надеждинское время существовало одновременно два очага – на западе и востоке территории, продукты которых чередуются в разрезах туфо-лавовой толщи в районе Хантайско-Рыбнинского вала. Рудоносные интрузивы норильского комплекса были сформированы в после-надеждинское время в результате самостоятельного магматического импульса, что продемонстрировано на примере взаимоотношений Южно-Масловского интрузива с лавами, а также путем сопоставления геохимических особенностей эффузивов и интрузивов (табл. 2.1). На примере детального изучения контактовых зон Масловского и ЮЗ ветви Талнахского интрузивов (их петрографии, геохимии, включая редкие и радиогенные элементы, а также изотопы серы) продемонстрировано, что процессы ассимиляции либо были развиты в узких зонах, либо отсутствовали и на рудообразование не влияли.

Развитие магматизма Норильской провинции можно связывать с эволюцией трёх разноглубинных мантийных источников расплавов. С верхним (астеносферным) связано формирование недифференцированных траппов, с промежуточным по глубинности – дифференцированных трапповых ассоциаций и с наиболее глубинным – магматитов, отвечающих формационному ряду субщелочных базальтоидов и габброидов.

Проявления магматизма охватило огромные территории Сибирской платформы и частично прилегающих областей (Бырранга, Енисейский кряж, южное обрамление Сибирской платформы, Верхоянская складчатая система и др.).

Таблица 2.1

Схема структурно-геологического строения Норильского района и положение гипербазит-базитовых интрузивов в стратиграфическом разрезе (по В.А. Люлько и др., 1994, с изменениями) *



**Примечание. 1 – 6 – базальты: 1 – порфировые; 2 – гломеропорфировые; 3 – толеитовые; 4 – двуплагиоклазовые; 5 – лабродоровые; 6 – титанавгитовые; 7 – пирокласты; 8 – известняки; 9 – доломиты; 10 – мергели; 11 – аргиллиты; 12 – ангидриты; 13 – каменная соль; 14 – песчаники; 15 – алевролиты; 16 – угли; 17 – сланцы; 18 – кварцитовые песчаники; 19 – рыхлые отложения; 20 – размывы; 21 – перерывы.*

Вероятно, что верхняя граница области плавления находилась ниже нижней границы гранитного слоя, поэтому образовавшиеся расплавы имели весьма однородный состав. Их относительно быстрый подъем по многочисленным расколам исключал возможность плавления гранитной части сиаля, что объясняет отсутствие связанных с траппами магматических пород более кислых, чем обычные долериты и базальты. Такая особенность траппов в области их максимального распространения на Сибирской платформе (преимущественно Тунгусская синеклиза) может объясняться также относительно меньшей мощностью гранитной коры под синеклизой и относительно большей мощностью базальтового слоя по сравнению с другими районами платформы. Нигде на платформе траппы не достигают такого мощного развития, как на территории Тунгусской синеклизы.

В различных районах западной части платформы в виду неоднородности структурных условий проявления магматизма начались не везде одновременно, а процесс излияния траппов различен. Так, например, в Норильском районе, вблизи границы платформы, трапповый магматизм начался в ранней перми, причём выбросы туфов были незначительными, а в поздней перми уже начали изливаться лавы. В более южных районах (бассейны рек Курейка, Северная, Нижняя Тунгуска) излияния лав начались в раннем триасе, при этом им также предшествовали выбросы туфов в начале раннего триаса и отчасти в поздней перми (Старицкий, 1959). К югу от Нижней Тунгуски излияния лав были весьма незначительны или отсутствовали, причем мощность туфогенной толщи здесь также сокращается.

Характер интрузивной фации траппов различен в разных структурных зонах. Относительная краткость периода внедрения и излияния траппов, укладывающегося в основном в период раннего триаса, объясняет отсутствие значительной их дифференциации на глубине, которая могла происходить только в более длительно существовавших абиссальных магматических очагах.

Интенсивное растрескивание фундамента и осадочного чехла платформы с образованием открытых трещин уместно рассматривать как результат общего поднятия территории, обусловленного глубинным процессом расширения и плавления подкорового субстрата. Переход от относительного опускания к относительному поднятию выявляется из анализа осадочных формаций среднего и верхнего палеозоя. Таким образом, проявление траппового магматизма закономерно увязывается с историей геологического развития платформы.

Базальтовая магма не образовывала единого магматического бассейна или гигантского очага под всей территорией платформы. Вполне вероятно, что существовали локальные участки или зоны плавления, связанные между собой общностью условий. Проникновение магмы в верхние горизонты происходило по многочисленным трещинам и расколам, группировавшимся в определенные зоны на стыках крупных платформенных структур и вдоль северной и западной окраин платформы. Региональные зоны разломов в фундаменте платформы возникали,

очевидно, на стыке отдельных крупных глыб фундамента, обладавших относительными векторами движения разного знака, результатом чего стало образование, синеклиз, прогибов и антеклиз.

Предполагается, что выбросы туфов в начальные стадии вулканизма происходили не только из вулканов центрального типа, но и из относительно небольших узких трещин. Такие тектонические трещины, заполненные интрузивными туфами с примесью обломков осадочных пород, в большом количестве встречаются в бассейне среднего течения реки Курейки (р. Деген и др.). Учитывая резкое замещение туфов лавами на юной и западной окраине лавового плато платформы, можно считать, что на севере платформы сквозные трещины существовали уже тогда, когда в более южных областях имела место взрывная вулканическая деятельность (Старицкий, 1959). Это подчеркивает различие условий на разных участках платформы в период проявления траппового магматизма.

Различия сказались также на распределении и, вероятно, составе трапповых тел, внедрившихся на заключительных этапах магматизма. Так, данные, полученные в результате изучения тектоники и магматизма различных районов платформы (включая бассейны Вилюя, Нижней и Подкаменной Тунгусок), показывают, что системы разломов, используемые магмой в заключительные стадии, приурочены в основном к границам платформенных структур второго порядка – валам, поднятим, мульдам, флексурам. Эти разломы отражают направление глубинных структур фундамента, определяющих план структур второго порядка в осадочном чехле. В заключительные фазы магматизма только по этим зонам еще продолжаются тектонические движения, образуются сбросы и другие разломы и по ним внедряется магма, формирующая интрузии.

На заключительных фазах магматизма в эти зоны разломов и дробления внедрилась более дифференцированная магма, богатая летучими компонентами. Следовательно, в пределах этих локальных зон на глубине имела место абиссальная дифференциация. Зоны разломов и дробления, в пределах которых имело место многофазное внедрение интрузий, отличающихся по составу и форме, можно рассматривать как очаговые области, в которых на глубине сохранялся на определенный отрезок времени активный магматический очаг (Старицкий, 1959).

Наиболее распространенными являются интрузии со слабо проявленной дифференциацией. При сильной дифференциации имеют место два её типа, иллюстрируемые породами Аламджанской интрузии (с феррогаббро, щелочными габбро и альбититами) и Норильской интрузий (с габбро-пегматитами, гранодиоритами и гранитоидными гибридными породами). Сильная дифференциация более четко проявлена в интрузиях, образовавшихся из магм, обогащенных летучими компонентами. Месторождения меди и никеля в большинстве случаев приурочены именно к дифференцированным интрузиям, обогащенным летучими компонентами. Явления контактового метаморфизма обычно незначительны для недифференцированных интрузий и весьма интенсивны

в контактах дифференцированных. Зоны сильно переработанных гидротермально-метасоматическими процессами пород часто приурочены именно к дифференцированным интрузиям.

Накопившийся большой объем фактического геологического материала предоставил возможность взглянуть на последовательность и количество фаз по-новому. Так, например, во второй половине прошлого столетия Ю.Г. Старицкий (1959 г.), М.Л. Лурье (1955 г., 1960 г.) и другие геологи, выделяли уже пять фаз траппового магматизма, с каждой из которых связывалось образование несколько типов пород (интрузивных, лавовых, туфовых). Была предложена следующая пятифазная (по последовательности внедрения) схема магматизма территории (Старицкий, 1959).

Первая фаза магматизма (дотуфовая) на Сибирской платформе проявлена относительно слабо в виде незначительных выбросов туфов и маломощных пластовых интрузий, сопровождающих эти туфы, а также небольшого количества секущих интрузий и лавовых излияний. Эта фаза, незначительная по объему, относится к перми и наиболее отчетливо устанавливается на северо-западе платформы. Среди интрузий этой фазы наряду с недифференцированными встречаются слабо дифференцированные (субщелочные) траппы. В первой интрузивной фазе (пермского возраста), соответствующей первой (дотуфовой) стадии магматизма, Ю.Г. Старицким выделялось два комплекса субщелочных интрузий: ергалахский и чалбышевский. Впоследствии к первой фазе был отнесен также пясинский комплекс.

Вторая фаза (туфовая и интрузивная) наиболее мощна по своему проявлению. Она начинается в поздней перми и наиболее интенсивно проявлена в раннем триасе. С этой фазой связано образование всей толщи туфов и основной части мощных пластовых тел нормальных траппов (относительно слабо дифференцированных), сопровождающих туфовые выбросы. Вторая интрузивная фаза (позднепермского-раннетриасового возраста), соответствующая самому начальному этапу второй (туфовой) фазы магматизма, также незначительна по масштабам проявления, известна в основном на северо-западе Сибирской платформы и представлена (по Ю.Г. Старицкому) двумя комплексами: летнинским и тымерским.

Третья фаза (лавовая и интрузивная) по времени четко относится к раннему триасу. Лавы перекрывают туфовые отложения, поэтому их возрастная последовательность не вызывает сомнений. С этой фазой кроме лав связано также относительно небольшое количество интрузий, представляющих собой «как бы не излившиеся на поверхность лавы». Третья интрузивная фаза (также раннетриасовая), по мнению того же автора, соответствует в основном третьей (туфовой, отчасти – лавовой) фазе магматизма и представлена образованиями четырех комплексов, довольно однообразных по составу интрузий. Это комплексы: катангский, ангарский, амовский, ногинский. Впоследствии к третьей фазе был отнесен также огонерский комплекс.

Четвертая фаза (послелавовая, раннетриасовая) характеризуется появлением сильно дифференцированных интрузий, богатых летучими компонентами. Практически все известные медно-никелевые месторождения связаны с интрузиями четвертой фазы. К четвертой интрузивной фазе, соответствующей четвертой (послелавовой, раннетриасовой) фазе магматизма Ю.Г. Старицким были отнесены комплексы: тычанский, кузьмовский, норильский. Все они резко различаются между собой по геологическим и петрохимическим особенностям. Впоследствии к четвертой фазе были отнесены также курейский, моронговский, фокинский комплексы, в различной степени дифференцированные, а также далдыканский комплекс (весьма схожий с огонерским), не типичный для перечисленного ряда достаточно хорошо дифференцированных интрузий.

Пятая фаза (послелавовая заключительная, ранний триас) характеризуется внедрением слабо дифференцированных итрузий нормального ряда. В пятой интрузивной фазе (послелавовой заключительной, ранний триас) тем же автором было выделено два комплекса: туринский и агатский. К пятой фазе также можно условно отнести, либо (и это даже предпочтительно) выделить заключительную ультращелочную-карбонатитовую фазу среднего – позднего триаса) чадобецкий, хушминский, далбыхский и харамайский комплексы окраинных частей Сибирской платформы (а также маймеча-котуйский и некоторые другие), при этом все эти комплексы весьма существенно отличаются от двух комплексов собственно пятой фазы своей щелочноземельной, редкометальной или карбонатитовой специализацией.

Эти пять фаз магматизма территории не вполне соответствовали пяти выделявшимся на характеризуемой территории основным интрузивным фазам (Старицкий, 1959). В последние годы пятифазная схема интрузивного магматизма, предложенная геологами школы ВСЕГЕИ (Ю.Г. Старицким, М.Л. Лурье и другими), стала менее востребованной, как в свое время, ушла со сцены и трехфазная схема Обручева-Соболева.

Поскольку определение принадлежности и отнесение выделяемых в последние десятилетия все новых и новых интрузивных комплексов к той или иной фазе часто является достаточно затруднительным, геологи прагматично отказались от использовавшейся ранее систематизации интрузий по пяти фазам. В современной практике ГРР (в том числе и при разработке легенд к различным сериям листов) специалисты ограничиваются, как правило, указанием принадлежности той или иной интрузии к определенному комплексу, с указанием его возраста и типовых характеристик, к наиболее важным из которых относятся степень дифференциации и геохимическая (металлогеническая) специализация.

Наиболее актуальной схемой оценки перспективности габбродолеритовых интрузий в отношении меди и никеля, является степень их дифференциации. Поэтому характеристика интрузивных комплексов территории выполнена в обычном порядке их возрастной последовательности, которая, следует отметить, не

всегда достаточно однозначна. Согласно систематике ВСЕГЕИ интрузивные комплексы территории группируются по возрасту (последовательности внедрения) и основным фазам интрузивного магматизма следующим образом:

- первая фаза (поздняя пермь) - ергалахский, пясинский, чалбышевский;
- вторая фаза (поздняя пермь - ранний триас) – летнинский, тымерский;
- третья фаза (ранний триас) – катангский, ангарский, ногинский, амовский;
- четвертая фаза (ранний триас) – тычанский, кузьмовский, курейский, норильский;
- пятая фаза (ранний триас) – туринский, агатский;
- заключительная фаза (средний – поздний триас) – хушминский (на соседних площадях – маймеча–котуйский, чадобецкий и т.д.).

С долей условности комплексы одной и той же фазы являются друг для друга приблизительными аналогами, локализованными большей частью в пределах смежных участков, различающихся по структурно-тектоническим и формационным особенностям. Распространие интрузивных комплексов в пределах характеризуемой площади показано на Схеме интрузивного магматизма (рис. 2.4).

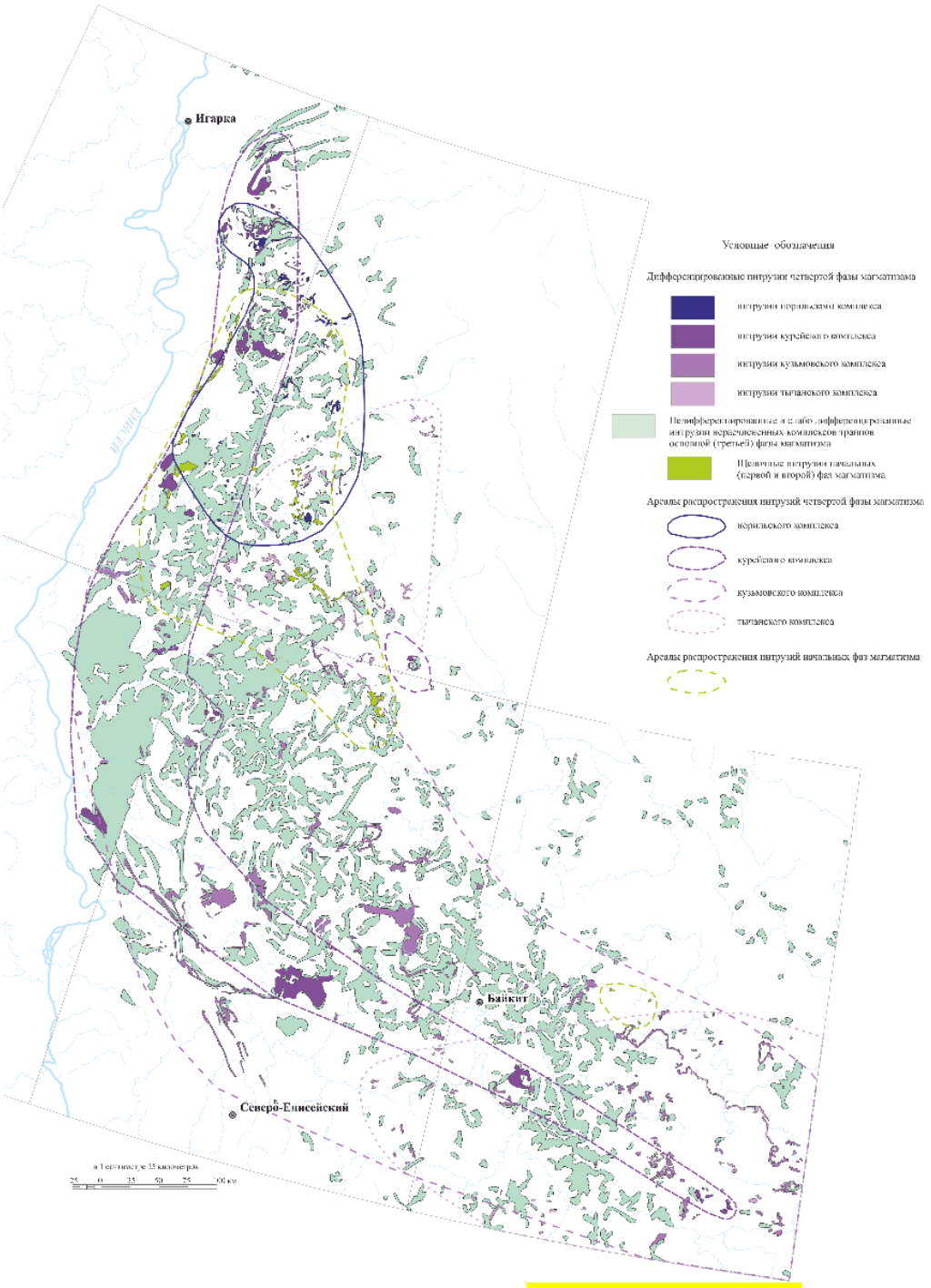


Рис. 2.4. Схема развития интрузивного магматизма в южной части провинции. Составлена с использованием геологических карт м-ба 1:1 000 000; материалов тематических работ: Лурье (1960), Варанда (1965), Котельникова (1980), Бронникова (1995), Кочнева-Первухова (2003).

Магматические породы Норильской провинции представлены преимущественно базальтами, базальтовыми туфами и интрузиями долеритов позднепермско-раннетриасовой трапповой формации (табл. 2.2). К этой же формации отнесены субщелочные и субультраосновные породы (трахидолериты, трахибазальты, пикритовые базальты, дифференцированные никеленосные интрузии), которые рассматриваются большинством исследователей как закономерные члены эволюционного ряда трапповых образований. Кроме того, в районе обнаружены граниты и сиениты (Болгохтохская интрузия по Комаровой, 1968), относящиеся к формации габбро-гранитных центральных интрузий, и дайки слюдяных лампрофиров неясной формационной принадлежности (Душаткин и др., 1981). Всё они объединяются в 8 ассоциаций.

Данные сравнительного геохимического анализа трёх магматических ассоциаций формационного ряда дифференцированных траппов (Федоренко и др., 1983) позволяют считать, что магматический материал ранней ассоциации (ивакинско-гудчихинской) не содержал несмесимой сульфидной жидкости, с которой связано формирование промышленных руд. Это согласовывается с положениями модели никеленосного магматизма А.П. Лихачева (1979 и др.), согласно которой выплавлению сульфидоносных магм должно предшествовать образование безсульфидных расплавов. Вторая ассоциация (хаканчанско-надеждинская), возможно, содержала сульфидную фазу в исходном расплаве, но эта фаза сегрегировалась и отсела в глубинных горизонтах земной коры.

В составе вулканической толщи выделяются 11 свит: ивакинская, сыверминская, гудчихинская, надеждинская, моронговская, мокулаевская, хаканчанская, туклонская, хараелахская, кумгинская, самоедская (табл. 2.3).

Таблица 2.2

Магматические ассоциации Норильского района и входящие в их состав интрузивные образования

Формационный ряд	Магматический комплекс	Время				
		поздняя пермь	ранний триас			средний триас
Дифференцированных траппов	Норильско-Хараелахский	Ивакинско-гудчихинская интрузивно-вулканическая ассоциация. Включает интрузивы ергадахского и фокинского типов	Хаканчанско-надеждинская интрузивно-вулканическая ассоциация. Включает интрузивы ирбинского типа.		Норильская интрузивная ассоциация. Интрузивы хромистой (норильско-талнахской) и малохромистой (нижнеталнахско-моронговской групп)	
Недифференцированных траппов	Путоранский			Моронговско-самоедская интрузивно-вулканическая ассоциация, включает интрузивы амбарнинского типа		Далдыканская интрузивная ассоциация (интрузивы далдыканского типа)
Субщелочных базальтов и габброидов	Хеттский			Юряхо-калтаминская вулканическая ассоциация	Северохараелахская интрузивная ассоциация (интрузивы северо-хараелахского типа)	Авамская интрузивная ассоциация (интрузивы авамского типа)

Таблица 2.3

Схема формационного расчленения трапповых образований Норильского района (по В.А. Люлько, 1975, с изменениями)

<table>
<tr><th rowspan="2">Этап</th><th rowspan="2">Цикл</th><th rowspan="2">Возраст свита</th><th colspan="4">Магматические комплексы</th></tr>
<tr><th>Эффузивные</th><th colspan="3">Интрузивные</th></tr>
<tr><td rowspan="11">Поздний</td><td rowspan="2">VI</td><td rowspan="2">T_2</td><td rowspan="2"></td><td colspan="3">Авамский интрузивный субвулканический комплекс трахидолеритов (дайки)
Далдыканский интрузивный комплекс оливинсодержащих и оливиновых долеритов (пластовые, секущие интрузии, дайки)</td></tr>
<tr><td>V</td><td>T_{1-2}</td><td colspan="3">Моронговский комплекс базит-гипербазитовых интрузий, дифференцированных от пикритов (троктолитов) до безоливиновых кварцевых долеритов</td></tr>
<tr><td rowspan="4">IV</td><td>T_1sm</td><td>Самоедский эффузивный базальтовый комплекс</td><td rowspan="6">Огонерский интрузивный комплекс оливинсодержащих и оливиновых долеритов, порфировидных анортитовых долеритов (силлы, секущие интрузии, дайки)</td><td rowspan="4">Фокинский комплекс базит-гипербазитовых интрузий, дифференцированных от пикритов до безоливиновых или кварцевых габбродолеритов</td><td></td></tr>
<tr><td>T_1km</td><td>Кумгинский эффузивный комплекс гломеропорфировых анортозитовых базальтов</td><td></td></tr>
<tr><td>T_1hr</td><td>Верхнехараелахский эффузивный базальтовый комплекс</td><td></td></tr>
<tr><td></td><td>Нижнехараелахский эффузивный базалтьтовый комплекс</td><td></td></tr>
<tr><td rowspan="5">III</td><td>T_1mk</td><td rowspan="2">Моронговско-мокулаевский эффузивный комплекс базальтов и туфов</td><td rowspan="3">Норильский комплекс базит-гипербазитовых интрузий, дифференцированных от пикритов до анортозитового габбро, габбро-диоритов</td></tr>
<tr><td>T_1mr</td></tr>
<tr><td>T_1nd</td><td rowspan="2">Туклонско-надеждинский эффузивный базальтовый комплекс</td></tr>
<tr><td>T_1tk</td><td rowspan="2">Средний</td></tr>
<tr><td>T_1hk</td><td>Хаканчанский эксплозивный комплекс базальтовых туфов, туфобрекчий и туфолав</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Ранний</td><td rowspan="3">II</td><td>T_1gd</td><td>Гудчихинский эффузивный комплекс пикритовых базальтов</td><td>Гудчихинский интрузивный (субвулканический) комплекс пикритовых порфиритов</td></tr>
<tr><td>T_1sv</td><td>Сыверминский эффузивный комплекс толеитовых и порфировых базальтов</td><td colspan="2"></td></tr>
<tr><td>P_2iv</td><td>Ивакинский эффузивный комплекс субщелочных титан-авгитовых базальтов, андезито-базальтов, "лабродоровых" и "двуполевошпатовых и их туфов"</td><td colspan="3">Пясинский интрузивный комплекс трахиандезитовых порфиритов (пластовые, секущие интрузии)
Ергалахский интрузивный комплекс трахидолеритов и субщелочных оливиновых долеритов (пластовые, секущие интрузии)</td></tr>
</table>

Норильская интрузивная ассоциация объединяет большинство дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузивов Норильского района (включая никеленосные), а также изотропные и слабо дифференцированные апофизы этих массивов. Интрузивы норильской ассоциации, будучи оторванными по возрасту от дифференцированных интрузивно-вулканических ассоциаций (ивакинско-гудчихинской и хаканчанско-надеждинской) сближаются с ними по характеру распространения и палеотектонического контроля (Федоренко, 1979). Все интрузивы норильской ассоциации приурочены только к северо-западной приенисейской части Сибирской платформы и контролируются линейными магмоактивными зонами северо-северо-восточного и северо-восточного простирания: Норильско-Хараелахской, Имангдинской, Северо-Хараелахской и, возможно, Пясинской.

Норильский интрузивный комплекс $(\omega\nu-\nu\delta)T_1nr$ объединяет ряд пространственно сближенных интрузивных тел, представленных дифференцированными никеленосными интрузиями норильского, зубовского и нижнеталнахского типа, а также слабодифференцированными интрузиями с лейкократовым габбро круглогорского типа, связанных между собой общностью происхождения и временем формирования из единого глубинного источника.

По положению интрузий в стратиграфическом разрезе (по наличию активных контактов со стратифицированными вулканогенными образованиями траппов) и особенностям петрохимии и геохимии эффузивной толщи, которую эти интрузии прорывают, предполагается, что интрузии норильского комплекса могли сформироваться от конца гудчихинского до конца надеждинского времени включительно. Каждый тип интрузии соответствует той или иной фазе становления сложного, многофазного норильского комплекса. Преимущественная форма интрузивных тел ранних фаз становления комплекса (круглогорский, нижнеталнахский тип) – это пластинообразная залежь небольшой (10 - 30м) мощности. В ее пределах выделяются локальные лентовидные раздувы мощности, вытянутые в плане на 10-15км и желобообразные или корытообразные в поперечном сечении (ширина 1-2км). Именно они представляются дифференцированным интрузивным телом норильского, зубовского или нижнеталнахского типа, тогда как не- или слабодифференцированная пластинообразная залежь воспринимается как апофиза.

Интрузии норильского типа $(\omega\nu-\nu\delta)T_{1nr}^{nr}$ слагают крупные хонолиты, линзовидные, корытообразные, лентовидные дифференцированные тела, имеющие протяженность до 20 км при ширине 0,8–2,0 км и средней мощностью 100–200 м. В их вертикальном разрезе выделяются (сверху вниз) следующие горизонты (по М.Н. Годлевскому, 1959 г.): А + Б – эруптивные брекчии, гибридные породы с ксенолитами кровли, верхние такситовидные, иногда и верхние пикритовые габбро-долериты и лейкократовое габбро; В–габбро-диориты, безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; –оливиновые габбро-

долериты; Д–пикритовые габбро-долериты; Е–такситовые и контактовые габбро-долериты.

Отличительной особенностью интрузий этого типа являются четко проявленная дифференциация и четкие резкие границы между горизонтами оливиновых и пикритовых габбро-долеритов, низкое содержание плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах (<30%), обогащение горизонтов А+Б+Д кумулятивными минеральными фазами протокристаллизации (оливином, анортитом и хромшпинелидами), наличие ромбического пироксена и зеленого хромсодержащего авгита и высокое содержание сульфидов (каплевидная и интерстиционная вкрапленность) в горизонтах Д и Е, прожилково-вкрапленные и сплошные руды в породах нижнего эндо- и экзоконтакта. Интрузии сопровождаются мощными ореолами контактовых роговиков и метасоматитов.

Интрузии зубовского типа $(\omega\nu-\nu\delta)T_1^{zb}{}_{nr}$ по морфологии, составу и внутреннему строению, в общем, аналогичны интрузиям норильского типа), но отличаются от них менее четко проявленной дифференциацией, отсутствием пород, обогащенных кумулятивной минеральной фазой протокристаллизации (хромшпинелиды и битовнит-анортитом) постепенными переходами между горизонтами оливиновых и пикритовых габбро-долеритов, высоким (>30 %) содержанием плагиоклаза в пикритовых габбро-долеритах, невыдержанностью пикритового и такситового горизонтов, малым количествам хромсодержащего авгита, более низким содержанием хрома и более высоким содержанием титана в отдельных дифференциатах и в целом в интрузивах, а также широким развитием гибридных пород кислого состава у верхнего контакта интрузивов. Интрузии зубовского типа менее основные, чем интрузии норильского типа и несут преимущественно вкрапленные редко – сплошные сульфидные руды.

Интрузии нижнеталнахского типа $(\omega\nu-\nu\beta)T_1^{nt}{}_{nr}$ имеют сложную морфологию – комбинацию пластины и хонолита, и простое внутреннее строение. В пластинах мощностью до 40м интрузии слабодифференцированы и весь разрез слагают существенно оливиновые и пикритоподобные габбро-долериты, сменяющиеся в верхней части оливинсодержащими призматически-офитовыми крупнозернистыми габбро-долеритами. В типичных разрезах хонолитов повышенной мощности (80-100м) они хорошо дифференцированы от габбро-диоритов (вверху) до пикритовых габбро-долеритов, причем оливиновые и пикритовые разновидности составляют преобладающий объем интрузивов.

Характерными особенностями, отличающими интрузии нижнеталнахского типа от интрузий норильского типа, является отсутствие такситового горизонта, преобладание в разрезе интрузивов оливиновых и пикритовых габбро-долеритов при очень постепенных переходах между ними.

Интрузии круглогорского типа $(\pi\nu-\nu\beta)$ $T_1^{kq}{}_{nr}$) образуют силлообразные или пологосекущие тела небольшой мощности (15–20 м, реже до 40 м), сложенные оливиновыми габбро-долеритами и крупнопорфировым лейкократовым габбро. В северной части месторождения Норильск-1 такие породы слагают субпластовые перемычки между западной (Угольный ручей) и восточной (Медвежий ручей)

ветвями интрузива Норильск-1; в виде субпластовых тел они широко развиты на западных и восточных флангах Талнахского интрузива (интрузия гряды Лесной, Олорская) и к югу от Черногорской интрузии (интрузия г. Круглой), образуя своеобразные ответвления от рудоносных хонолитов. На отдельных участках они содержат до 3–5% вкрапленное медно-никелевое оруденение.

Моронговский интрузивный комплекс ($\omega\nu-\nu\beta$)T_{1-2}mr. К моронговскому интрузивному комплексу относятся дифференцированные интрузии г. Моронго, г. Пегматитовой, г. Путанной, р. Тулаек-Таас и др., характеризующиеся набором признаков, отличающих их от дифференцированных интрузий норильского комплекса. Они представляют, как правило, пологосекущие или дайкообразные тела (иногда с субпластовыми ответвлениями), залегающие в разных частях стратиграфического разреза вплоть до базальтов моронговской и мокулаевской свит. Протяженность отдельных интрузий достигает нескольких километров, а для моронговской группы интрузий (от г. Пегматитовой до г. Путанной) – более 10 км при ширине 1,5–2,0 км.

Вертикальная мощность интрузий составляет от нескольких десятков метров (в субпластовых ответвлениях) до 374м (интрузия г. Путанной, скв. Е-36).

В разрезе интрузий моронговского комплекса выделяются следующие дифференциаты или горизонты: верхние контактовые габбро-долериты, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, троктолитовые и пикритовые, нижние контактовые габбро-долериты. Как и в интрузиях нижнеталнахского типа переходы от оливиновых к пикритовым габбро-долеритам очень постепенные, такситовый горизонт отсутствует.

Экзоконтактовые изменения в связи с интрузиями моронговского комплекса выражаются в образовании пироксен-плагиоклазовых роговиков мощностью 5–10 м с биотитом, амфиболом, хлоритом, а иногда (интрузии Тулаек-Таасская, г. Пикритовой, Средне-Дудинская) – мономинеральных плагиоклазитов.

Сульфидное оруденение представлено редкой рассеянной вкрапленностью пирротина и халькопирита, иногда с пентландитом.

Далдыканский интрузивный комплекс ($\nu\beta T_{1-2}$dl) сложен безоливиновыми, оливинсодержащими, реже оливиновыми габбро-долеритами пойкилоофитовой структуры со шлирами габбро-пегматитов. Они образуют значительные по площади (сотни квадратных километров) сложнопостроенные интрузивные залежи, представляющие сочетание субпластовых тел, переходящих на отдельных участках из одного стратиграфического горизонта в другой в виде крутосекущих тел. Мощность интрузий достигает 100 м и более. Субпластовые тела, как правило, приурочены к интервалу разреза нижний девон – отложения тунгусской серии, секущие тела и дайки широко развиты в туфолавовой толще, пересекая самые молодые отложения вплоть до самоедской свиты включительно. В наиболее мощных интрузивах отмечается слабая дифференциация: зона верхнего эндоконтакта сложена микродолеритами, ниже идут безоливиновые и оливинсодержащие пойкилоофитовые долериты со шлирами габбро-пегматитов, иногда (Далдыканская интрузия) объединяющиеся в горизонт феррогаббро, ниже

следует крупнопятнистые пойкилоофитовые существенно оливиновые габбро-долериты, занимающие центральную и нижнюю часть интрузий. Далее, в направлении к нижнему контакту, петрографические разновидности (горизонты) пород повторяются в обратном порядке и с сокращенными мощностями и выпадением из разреза габбро-пегматитов.

Дайковые тела представлены микродолеритами и кварцевыми долеритами.

Интрузии норильского и нижнеталнахского типов близки по возрасту. Об этом свидетельствует отсутствие закалочных зон, когда интрузии контактируют друг с другом (заметим, что, когда норильские интрузии пересекаются интрузиями далдыканского типа, зоны закалки в последних выражены весьма отчетливо). Мнения, какие интрузии внедрялись раньше (норильские или нижнеталнахские) расходятся. В.А. Федоренко аргументирует более ранний возраст нижнеталнахских интрузий тем, что, когда они залегают выше норильских интрузий, в нижнеталнахских пикритоподобных габбродолеритах местами появляются линзы пегматоидов, происходящие из интрузий норильского типа. Изотопно-геохимические данные, приведенные ниже, тоже подразумевают относить к более раннему возрасту нижнеталнахских интрузий.

Глава 3

отв. И.И. Никулин

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Норильский тип является наиболее продуктивным. Среди интрузивов, входящих в состав норильско-талнахской группы, представлены как полнодифференцированные массивы с богатым оруденением (Верхнеталнахский, Норильск 1), так и тела со слабой дифференциацией и недифференцированные (Накохозская, Макусовская интрузии) (рис. 3.1). Петрографический состав интрузивов норильско-талнахской группы и их апофиз хорошо изучены на примере Верхнеталнахского интрузива.

Петрографическая характеристика Верхнеталнахского интрузива приводилась в работах многих исследователей: И.А. Архиповой, М.Н. Годлевского, Д.А. Додина, В.В. Золотухина, М.З. Комаровой, А.П. Лихачева, В.В. Рябова, В.К. Степанова, М.С. Сухаревой, В.А. Шаткова и других. В настоящее время известны структуры пород, установлены различные генерации, состав и морфологические особенности породообразующих минералов, основные закономерности их изменения по разрезу тел. Однако, почти совершенно не изучены особенности распространения минералов по площади интрузивов, не систематизированы и не увязаны со строением интрузивов имеющиеся данные по строению их апофиз.

Характерной петрографической особенностью пород Зубовской интрузии является более широкое развитие ортопироксена (от 0,5–1,0 до 10–15 %) и его появление в разрезе значительно выше, чем в дифференцированных массивах других типов.

Изучением внутреннего строения интрузива в пределах Талнахского и Октябрьского месторождений, занималась большая группа исследователей. В данном разделе мы приводим характеристику, используя фондовую и изданную литературу (Суханова (1971), Шадрин (1986), Кравцов (1987), Соколов (1995, 2001), Кривцов (2001), Туровцев (2002), Лихачёв (2006).

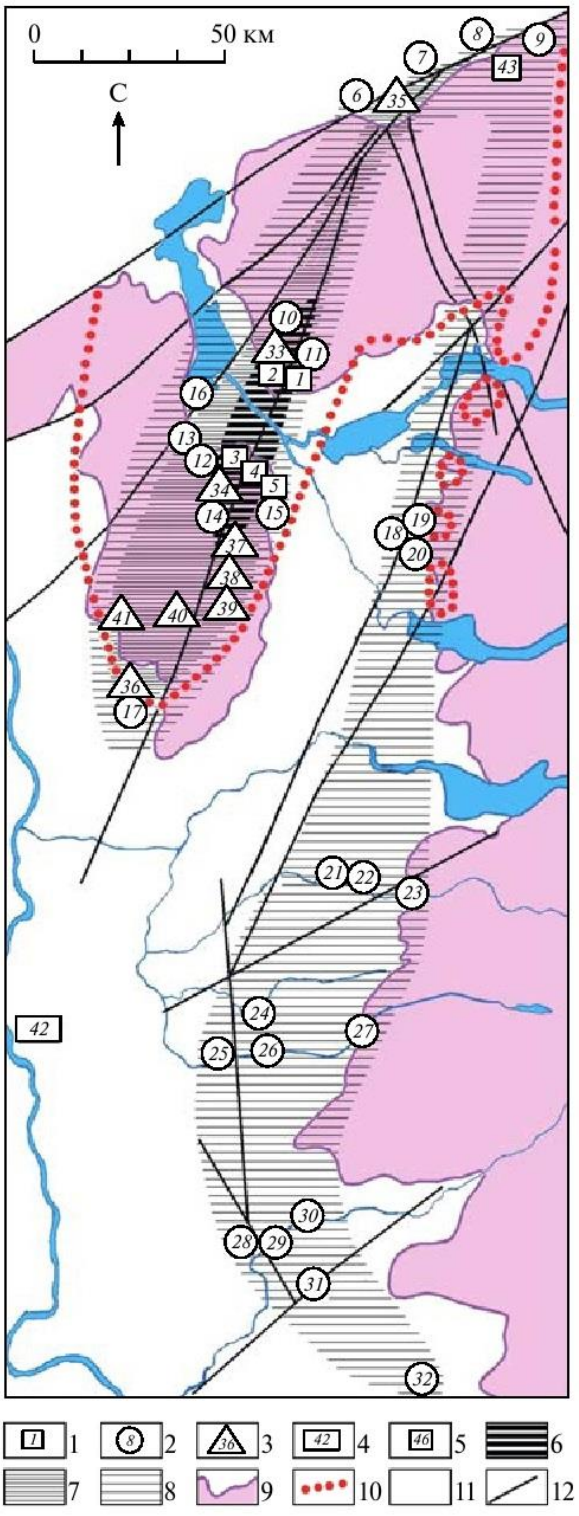

0
50 км
С
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Рис. 3.1. Схема размещения дифференцированных гипербазит-базитовых интрузивов [Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология, 2018. Т. 26. № 3, С. 282-316]: 1-3-дифференцинцированные гипербазит-базитовые интрузивы: 1 - мезократовая группа (рудоносные интрузивы): Талнахский (1), Хараелахский (2), Норильск 1 (3), Норильск II (4), Черногорский (5); 2 - лейкократовая группа (интрузивы с забалансовыми месторождениями): Тальминский (6), Иконский (7), Ыттахский (8), Арылахско-Мастахсалинский (9), Тангаралахский (10), Олорский (11), Зубовский (12), Верхнеамбарнинский (13), Верхнебыстринский (14), Круглогорский (15), Пясинско-Вологочанский и Нижневологочанский (16), Бурканский (17), Имангдинский (18), Мантуровский (19), Нако-хозский (20), Габбровый (21), Силурийский (22), Кулюмбинский (23), Брусский (24), Нижнегорбиячинский (25), Джалтульский (26), Верхнегорбиячинский (27), Нижний (28), Светлогорский (29), Второго Порога р.Курейки (30), Окунево-озерский (31), Колюйский (32); 3 - меланократовая группа (безрудные интрузивы): Нижнеталнахский (33), Нижненорильский (34), Клюквенный (35), Зеленогривский (36), рч. Пикритового (37), Моронговский (38), рч. Магнитного (39), горы Пикритовой (40), Нижнефокинский (41); интрузивы круглогорского типа выделены жирным шрифтом. 4 - месторождения медистых песчаников: Сухарихинское (42); 5 - проявления самородной меди: Арылахское (43). 6-8 -площади развития групп интрузивных массивов: 6 - мезократовых, 7 - меланократовых, 8 -лейкократовых; 9 - вулканогенные формации пермо-триасового возраста нерасчлененные; 10 - площади лав гудчихинской свиты; 11 - терригенно-осадочные формации нерасчлененные; 12 - разломы.

Таблица 3.1.

Магматические комплексы и их интрузии по Н.А. Криволуцкой [N.A. Kivolutskaya, 2016. Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area, Springer International Publishing Switzerland, 2016. 364 p.]

100

Table 4.1 Main intrusions of the Noril'sk area (studied by author)

Complex	Type	Ore potential (if any)	Intrusions
Daldykansky		Barren massifs	1. Daldykansky (prim. exposures)
			2. Massif on the Valek R. (prim. exposures)
Morongovsky		Insignificantly mineralized, barren	3. Morongovsky (prim. exposures)
Noril'sk	Noril'sk	1. Uniquely large deposits	4. Kharaelakh (TG-21, KZ-456, KCS-56),
			5. Talnakh (OUG-2)
			6. Noril'sk 1 (G-22, MS-31, MN-7, MR open pit)
		2. Medium-sized and small deposits	7. Chernogorsky (Ch-55, prim. exp.)
			8. Northern Maslovsky (OM-4),
			9. Southern Maslovsky (OM-24)
			10. Noril'sk 2 (MN-18, prim. exp.)
		3. Weakly mineralized or barren massifs	11. Mikchangdinsky (MD-48/1200),
			12. Massif, borehole MD-57/1200
			13. Massif, borehole MD-50/1000
	Zubovsky	1. Large deposits	14. Southern Pyasinsky (OV-36, NV-12)
			15. Vologochansky (OV-29)
		2. Small deposits	16. Zub-Marksheydersky (MP-34),
			17. Mt. Bol'shaya Bar'ernaya Massif (MP-38)
	Low Talnakh	Occurrences of ore mineralization and barren massifs	18. Low Talnakh (TG-31, ZF-15)
			19. Zelenogrivsky (F-233)
			20. Massifs in the Fokinsky Prospect (F-225/1220, F-230/790)
	Kruglogorsky	Weakly mineralized or barren	21. Lower sill Noril'sk 1 (MR open pit), MPB-2, massifs of borehole VT-2
Ogonersky			22. Ogonersky
			23. Massifs of borehole OV-36/466
Ergalakhsky			24. VT-2
?			25. Cherevkovsky (sampling site 4180)
			26–27. Massifs in the lower reaches of the Mikchangda R. (sampling sites 2309, 490)
			28. MZhK-1, 2
			29. MD-57/300
			30. Dikes at Lama Lake
Dyumtaleysky			Dyumtaleysky (S. Taimyr)

Note: Number of intrusive body corresponds to number in Fig. 4.1; ? – unknown complex; OM-4, MD-57/1200 et ctr. - drill holes and depth where intrusions were studied

3.1. Верхнеталнахская интрузия

При всём разнообразии морфологии ветвей интрузива, их размеров и пространственного положения, Верхнеталнахская интрузия обладает достаточно однотипным внутренним строением и петрохимическим особенностями, отличающими её от других представителей Норильского комплекса.

Внутреннее строение Верхнеталнахской интрузии характеризуется чётко выраженной расслоенностью наиболее проявленной в центральной и фронтальной частях интрузива. Классический разрез массива представляет собой последовательную смену дифференциатов базит-ультрабазитовой производной объединённых в верхнюю, основную и нижнюю расслоенные серии.

В пределах верхней расслоенной серии выделяется широкий спектр пород, различающихся своими минералогическими, петрохимическими, структурными и текстурными особенностями. К ним относятся: контактовые габбро-долериты

(долериты), лейкогаббро, такситовые габбро-долериты, габбро-диориты, пегматоидные габбро-долериты, призматическизернистые габбро-долериты. Каждая из этих разновидностей пород расслоенной серии интересна с точки зрения характеристики массива, условий его формирования, локализации и т.д. Однако практический интерес представляют, прежде всего, горизонты хромитоносных такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, с которыми связано малосульфидное платинометальное оруденение.

Верхние контактовые разности обычно характеризуются достаточно сильными вторичными изменениями, связанными с процессами метасоматоза. В большинстве случаев, зона контакта интрузива с вмещающими породами, представлена так называемыми гибридно-метасоматическими породами, в объёме, которых весьма значительна роль ассимилированного вещества вмещающих пород рамы.

Лейкогаббро представляют собой крупнокристаллические породы, с габбровой и призматически-офитовой структурой, обычно содержащие 50–80% протоплагиоклаза (более основной (An_{70-100}) плагиоклаз первой генерации). Может присутствовать крупный лапчатый оливин (до 5–7%), призматический клинопироксен, часто отмечается кварц – внизу горизонта иногда до 5–10%. Могут встречаться участки пегматитовых срастаний плагиоклаза второй генерации и клинопироксена. Встречаются ильменит, титаномагнетит, сульфиды (до 5 %).

Такситовые габбро-долериты верхней расслоенной серии не имеют чётких естественных границ с лейкогаббро, отличаясь от последних увеличением объёма темноцветных минералов, сопровождающегося появлением атакситовой структуры. Последняя, образована сочетанием участков различного состава, размеров породообразующих минералов и структурных особенностей их срастания. Так же, как и в лейкогаббро, в них встречаются участки, обогащённые хромитом, и отмечается бедная вкрапленная минерализация пентландит-халькопирит-пирротинового состава.

Лейкогаббро и такситовые габбро-долериты в несколько различной степени характеризуют Верхнеталеахскую интрузию в пределах Талнахского и Октябрьского месторождений (рис. 3.2).

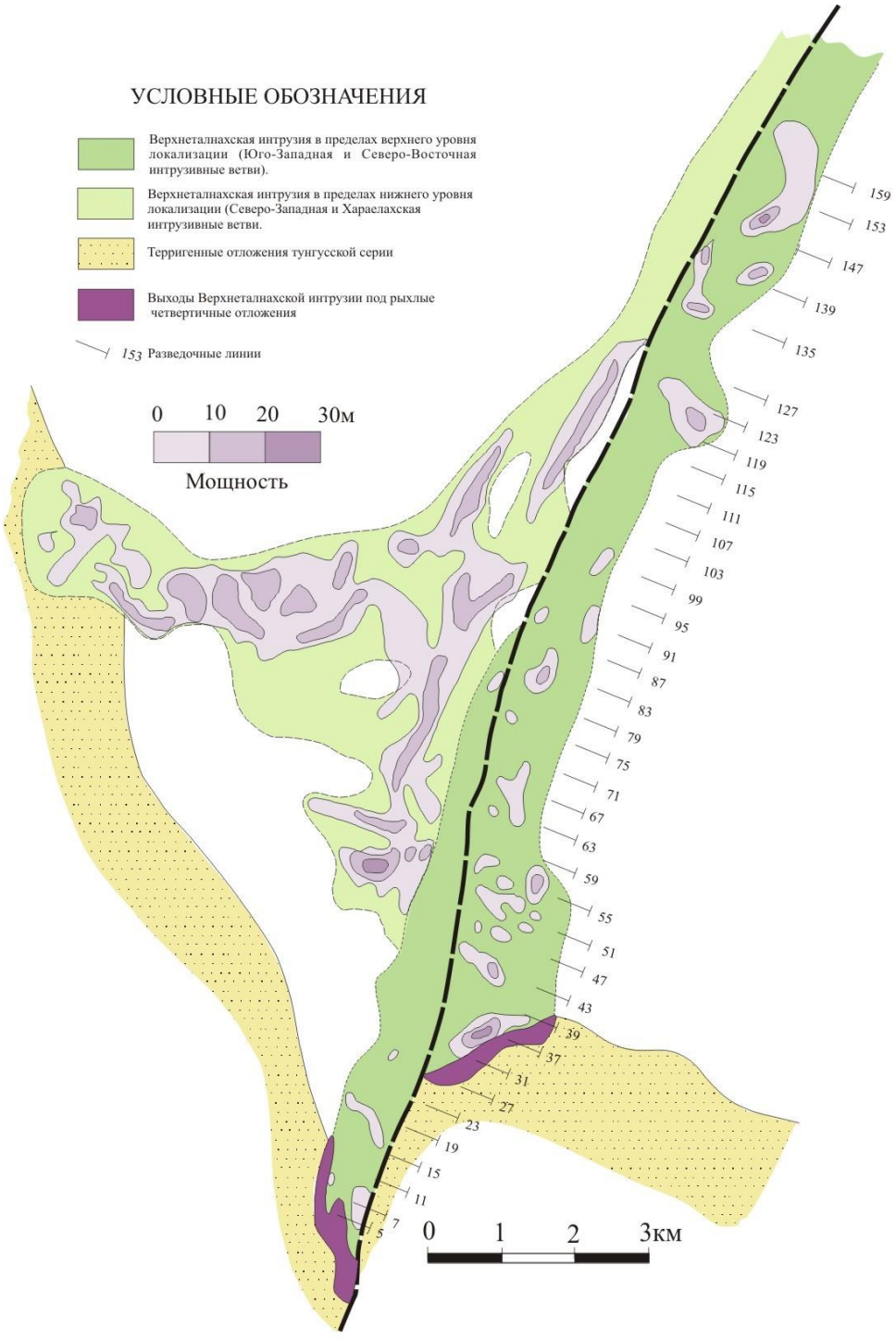


Рис. 3.2. Распределение мощностей такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро верхней расслоенной серии Верхнеталнахской интрузии.

В пределах Талнахского месторождения они не имеют значительного площадного развития. Дифференциаты верхней расслоенной серии здесь выделяются в виде небольших (до 1 км) разобщённых участков мощностью до 10–15 м, в большей части характеризующих северо-восточную ветвь. Максимальными значениями мощности лейкогаббро и такситовых габбро-долеритов (до 30м) характеризуется южная часть этой ветви, в пределах выхода её под рыхлые четвертичные отложения. Однако, рассмотренные особенности строения верхней части Верхнеталнахской интрузии следует рассматривать с некоторой долей условности, вследствие того, что при разведке Талнахского месторождения, значительная часть скважин проходилась без отбора керна до верхней части пикритовых габбро-долеритов.

В пределах Октябрьского месторождения распространение дифференциатов верхней расслоенной серии в объёме такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, подчинено общему строению рудоносного интрузива. Здесь отмечается чёткая тенденция рспределения этих пород в двух генеральных напавлениях - субмеридианальном и субширотном, совпадая с осевыми линиями ветвей. Они образуют единое тело изометрично-разлапистой формы, распадаясь на отдельные участки лишь на крайнем западе и в северной частях месторождения. Мощность лейкогаббро в пределах большей части месторождения составляет 10–20 м, достигая на флангах Северо-западной и Хараелахской ветвей 32–37 м. Распределение мощностей подчинено общей морфологии интрузива, с некоторым исключением в пределах Хараелахской ветви.

Габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты сменяют вниз по разрезу такситовые габбро-долериты и лейкогаббро. Они представляют собой среднезернистые породы серого, розовато-серого цвета офитовой и призматически-зернистой структуры. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз (An_{55-59}) составляющий 50–70% и пироксен (авгит) 20–30%. В мезостазисе присутствуют микроклин (придающие породе розовый оттенок) кварц, хлорит, пумпелиит, циркон, сфен. Средняя мощность горизонта, при вариации от 0 до 100 и более метров, составляет около 30 м.

Основная расслоенная серия, даёт нам представление о степени и характере дифференциации Верхнеталнахской интрузии в пределах рассматриваемой площади. Она характеризуется трёхчленным строением, главными членами которой являются (сверху - вниз): 1) безоливиновые - оливинсодержащие габбро-долериты, 2) оливиновые габбро-долериты; 3) пикритовые габбро-долериты.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты основной расслоенной серии представляют собой последовательно сменяющиеся дифференциаты, в которых сверху вниз происходит постепенное обогащение

оливином и, в соответствие с этим, изменение состава и структурно-текстурных особенностей пород. На их долю приходится порядка 40–80% разреза интрузива, а фланги интрузива, его апофизы и участки пережимов, (большей частью в пределах Талнахского месторождения) представлены исключительно данными разностями. Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты представляют собой мелко – среднезернистые породы основными породообразующими минералами, которых являются плагиоклаз и пироксен. В незначительных переменных количествах присутствуют оливин, калишпат, альбит, амфибол, хлорит. Структура породы призматически-зернистая, призматически-офитовая, габбро-офитовая до пойкилоофитовой. Текстура чаще всего массивная, на отдельных участках «пятнистая» обусловленная амфиболизацией и хлоритизацией тёмноцветных минералов. Плагиоклаз составляет до 60% объёма породы. По составу он отвечает битовниту–лабрадору ($An_{40-65-70}$) и чаще всего частично замещён пренитом и пелит-серицитовым агрегатом. Пироксен (до 40%) в основной своей массе представлен моноклинной разностью (авгит) и лишь в единичных случаях появляется ромбопироксен (Fs_{34-40}) и субкальциевый пижонит. В нижней части разреза оливинсодержащих габбро-долеритов появляется в значимых количествах (5–10%) «железистый» оливин (Fo_{60}). Сульфидная минерализация в данных разностях, как правило, отсутствует.

Оливиновые габбро-долериты, постепенно вниз по разрезу сменяют вышерассмотренные оливинсодержащие, отличаясь от них более тёмной окраской и характерной «горошчатостью». К оливиновым разностям габбро-долеритов, помимо собственно оливиновых, относятся оливин-биотитовые, пикритоподобные и троктолитовые разности габбро-долеритов. Макроскопически это тёмно-серые, мелко-, среднезернистые породы с содержанием оливина от 10–15% в мезократовых, до 15–25% в меланократовых (оливин-биотитовые, «пикритоподобные») разностях. Для них характерна массивная текстура и пойкилоофитовая структура, по появлению которой обычно проводится граница с вышележащими оливинсодержащими габбро-долеритами. Основными породообразующими минералами, как и в вышеописанных дифференциатах, являются плагиоклаз и пироксен.

Первый, составляет 45–60% объёма породы и представлен призматическими, таблитчатыми и изометричными кристаллами размером от 0,1 мм до 3,0 мм. По составу он уже более основной, чем в вышележащих породах и отвечает битовнит-анортитовому ряду с содержанием анортитовой составляющей 40–85.

Пироксен, также, как и в безоливиновых разностях, в основной своей массе представлен моноклинной разностью. Большей частью это авгит, реже диопсид, пижонит и гиперстен. Ромбический пироксен встречается значительно реже, обычно

он окаймляет зерна оливина или замещает моноклинный пироксены, образуя по периферии зерна характерные субграфические (мирмекитовые) структуры.

Распространение вышеописанных пород основной расслоенной серии в пределах Талнахского и Октябрьского месторождения подчиняется общему характеру строения и морфологии самой интрузии. Даже в краевых её частях, где происходит выпадение из разреза отдельных дифференциатов, вышеописанные породы основной расслоенной серии присутствуют практически постоянно.

Пикритовые габбро-долериты в виде горизонта средней мощностью 10-20 м, выделяются выше нижних такситовых габбро-долеритов, имея с ними как постепенные, так и резкие переходы. Они распространены в пределах всего Верхнеталнахского интрузива, иногда отсутствуя лишь на участках локальных пережимов и на флангах Талнахского месторождения.

Данный горизонт, помимо собственно пикритовых габбро-долеритов, включает в себя существенно оливиновые разности, несколько различающиеся соотношением породообразующих минералов и, в зависимости от этого, представленные троктолитами, плагиоперидотитами и плагиооливинитами.

В пределах Талнахского месторождения пикритовые (богатооливиновые) габбро-долериты распространены на всём протяжении Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей тяготея к их приосевым частям, выпадая на флангах и участках пережимов (рис. 3.3). Мощность горизонта в целом подчиняется морфологии самого интрузива, повышаясь на участках раздувов и сокращаясь на пережимах. Средние мощности данного горизонта, составляют 10–20 м, увеличиваясь в южной части юго-западной ветви и центральной части северо-восточной ветви до 30–40 м.

В отличие от Талнахского, в пределах Октябрьского месторождения, морфология горизонта пикритовых габбро-долеритов несколько отличается от строения самого интрузива. Средняя мощность горизонта, здесь, аналогично Талнахскому месторождению, составляет порядка 10–20 м. Однако, наибольшие значения мощности отмечаются в пределах северной и западной частей Хараелахской ветви, в то время как максимальные мощности Верхнеталнахской интрузии характеризуют южную часть Северо-Западной ветви. Если в пределах северных флангов Хараелахской ветви максимальные значения мощности «пикритов» составляют 37,8 м (скв. КЗ-1515), а в западном её окончании достигает 56,5 м (скв. КЗ-811), то в пределах Северо-Западной ветви этот показатель не превышает 30 м. Кроме того, полоса повышенной мощности ультраосновных разностей (30–40 м) протягивается вдоль всего северо-западного края Хараелахской ветви.

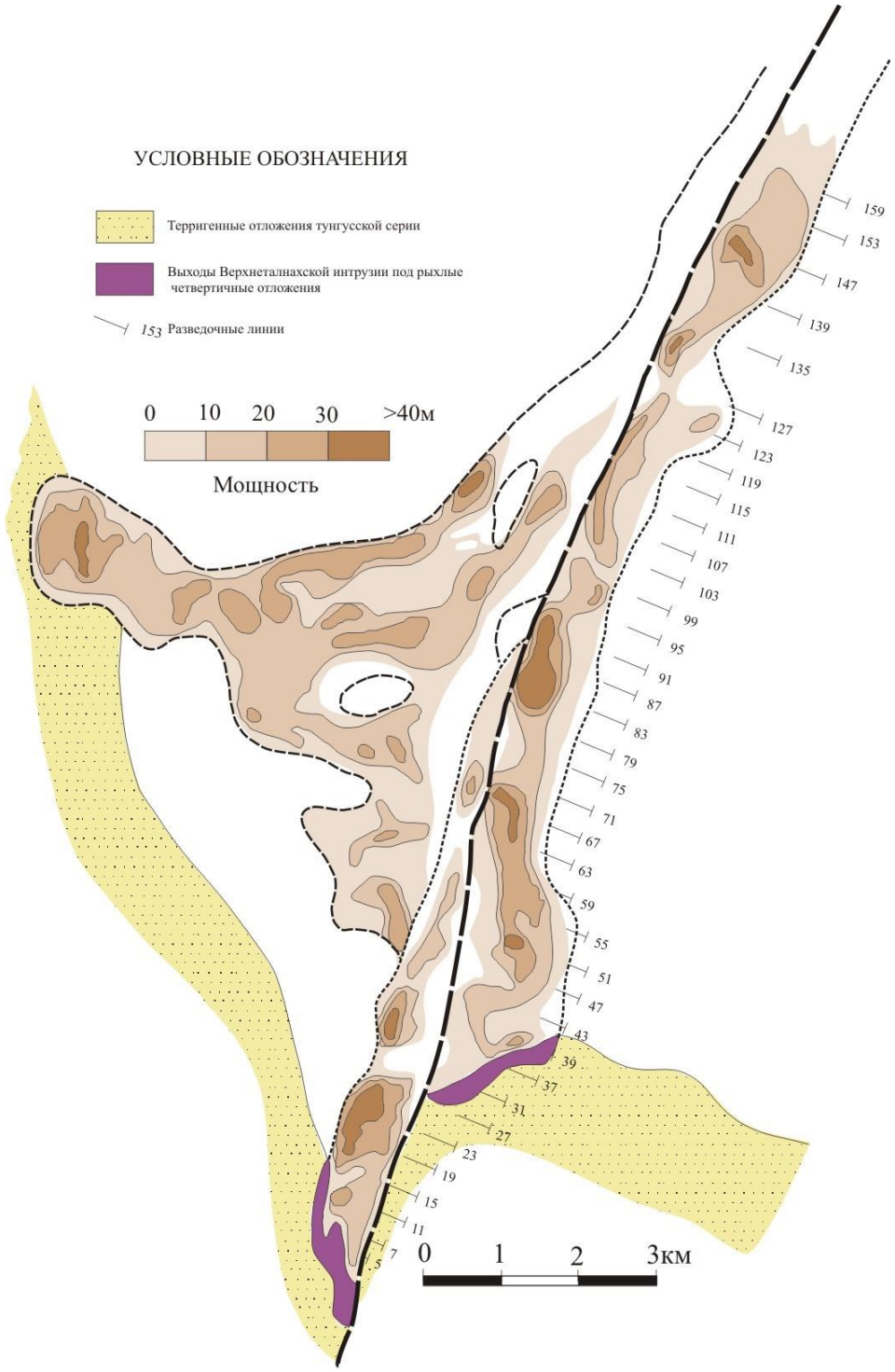


Рис. 3.3. Распределение мощностей пикритовых габбро-долеритов Верхнеталнахской интрузии.

Фронтальные зоны Октябрьского месторождения характеризуются расщеплением интрузива на многочисленные маломощные апофизы. Однако, даже при очень незначительной их мощности, относительная доля пикритовых габбро-долеритов в них может составлять до 60–70% объёма разреза. При этом сами горизонты ультроосновных пород, нередко обнаруживают многократное их повторение в строении апофиз [Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002, 317с.].

Пикритовые габбро-долериты представляют собой тёмно-серые, до чёрных мелкозернистые породы, с белыми пятнами ксеноморфного плагиоклаза, чаще всего подверженные вторичным изменениям. Основным породообразующим минералом здесь является оливин, форстеритового ряда составляющий от 40 до 80% объёма. В собственно пикритовых габбро-долеритах содержание оливина колеблется в пределах 25–50% объема породы и приблизительно поровну пироксена и плагиоклаза, в плагиоклазовых перидотитах и плагиооливинитах оно достигает 60–80%, в троктолитах оливина 40–60%.

Характерной чертой является присутствие в породе оливина двух основных генераций. Оливин первой генерации представляет собой крупные (до 2–3 мм), слегка оплавленные редкие зерна и их гломеропорфировые скопления, составляющие не более 10% общего объёма оливина. Вторая генерация представляет собой среднезернистую массу субидиоморфных кристаллов составляющих основной объём породы. Распределение породообразующих минералов отличается неравномерностью, обусловленной перемежаемостью существенно оливиновых прослоев с прослоями оливин-плагиоклазового, оливин-пироксенового и оливин-пироксен-плагиоклазового состава. Отмечаются также тонкие, почти мономинеральные оливиновые слойки и линзочки. К оливину в таких случаях присоединяются хромит и хромомагнетит. Ориентировка полосчатости породы по мнению Л.М. Шадрина (1986) отвечает общему строению интрузива и обычно субпараллельна его подошве.

Оливин в значительной мере серпентизирован, по краям и трещинкам замещен тальком и хлоритом. В ассоциации с серпентином, в измененном оливине находятся магнетит и эмульсионные включения валлериита, пирротина, пентландита. Минерал характеризуется высокой магнезиальностью, содержание фаялитовой молекулы обычно не превышает 5–20. Во фронтальной зоне интрузивных ветвей наблюдаются следы несомненно метасоматического образования части оливина, иногда обособляющегося в прожилки. В ассоциации с ним находится монтичеллит. Подобные факты нередки на западном фланге Октябрьского месторождения. Иногда также метаоливиновые породы располагаются на продолжении обычных пикритовых горизонтов.

Плагиоклаз присутствует также в нескольких генерациях и характеризуется зональным строением и неравномерным распространением по разрезу. Однако, эта неравномерность улавливается только при детальном количественно-минералогическом анализе и труднее, чем для оливина. Судя по замерам констант, состав плагиоклаза меняется от лабрадора (№ 65–70) и лабрадор-битовнита (№ 72–85) до почти чистого анортита (№ 90–95). Размеры зерен минерала варьируют от десятых долей мм (в плагиоклаз-перидотитах) до 3–5 мм и более (2–3 см – в троктолитах и отдельных протовыделениях – гломеропорфировых скоплениях).

Пироксен представлен пижонитом, авгитом, энстатитом и гиперстеном. Преобладают же моноклинные разности. Вблизи рудных скоплений-капель, они биотитизированы, реже амфиболизированы, трещиноваты. Замещению охотнее подвергается гиперстен. Общее количество пироксена в породах описываемого горизонта колеблется от 0–3% (в некоторых разностях троктолитов и плагиоклазовых перидотитов) до 15–20% (в пикритовых габбро-долеритах) и достигают 25–30%.

Существенную роль в составе пород богатооливинового горизонта играют межзерновые и каплевидные вкрапления рудных минералов (сульфиды и магнетит), количество которых находится в пределах 3–40–70%. Второстепенную, но значительную (до 25%), примесь образуют биотит, бесцветный серпентин, хлорит, апатит, карбонаты, ангидрит, магнетит, ильменит, хромит, апатит, карбонаты, ангидрит, магнетит, ильменит, тальк, пренит, цеолиты, гранаты и пр.

Такситовые и контактовые габбро-долериты слагают приподошвенную часть Верхнеталнахской интрузии, сменяя вниз по разрезу горизонт пикритовых габбро-долеритов.

Такситовые габбро-долериты представляют собой породы с атакситовой, реже полосчатой и шлировидной текстурой. Они характеризуются резко неравномернозернистой структурой породы, с вариацией размеров породообразующих минералов от долей мм на участках с тонкозернистым строением, до первых см в пределах участков характеризующихся крупнозернистой и пегматоидной структурой. Часто, структурные различия подчёркиваются минералогической неоднородностью породы обусловленной отдельными скоплениями темноцветных и лейкократовых минералов.

Такситовые габбро-долериты состоят в основной своей массе из плагиоклаза и пироксена, со значимой примесью оливина и вкрапленности сульфидов. Из второстепенных минералов отмечаются магнетит, апатит, ангидрит, биотит, хлорит и серпентин.

Плагиоклаз, при значительной вариации минерального состава, в среднем составляет 30–55%, до 70% объёма породы. Он представлен несколькими генерациями, от $An_{(35-40)}$ до $An_{(70-95)}$ часто зональный. Форма выделения от

лейстовидной и длиннопризматической до широкотаблитчатой. Часто кристаллы плагиоклаза образуют гломероскопления.

Пироксен слагает до 40–45% объёма породы. Представлен в основном авгитом, однако здесь уже существенна доля ромбопироксена, объём которого может составлять более 5%. Клинопироксен обычно образует вытянутые ойкокристы размером 2–5 мм (достигая 2–3 см), включающие в себя хадакристы плагиоклаза и оливина. Ортопироксен образует каймы вокруг клинопироксена, либо выделяется в виде отдельных пойкилокристов размером до 2 мм.

Оливин может слагать до 12% объёма породы. По составу он уже не такой магнезиальный как в пикритовых разностях габбро-долерита и представлен Fo_{65-85}.

Для данного горизонта также характерна сульфидная минерализация. Сульфиды могут составлять до 35–40% объёма породы, чаще всего они выполняют интерстиции между породообразующими минералами и концентрируются в виде ксеноморфных вкраплений и шлироподобных обособлений размером до 10–15 см. Максимумы сульфидов тяготеют к участкам с крупнозернистой структурой. Характерны пегматоидные срастания сульфидов и силикатов, к таким участкам обычно приурочены игольчатые выделения апатита и чешуйки биотита. Морфология горизонта в большинстве своём соответствует общему строению Верхнеталнахского интрузива (рис. 3.4), где мощность от 1–2 м до 60 м, при средней мощности 10–20 м. В пределах Северо-Восточной ветви изопахиты максимальных мощностей (10–30 м) образуют линейно вытянутые контуры, приуроченные к килевой зоне данной ветви.

Для Юго-Западной ветви ситуация несколько иная. Здесь, участки максимальных мощностей такситовых габбро-долеритов развиты в пределах южной, фронтальной её части и на участке сочленения Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей.

Наиболее обширным полем развития такситовых габбро-долеритов значимой (более 20 м) мощности характеризуется Хараелахская ветвь в её субширотной части. Здесь многочисленные «острова», обозначенные изопахитой 30 м, расположены среди обширного, непрерывного поля мощностью более 40 м. Здесь же отмечаются участки с максимальными значениями мощностей более 50м (КЗ-$944^{бис}$ – 61,2 м; КЗ-806 – 51,4 м).

Северо-Западная ветвь по строению рассматриваемого горизонта более сходна с Талнахским месторождением. Для её большей части также характерны небольшие (до 20 м) мощности. Максимальные их значения (более 40 м) отмечаются на северном фланге, в пределах р.л. 99-111.

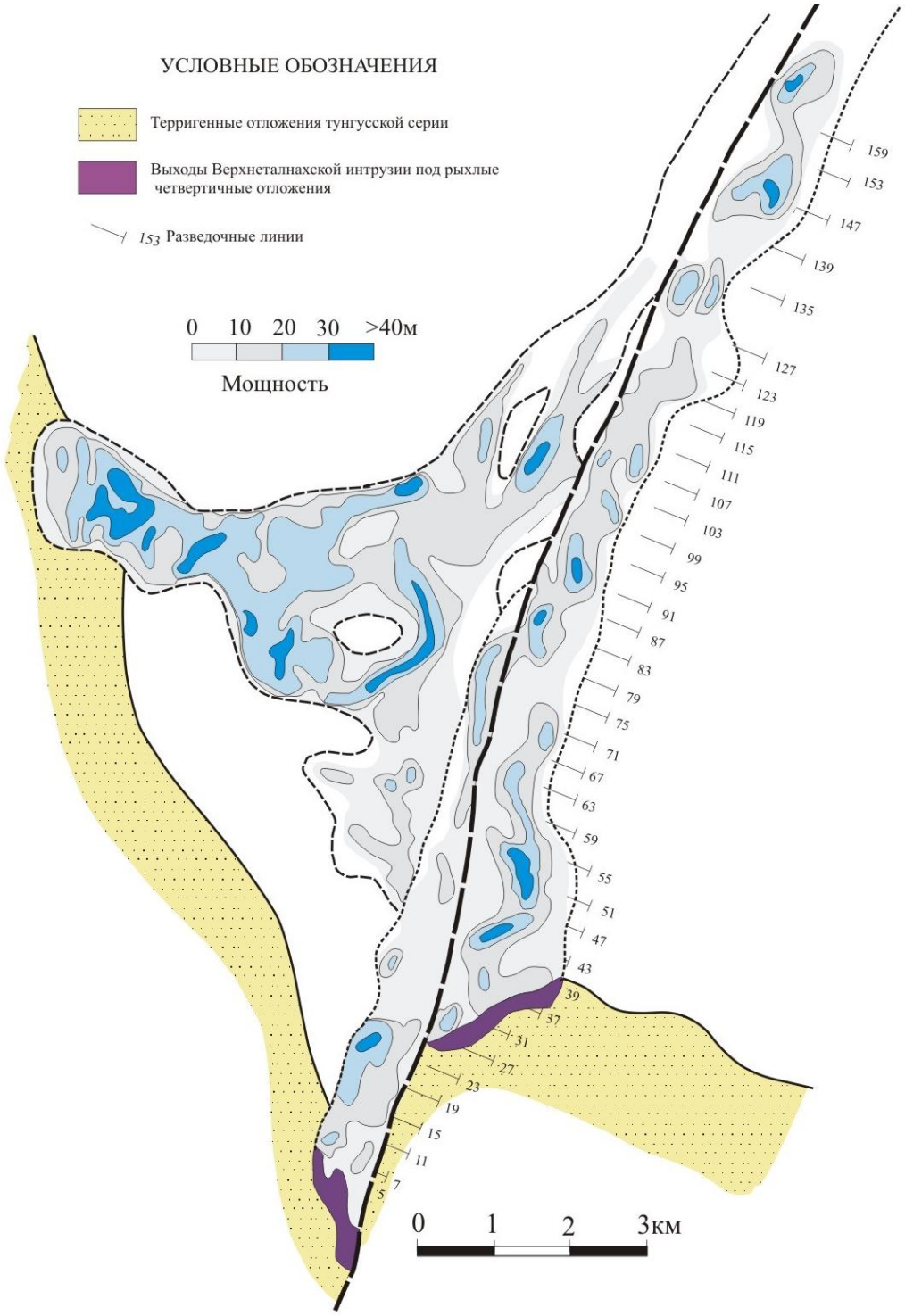


Рис. 3.4. Распределение мощностей такситовых и контактовых габбро-долеритов нижней расслоенной серии Верхнеталнахской интрузии. повтор?

Контактовые габбро-долериты нижнего эндоконтакта представляют собой мелкозернистую породу темно-серого цвета, массивной текстуры, долеритовой (до микродолеритовой), пойкилолофитовой структуры. Часто, рассматриваемые породы подвержены метасоматическим преобразованиям. Главными породообразующими минералами в неизменённых разрезах контактовых габбро-долеритов являются плагиоклаз (45–55%) и клинопироксен (35–40%). Изредка встречается оливин, в большинстве случаев полностью или частично замещённый идингсит-боуленгитовым агрегатом. Мощность контактовых габбро-долеритов изменяется до 6,0 м, в среднем составляя около 2,0 м.

Участок Западного фланга Октябрьского месторождения характеризуется сложным строением интрузии с многочисленными апофизами, особенно в верхней части, поэтому для анализа мощности интрузии и ее дифференциатов в таблицу вносилась суммарная мощность всех интрузивных тел, относимых к рудоносной интрузии, а абсолютная отметка кровли игнорировалась (рис 3.6).

Составленная таким образом база данных по каждому участку обрабатывалась в программе Serter-7 для построения схем изомощностей интрузии и ее петрографических разностей и схем изопахит подошвы и кровли интрузии.

Для построения изолиний создавался промежуточный Grid-файл, где в качестве метода интерполяции был выбран метод Кригинг; уровень сглаживании задавался средний. Так же в Serfer задавался необходимый масштаб схемы (1:25 000, 1:10 000).

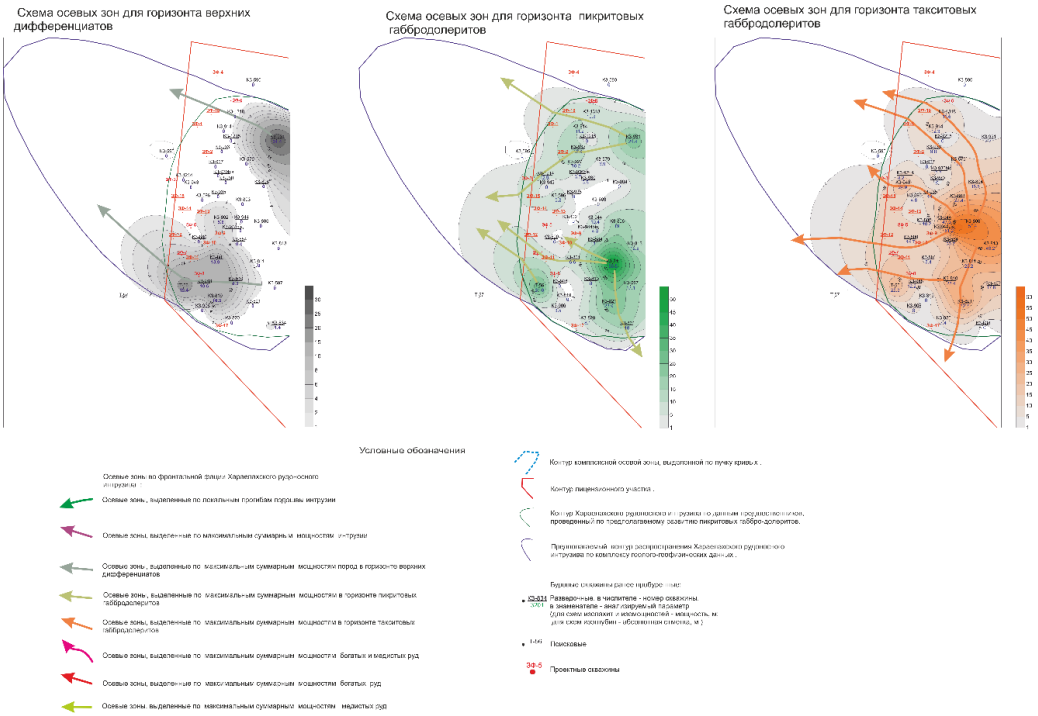


Рис. 3.6. Петролого-фациальные схемы Хараелахской ветви западного фланга рудника «Октябрьский».

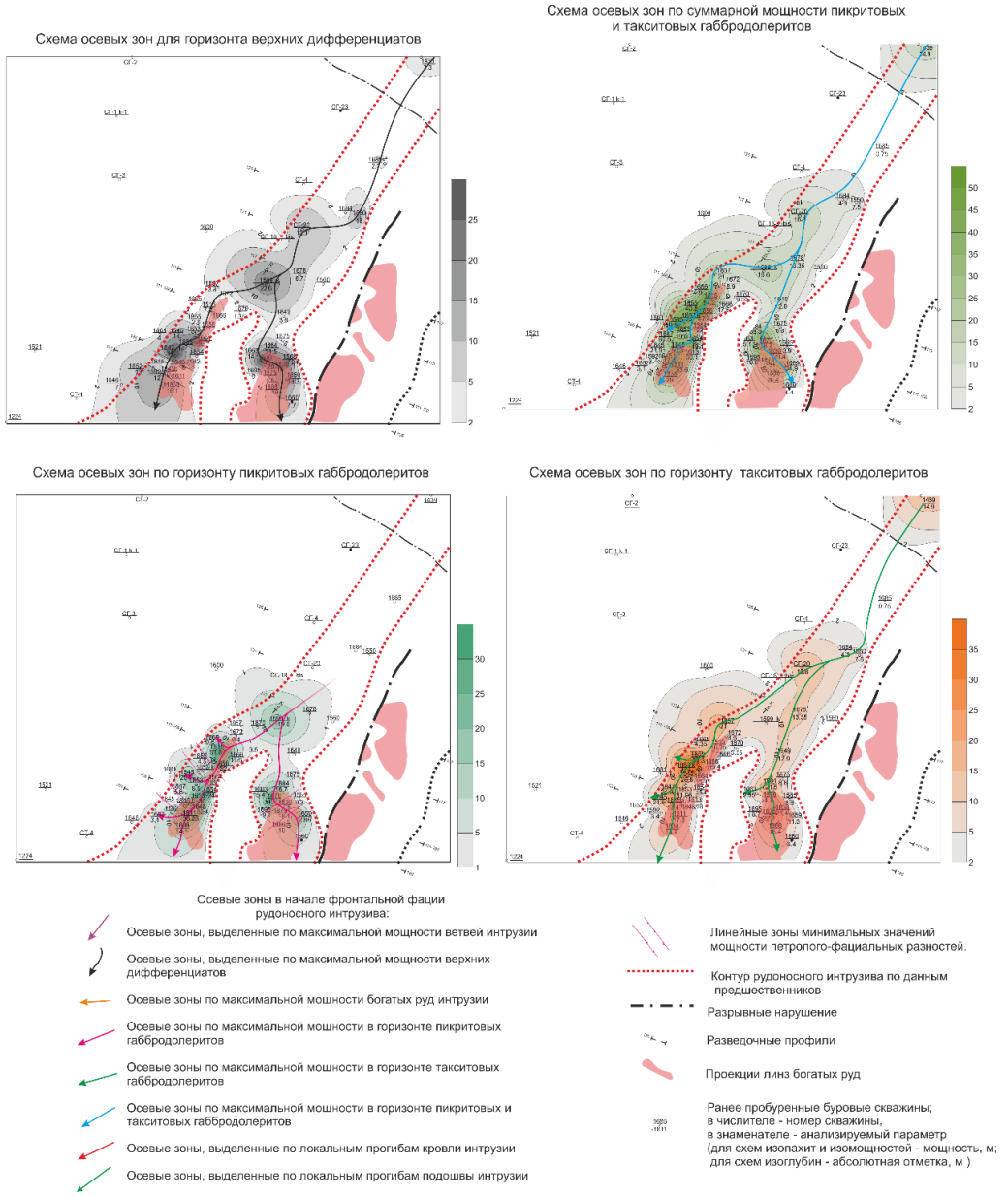


Рис. 3.7. Петролого-фациальные схемы Верхнеталнахской интрузии северного фланга рудника «Глубокий».

Большое трещинное ТОЛБАЧИНСКОЕ извержение, (Камчатка 1975 – 1976). Под ред. С.А. Федотова – М.: Наука, 1984, 640 с.

Быховер Н.А. и др. Руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. - Мингео РСФСР, 1982, 245с.

Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н. Октябрьское медно-никелевое месторождение. – М.: Разведка и охрана недр, 1970, №4.

Ваулин Л.Л., Седых Ю.Н., Федоренко В.А. и др. «Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Норильского района. Комплект геологических карт масштаб 1 :50000». Объяснительная записка. Норильск 1981г. Стр. 151-166.

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно – никелевые руды Норильских месторождений. – М.: Наука, 1981, 234с.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – М.: Госгеолтехиздат, 1959, 68 с.

Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-магматическая дифференциация базальтовых магм и магматическое сульфидообразование // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. – М.: Наука, 1986, с. 96 – 119.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. и др. Петрология верхней мантии. М.: «Мир», 1968, 336с.

Зимоглядов Б.Н., Варламов И.П., Гогин Ю.А. Изучение геологии четвертичных образований, геоморфологии и новейшей тектоники Норильского района с целью оценки перспектив его на россыпи платины. Новосибирск, СНИИГГИМС, 1971.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1986, 245 с.

Золотухин В.В. и др. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. – Новосибирск: Наука, 1975.

Иванов М.К., Иванова Т.К., Тарасов А.В. и др. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий норильского рудного узла // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971, с. 197 – 304.

Котульский В.К. Вопросы, стоящие перед рудничным геологом при изучении медно – никелевых сульфидных месторождений // Советская геология. – 1947. - №20, с.13 – 24.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно – никелевых и платинометальных руд. – Санкт – Петербург: СПбГУ, 2003, 487с.

Полканов А.А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация // Вопросы петрографии и минералогии. – М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 27 – 37.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо – запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991, № 11, с. 19 – 27.

Роговер Г.Б. Месторождение Норильск – 1. – М.: Госгеолтехиздат, 1959, 168 с.

Рябикин В.А., Торгашин А.С. и др. Вкрапленные руды Норильских медно – никелевых месторождений – перспективный источник платинометального сырья. // Цветные металлы 2007, №7, с. 16 - 21.

Суханова Е.Н. О принципиальной модели рудоносных интрузивов Норильского типа и ее применимости. / В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. (Материалы II Норильской геологической конференции). - Изд. Норильского ГМК, 1971, с. 159 – 162.

Федоренко В.А., Стифеева Г.Т., Макеева Л.В. и др. Базитовые и щелочно -

базитовые интрузии норильского района в связи с их комагматичностью эффузивным образованиям. // Геология и геофизика, 1984, № 6, с. 56 – 65.

Федотов С.А. Магматические питающие системы и механизм извержений вулканов. М.: Наука, 2006, 456 с.

Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982, 132с.

Туровцев Д.М. Морфология и условия формирования пород зональных метаморфических ореолов интрузивов Талнахского рудного поля // Материалы конференции норильских геологов. Норильск, 1971, с. 169-172.

Туровцев Д.М. Морфология контактовых ореолов дифференцированных трапповых интрузивов Талнахского рудного поля // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса никелевых и платиновых месторождений. М.: Тр.ЦНИГРИ. М.: 1973, вып. 108, с.35-57.

Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002, 317с.

3.2. Хараелахская интрузия

Хараелахская интрузия расположена в западном борту Норильско-Хараелахского разлома в пределах нижнего (девонского) уровня локализации рудоносных интрузий. В составе Хараелахской интрузии по признакам морфологической самостоятельности и особенностям внутреннего строения были выделены две ветви – собственно Хараелахская и Северо-Западная. Тем не менее, следует отметить, что некоторые исследователи объединяют ветви в одну, при этом названия отождествляются (Шишаев, 2010ф).

На большей части площади ветви образуют единое тело, в северной части примыкающее к Норильско-Хараелахскому разлому и воздымающееся в юго-западном направлении с абсолютных отметок 1900м до 300-400м на западном и южном флангах. Рельеф подошвы интрузии часто унаследует пликативные структуры, выявленные во вмещающих девонских отложениях. При этом прогибы довольно четко контролируют размещение залежей богатых руд, а выступы и флексурные перегибы подошвы являются для них ограничивающими структурами (рис. 3.8).

Рис. 3.8.

В поперечном сечении интрузия представляет собой линзу, наклоненную в соответствии с падением вмещающих пород, полого секущая отложения мантуровской и разведочнинской свит, погружаясь до пород курейской свиты. Мощность интрузива изменяется в пределах от 25-50 до 200-250 метров при этом

область развития наибольших мощностей, распространяясь в северной части вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома, в районе скважины КЗ-1084 испытывает резкий изгиб в западном направлении. Фланговые части Хараелахской ветви характеризуются расщеплениями интрузии на несколько послойно расположенных тел-проводников, для которых также характерно брекчирование пород с образованием мощных зон эруптивных брекчий. Помимо локальных раздувов и пережимов мощности, в пределах рудоносного массива отмечаются и безинтрузивные участки («окна»), размером до 0,8-1,0 км^2.

Северо-Западная ветвь выделятся южнее р.л.62 по разобщению в плане килевых частей интрузии, оси которых вытянуты в субширотном (Хараелахская) и субмеридиональном (Северо-западная) направлениях.

Внутреннее строение Хараелахской интрузии характеризуется чётко выраженной расслоенностью наиболее проявленной в центральной и фронтальной частях интрузива. Разрез по скважине КЗ-456 имеет классическое строение (рис. 3.9). Снизу-вверх здесь выделяются: контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты. Отличительной особенностью разреза в этой скважине является наличие мощной верхней части (около 50 м), обогащенной оливином, в которой выделяются как верхние такситовые, так и верхние пикритовые габбро-долериты.

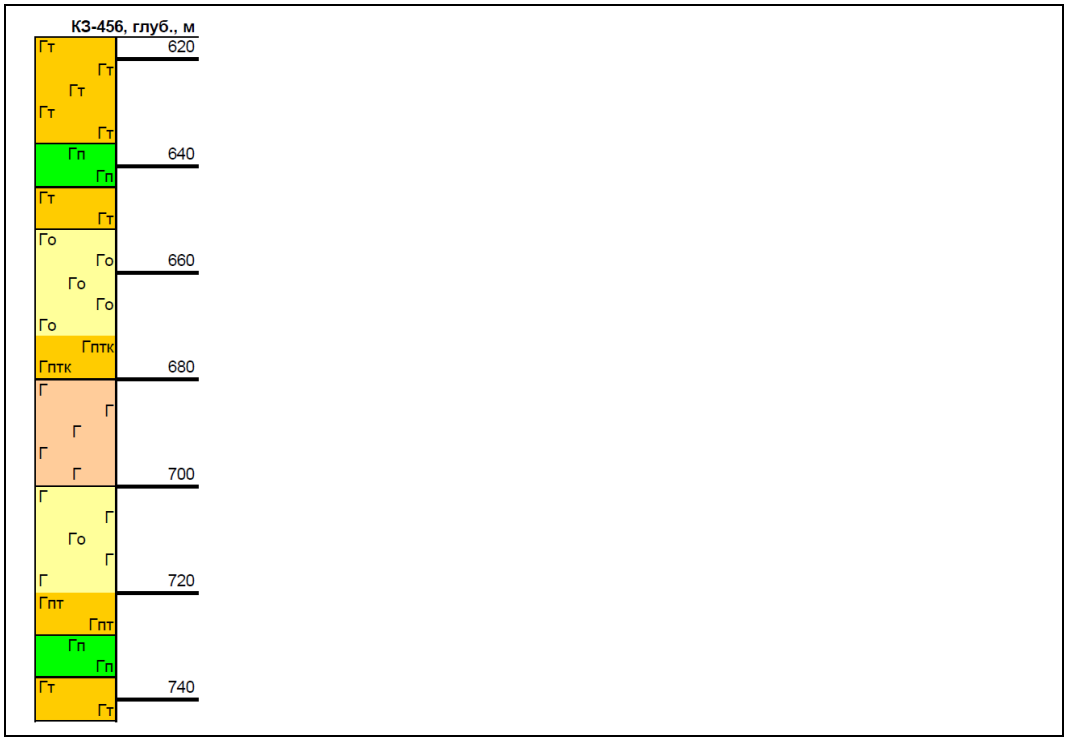


Рис. 3.9.

Сводный разрез массива представляет собой последовательную смену дифференциатов базит-ультрабазитовой производной объединённых в верхнюю, основную и нижнюю расслоенные серии.

В пределах **верхней расслоенной серии** выделяется широкий спектр пород различающихся своими минералогическими, петрохимическими, структурными и текстурными особенностями. К ним относятся: контактовые габбро-долериты (долериты), лейкогаббро, такситовые габбро-долериты, габбро-диориты, пегматоидные габбро-долериты, призматическизернистые габбро-долериты.

Лейкократовое габбро, которое на 80-90% состоит из основного плагиоклаза битовнит-анортитового состава, в разрезе, как правило, находится выше верхних такситовых габбро-долеритов. Эти породы образовались при всплывании (флотировании) наверх ранних зерен плагиоклаза и, помимо рудоносных плутонов, широко развиты также в интрузивах круглогорского типа, которые являются по отношению к первым опережающей лейкократовой фазой и уже длительное время рассматриваются в качестве важного поискового критерия потенциальной перспективности площадей.

Верхние такситовые габбро-долериты распространены только в рудоносных интрузивах норильского типа и являются их важным типоморфным признаком. Они образованы при дифференциации флюидонасыщенных рудоносных магм при активном участии восходящих потоков флюидов, которые захватывали ранние зерна основного плагиоклаза, в меньшей степени оливина, а также цветные и благородные металлы и хром и переносили их в верхнюю, прикровельную часть массива, где и происходило становление данного горизонта [Михалев, 2011ф].

Свидетельством участия флюидной газовой фазы в образовании верхних такситовых габбро-долеритов является широкое развитие в них миндалекаменной («пузыристой») текстуры. Газовые пузыри, а в застывшей интрузии миндалины концентрируют вокруг себя сульфидную, платиновую и хромитовую минерализации, показывая механизм транспортирования металлических комплексов от основных рудных скоплений в верхние горизонты магматической камеры. Этот горизонт имеет также практическое значение, так как содержит промышленные концентрации платиновых металлов.

В пределах Октябрьского месторождения распространение дифференциатов верхней расслоенной серии подчинено общему строению рудоносного интрузива. Они образуют в плане единое тело, распадающееся на отдельные участки лишь по изопахите 10 м.

Мощность данных пород в пределах большей части месторождения составляет 5-20 м, достигая на участке предполагаемого разделения Северо-западной и

Хараелахской ветвей 60-80м., а на западном фланге Хараелахской ветви 30-50м. Средняя мощность горизонта составляет около 12 м.

Основная расслоенная серия характеризуется трёхчленным строением, главными членами которой являются (сверху-вниз): 1) безоливиновые - оливинсодержащие габбро-долериты, 2) оливиновые габбро-долериты; 3) пикритовые габбро-долериты.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты основной расслоенной серии представляют собой последовательно сменяющиеся дифференциаты, в которых сверху вниз происходит постепенное обогащение оливином и, в соответствие с этим, изменение состава и структурно-текстурных особенностей пород. На их долю приходится порядка 40-80% разреза интрузива, а иногда и более на некоторых его маломощных фланговых участках.

Оливиновые габбро-долериты постепенно вниз по разрезу сменяют вышерассмотренные оливинсодержащие, отличаясь от них более тёмной окраской и характерной «горошчатостью». К оливиновым разностям габбро-долеритов, помимо собственно оливиновых, относятся оливин-биотитовые, пикритоподобные и троктолитовые разности габбро-долеритов.

Распространение вышеописанных пород основной расслоенной серии в пределах Октябрьского месторождения подчиняется общему характеру строения и морфологии самой интрузии. Даже в краевых её частях, где происходит выпадение из разреза отдельных дифференциатов, оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты присутствуют практически постоянно.

При вариации мощностей данного горизонта от 10 до 200 метров средняя мощность составляет 50 м.

Пикритовые габбродолериты в виде горизонта средней мощностью 10-20м, выделяются выше нижних такситовых габбро-долеритов, имея с ними как постепенные, так и резкие переходы. Они распространены в пределах всего Хараелахского интрузива, иногда отсутствуя лишь на участках локальных пережимов и на флангах.

Данный горизонт, помимо собственно пикритовых габбро-долеритов, включает в себя существенно оливиновые разности, несколько различающиеся соотношением породообразующих минералов и, в зависимости от этого, представленные троктолитами, плагиоперидотитами и плагиооливинитами. Отличительными особенностями пород являются широко развитая сегрегационная структура, образованная гравитационным осаждением ранних зерен оливина и их повсеместная серпентинизация, обусловленная автометасоматическими процессами флюидозамещения.

В пределах Октябрьского месторождения, морфология горизонта пикритовых габбро-долеритов несколько отличается от строения самого интрузива. Средняя

мощность горизонта, составляет порядка 10-20м. В пределах северных флангов Хараелахской ветви максимальные значения мощности «пикритов» составляют 37,8 м (скв. КЗ-1515), а в западном её окончании достигает 56,5 м (скв. КЗ-811), то в пределах Северо-Западной ветви этот показатель не превышает 30 м. Кроме того, полоса повышенной мощности ультраосновных разностей (30-40м) протягивается вдоль всего северо-западного края Хараелахской ветви.

Фронтальные зоны Октябрьского месторождения характеризуются расщеплением интрузива на многочисленные маломощные апофизы. Однако, даже при очень незначительной их мощности, относительная доля пикритовых габбро-долеритов в них может составлять до 60-70% объёма разреза. При этом сами горизонты ультроосновных пород, нередко обнаруживают многократное их повторение в строении, иногда слагая отдельные тела, залегающие выше по разрезу от основной интрузии (скв ЗФ-12).

Пикритовые габбро-долериты являются одним из основных горизонтов локализации первичных вкрапленных руд, образующими здесь характерные каплевидную и интерстиционную структуры, что указывает на их сингенетичную природу.Важно при этом подчеркнуть, что повышенные мощности пикритовых габбро-долеритов (свыше 15м) четко фиксируют осевые линии интрузива и повторяют в общих чертах контуры основных залежей богатых руд, а мощности описываемых пород свыше 20м встречаются только внутри указанных залежей или в непосредственной близости от них.

Нижние такситовые и контактовые габбро-долериты в составе нижней расслоенной серии слагают приподошвенную часть Хараелахской интрузии, сменяя вниз по разрезу горизонт пикритовых габбро-долеритов. Морфология данного горизонта в большинстве своём соответствует общему строению Хараелахского интрузива. Мощность горизонта меняется от 1-2 до 60м, при средней мощности 10-20м. Такситовые габбро-долериты мощностью более 5м развиты практически по всей площади Октябрьского месторождения.

Наиболее обширным полем развития такситовых габбро-долеритов значимой (более 20м) мощности характеризуется Хараелахская ветвь в её субширотной части. Здесь, многочисленные «острова», обозначенные изопахитой 30 м расположены среди обширного, непрерывного поля мощностью более 40м, здесь же отмечаются участки с максимальными значениями мощностей более 50м (КЗ-944^{бис}-61,2м; КЗ-806 - 51,4м). На западном фланге Хараелахской ветви сплошное тело такситовых габбродолеритов мощностью более 10м., веерообразно распадается на ряд языков, экстраполируемых за пределы принятого контура.

Для большей части Северо-Западной ветви характерны небольшие (до 10м) мощности характеризуемых пород. Мощность контактовых габбро-долеритов изменяется в пределах 0-6,0м, в среднем составляя около 2,0 м.

Большинством исследователей признается, что нижние такситовые габбро-долериты являются самым рудонасыщенным горизонтом в материнском массиве и образованы они из остаточных порций расплава, обогащенных летучими компонентами. Последние способствуют разогреву и вторичному плавлению уже застывших контактовых и пикритовых габбро-долеритов, формированию контрастных такситовых текстур, концентрации в данных породах сульфидов с широким развитием структур замещения ими силикатных минералов, образованию крупной ксеноморфной и шлировидной вкрапленности.

Повышенные мощности такситовыхгаббро-долеритов фиксируют основные пути прохождения (потоки) флюидов, а, следовательно, и основные пути переноса рудного вещества и образование в благоприятной обстановке залежей богатых руд. В пределах Октябрьского месторождения в качестве поискового признака использованы мощности данных пород свыше 15м, которые в плане наиболее точно повторяют контуры известных тел сплошных руд (Михалев, 2011ф).

3.3. Интрузия Норильск 1

Талнахская

Южноморильская ветвь интрузии Норильск 1 залегает в базальтах сыверминской, надеждинской и гудчихинской свит, слагая субпластовое линзовидное тело мощностью 15-119 м (скв. ПЕ-15, 16, 40, 47, 68, 76, 82). Дифференциация в породах этой ветви проявлена сравнительно слабо: на большем протяжении они представлены оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами, редко достигающими состава пикритоподобных (скв. ПЕ-76). Исключение составляет разрез интрузива по скв. ПЕ-77, где несмотря на небольшую мощность, дифференциация проявлена наиболее полно (рис. 9).

Рис. 9. Норильские ветви.

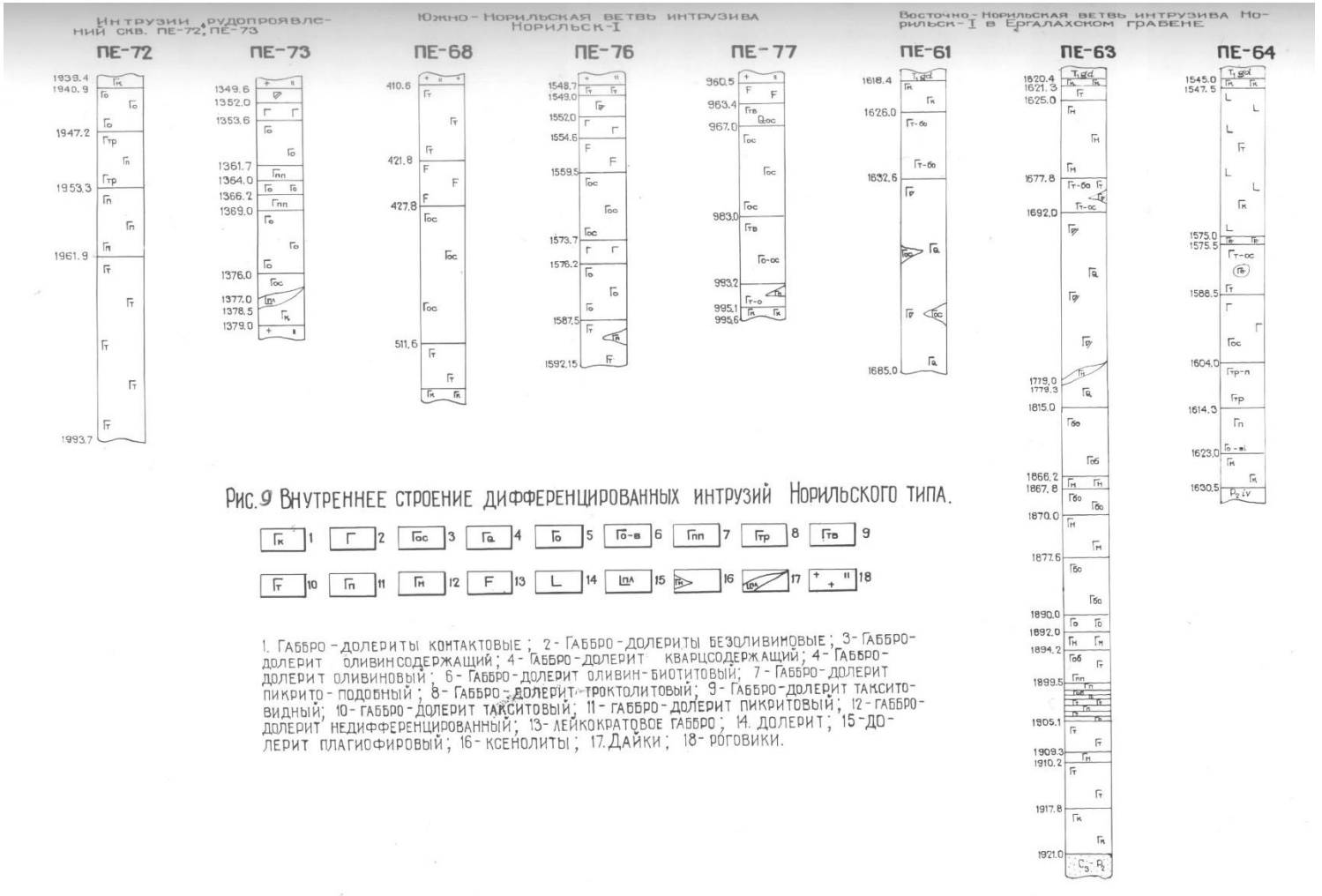


Рис. 9 Внутреннее строение дифференцированных интрузий Норильского типа.

1 2 3 4 5 6 7 8 9

10 11 12 13 14 15 16 17 18

1. Габбро-долериты контактовые; 2- Габбро-долериты безоливиновые; 3- Габбро-долерит оливинсодержащий; 4- Габбро-долерит кварцсодержащий; 4- Габбро-долерит оливиновый; 6- Габбро-долерит оливин-биотитовый; 7- Габбро-долерит пикрито-подобный; 8- Габбро-долерит троктолитовый; 9- Габбро-долерит такситовидный; 10- Габбро-долерит такситовый; 11- Габбро-долерит пикритовый; 12- Габбро-долерит недифференцированный; 13- лейкократовое габбро; 14. долерит; 15- долерит плагиофировый; 16- ксенолиты; 17. Дайки; 18- роговики.

Здесь в разрезе интрузии сверху вниз выделяются: 1. Лейкократовое габбро 2,9м, инт. 960,5-963,4 м. 2. Такситовидные кварц- оливинсодержащие габбро-долериты с прожилками и шлирами кварцевых габбро-диоритов безоливиновых и оливинсодержащих 3,6м, инт. 963,4-967,0 м. 3. Оливинсодержащие габбро-долериты. 16,0м, инт. 967,0-983,0 м. 4. Такситовидные оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, участками трактолитоподобные. 10,2м, инт. 983,0-993,2 м. 5. Такситовые оливиновые габбро-долериты с участками пикритовых габбро-долеритов. 2,2м, инт. 993,2-995,1 м. 6. Контактовые габбро-долериты. 0,5м, инт. 995,1-995,6 м.

3.4. Талнахская интрузия

Талнахская интрузия локализуется вдоль Норильско-Хараелахского разлома в отложениях тунгусской серии, в ее составе выделяют две ветви – Юго-западную и Северо-восточную.

Юго-западная ветвь прослеживается в западном борту Норильско-Хараелахского разлома, вдоль Главного шва более чем на 9 км (при ширине до 760 м), плавно погружаясь на северо-восток. Она полого сечет вмещающие породы от низов туфолавовой толщи до верхней части разреза девонских отложений, локализуясь большей своей частью в отложениях тунгусской серии. В крайней южной части интрузив выходит под рыхлые четвертичные отложения, а к северу глубина его залегания постепенно увеличивается, составляя более 700 м. Кровля интрузии характеризуется слабоволнистой поверхностью, а подошва осложнена многочисленными разломами.

В результате постинтрузивных Западных сбросов субмеридионального простирания единое тело интрузива в южной части разделено на три блока: Западный (Главный), Восточный, ограниченный с востока главным швом Норильско-Хараелахского разлома, с запада одним из системы сбросов и Промежуточный.

В северном направлении Юго-западная ветвь приобретает трубообразную форму и в поле рудника «Скалистый» через зону Главного шва Норильско-Хараелахского разлома соединяется с Северо-восточной ветвью (Кравцов, 1987ф). Севернее л.р. 83 рассматриваемая ветвь уже не следится.

Мощность интрузии в пределах ветви колеблется от первых метров до 170-200 м. При этом области развития наибольших мощностей отмечаются в виде разрозненных участков в районе л.р.11 и л.р.21-26 на юге; л.р.35-37, л.р.47 и л.р.57-59 в центральной части. На севере от л.р.67 и далее область развития наибольших мощностей представлена в виде линейно-вытянутого участка.

Северо-восточная ветвь вытянута вдоль зоны Норильско-Хараелахского

разлома в его восточном борту в виде лентовидного узкого тела шириной 0,6-1,5 км. Она прослежена по падению в север-северо-восточном направлении параллельно разлому более чем на 16 км. Морфология интрузива в значительной степени обуславливается пликативными дислокациями. Западный борт ветви ограничивается зоной Норильско-Хараелахского разлома, в районе которого происходит резкое выклинивание интрузии, хотя на некоторых участках (л.р.43-53 и л.р.143-155) данная ветвь отклоняется на 200-500м. Восточный ее борт, по сравнению с западным, изучен недостаточно, но имеет более плавное выклинивание.

По отношению к вмещающим породам интрузивное тело является пологосекущим. На юге оно залегает почти на контакте эффузивной толщи с тунгусскими отложениями, а к северу, погружаясь, переходит на границу последних с девоном. В пределах л.р.125-183 интрузия следится уже на уровне терригенно-сульфатно-карбонатных осадков мантуровской, разведочнинской и курейской свит. Далее, на север, ветвь плавно воздымается, приобретая секущее в разрезе положение, и занимает уже нижнюю часть отложений тунгусской серии.

Поверхность кровли интрузива относительно ровная, слабоволнистая. Подошва же имеет более волнистую поверхность, обусловленную наличием очень характерных килевых или мульдообразных прогибов, совпадающих в плане с приразломными синклинальными складками. С такими участками связано и увеличение мощности интрузива до 180-218 м при средней его мощности 120-150 м и концентрация залежей богатых руд.

Внутреннее строение Талнахской интрузии характеризуется четко выраженной расслоенностью. Классический разрез массива представляет собой последовательную смену дифференциатов базит-ультрабазитовой магмы, объединенных в верхнюю, основную и нижнюю расслоенные серии.

В составе **верхней расслоенной (габбровой) серии** выделяется тот же спектр пород, описанный выше в хараелахской интрузии: контактовые габбро-долериты (долериты), лейкогаббро, такситовые габбро-долериты, габбро-диориты, пегматоидные габбро-долериты, призматическизернистые габбро-долериты.

Горизонт верхней расслоенной серии в пределах Северо-восточной ветви широко распространен, его средняя мощность составляет 25-30 м. Области повышенных мощностей приурочены к осевой зоне интрузива и представлены в виде разрозненных участков, мощность горизонта в которых достигает 70-120 м.

В пределах Юго-западной ветви интрузива этот горизонт распространен относительно равномерно, мощность его варьирует, в основном, в пределах 15-35 м, иногда до 50 м. В пределах л.р.59-63 мощность горизонта уменьшается до первых метров, в связи с пережимом интрузии, а далее на север снова увеличивается и достигает своих максимальных значений 62-77 м.

Основная расслоенная серия дает нам представление о степени и характере

дифференциации Талнахской интрузии. Она характеризуется трехчленным строением, главными членами которой являются (сверху-вниз): 1) безоливиновые-оливинсодержащие габбро-долериты, 2) оливиновые габбро-долериты, 3) пикритовые габбро-долериты.

Распространение горизонта ***безоливиновых-оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов*** подчиняется общему характеру строения и морфологии самой интрузии. Даже в краевых ее частях, где происходит выпадение из разреза отдельных дифференциатов, этот горизонт присутствует практически всегда.

В пределах Северо-восточной ветви интрузива максимальные значения мощностей горизонта (70-130 м) сосредоточены в осевой зоне ветви и приурочены к участкам повышенных мощностей самой интрузии. В краевых частях интрузива мощность горизонта составляет первые десятки метров.

В пределах южной и центральной частей Юго-западной ветви горизонт оливиновых, безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов распространен относительно равномерно, мощность его составляет в среднем 20-50 м. К северу от л.р.65 мощность горизонта увеличивается до 70-90 м, также отмечается небольшой участок в центральной части ветви л.р.47, в пределах которого мощность горизонта достигает 80 м.

Горизонт ***пикритовых габбро-долеритов*** выделяется ниже оливиновых габбро-долеритов, имея с ними как постепенные, так и резкие переходы. В пределах Северо-восточной ветви пикритовые габбро-долериты наиболее характерны в осевой зоне интрузива, где их мощность в среднем составляет 5-15 м. Отмечаются участки с повышенными мощностями пикритовых габбро-долеритов, которые совпадают с повышенными мощностями самой интрузии за счет прогибов ее подошвы. Так в пределах южной (л.р. 47-69) и центральной (л.р. 80-96) части ветви выделяются два линейно вытянутых вдоль Норильско-Хараелахского разлома участка, где мощность горизонта достигает 30м и 40-45м соответственно.

К краевым частям интрузии мощность пикритовых габбро-долеритов уменьшается до первых метров, а иногда горизонт вообще выклинивается (л.р.108-119, л.р. 90-99).

В пределах Юго-западной ветви горизонт пикритовых габбро-долеритов имеет также повсеместное распространение, выклиниваясь только на небольших по площади участках в краевых частях. Средняя мощность горизонта в среднем составляет 10-15 м. Участки с повышенными мощностями горизонта сосредоточены в южной и центральной части ветви в районе л.р.17-28, л.р.34-39. Ореолы с максимальными значениями мощности (30-60 м) на этих участках тяготеют к западному борту интрузии.

Нижняя расслоенная серия представлена такситовыми и контактовыми

габбро-долеритами, сменяющими вниз по разрезу горизонт пикритовых габбро-долеритов. Горизонт ***такситовых габбро-долеритов*** в пределах Северо-восточной ветви распространен повсеместно. Его мощность варьирует от первых метров до 28 м, в среднем составляя 8-12 м. Такситовые габбро-долериты прослеживаются непрерывной полосой по изопахите 5м, а на отдельные тела распадаются при мощности свыше 10 м. Повышенные мощности горизонта приурочены преимущественно к осевой зоне интрузии и нередко несколько смещены к востоку от максимальных мощностей самого интрузива (л.р. 103-115). В краевых частях интрузии мощность характеризуемых пород, наоборот, уменьшается и не превышает, как правило, 5 м.

В пределах Юго-западной ветви мощность горизонта такситовых габбро-долеритов составляет, как правило, первые метры, увеличиваясь на отдельных участках до 5-10 м. Однако в южной части ветви, в западном борту (л.р.24-27) располагается ореол, в котором мощность горизонта такситовых габбро-долеритов достигает 47 м.

В пределах Талнахского месторождения в качестве поискового признака использованы мощности данных пород свыше 10 м, которые в плане отражают осевые линии основных и вспомогательных флюидно-рудно-магматических потоков и повторяют контуры известных залежей богатых руд (Михалев, 2012ф).

Таким образом, изучение петролого-фациальной зональности рудоносных Хараелахской и Талнахской интрузий показывает на всем протяжении их четкую или полную дифференциацию с выделением горизонтов типичных пикритовых и такситовых габбро-долеритов в нижней части и лейкократового габбро и верхних такситовых габбро-долеритов в составе верхней габбровой серии.

Только в узких краевых и небольших тыловых частях интрузивов происходит выпадение из разреза отдельных дифференциатов, прежде всего пикритовых, нижних и верхних такситовых габбро-долеритов, реже лейкогаббро и всей верхней габбровой серии. Поэтому говорить о какой-то петрографической зональности рудоносных интрузий не приходится. На всем своем протяжении они остаются полнодифференцированными массивами, а это их свойство является важнейшей первичной характеристикой, свидетельствующей о потенциальной рудоносности объекта.

Отнесение некоторыми авторами маломощных слабодифференцированных интрузий к апофизам рудоносных интрузивов норильского типа может быть неправомочным. Большей частью они являются самостоятельными пластовыми интрузивными телами или апофизами более крупных интрузий круглогорского или нижнеталнахского типа норильского комплекса, имеющие более обширный ареал распространения. Самостоятельного практического значения они не имеют, но

свидетельствуют о потенциальной перспективности площади, так как являются необходимыми элементами строения рудных узлов норильского типа.

Глава 4

отв. И.И. Никулин

МИНЕРАЛОГИЯ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Наибольший эффект при разбраковке интрузивов можно достичь при комплексном использовании особенностей химизма главных породообразующих минералов при сравнении однотипных пород, а также сравнении диапазонов колебания их состава по разрезам расслоенных интрузий в целом. Основными породообразующими минералами дифференцированных интрузий являются три серии твёрдых растворов: оливинов, плагиоклазов, пироксенов (моноклинных и ромбических). Наряду с ними в небольших количествах в породах постоянно встречаются минералы трёх изоморфных рядов: собственно, шпинели, хромита и магнетита.

4.1.1. Оливины

Наиболее интересным и важным минералом является, несомненно, оливин. Он представляет собой в большинстве случаев самую раннюю ликвидусную фазу и в максимальной степени содержит информацию о составе исходного расплава, которая запечатлена как в составе самого оливина, так и в содержащихся в нем магматических включениях. К преимуществам использования этого минерала также относится широкий ряд образуемых им составов, отражающих условия его кристаллизации, а также значительный набор элементов-примесей, которые могут служить при интерпретации условий его образования и выступать в качестве поисковых критериев. Большой объем аналитических данных по составам оливинов Норильского района получен В.В. Рябовым /Рябов, 1992/.

Для рудоносных интрузивов типично асимметричное распределение оливина по разрезу интрузии и накопление его в приподошвенном горизонте пикритовых габбродолеритов в количестве свыше 50% /Криволуцкая и др., 2001/ при содержании форстеритового минала до 83 мол.%. Диапазон колебания состава оливина по разрезу может превышать – 30 мол.%, как будет показано ниже при рассмотрении новых аналитических данных, полученных для интрузива Норильск 1. Безрудные массивы характеризуются в целом более магнезиальным и выдержанным составом оливина, который варьирует в пределах Fo_{78-83}.

Оксид никеля является главным примесным компонентом в оливине. По уровню концентрации этого металла рудоносные массивы (их высокомагнезиальные породы) достаточно надежно отличаются от безрудных: в

первых концентрации NiO достигают 0,2–0,3 мас.%, в то время как во- вторых они не превышают 0,1 мас.% (Нижне-Талнахский интрузив, Зеленая Грива и др). Правда, следует отметить, что массивы с вкрапленными рудами не отличаются от интрузивов с богатым сплошным оруденением, поскольку концентрации никеля в пикритовых габбро-долеритах и троктолитах и тех и других аналогичны (например, концентрации NiO в троктолитах Южно-Пясинского и Имангдинского массивов превышают 0,2 мас.%). Таким образом, никель в оливинах высокомагнезиальных пород является весьма показательным для разбраковки интрузивных тел, хотя и не дает однозначный ответ при прогнозировании сплошных руд. Содержания никеля отчетливо коррелируются в безрудных породах с магнием, поэтому по мере снижения снизу-вверх по разрезу форстеритового минала в оливине происходит и падение концентраций в нем NiO. В горизонтах вкрапленных руд картина, как правило, более сложная, поскольку происходит перераспределение никеля между сульфидной и силикатной фазами.

Оливиновые габбро-долериты осевой зоны

№№ скважины	Статистическое значение	Атомные количества		
		Ni, Ti	Mn	Al, Ca
ОМ-24	Минимум	0,001951547	0,004228926	0,003245378
	Максимум	0,002802891	0,005920496	0,006312438
	Среднее	0,00243509	0,005189698	0,00506248

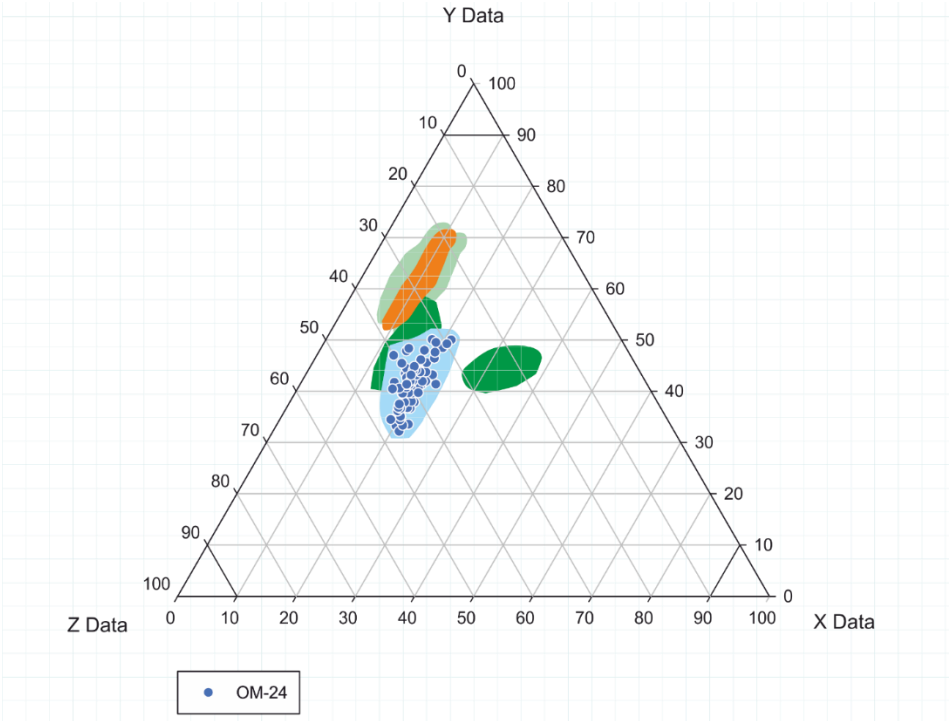


Рис. 1.1. Распределение элементов-примесей в оливинах оливиновых габбро-долеритов осевой зоны тыловой фации (атомные количества): X – Ni+Ti; Y – Mn; Z – Al+Ca.

Следующим очень информативным элементом является кальций в оливине. Как показано в предыдущих работах /Криволуцкая и др., 2001/, оливины массивов Талнахского рудного узла и Норильска 1 обеднены этим компонентом по сравнению, например, с массивом Зеленая Грива – концентрации CaO в оливинах в пикритовых габбро-долеритах из указанных интрузивов в среднем составляют 0,12 и 0,30 мас.%. Содержания кальция в оливине обычно прямо пропорционально связаны с содержаниями железа, и в вертикально разрезе рудоносных интрузивов увеличиваются по мере продвижения от подошвы к кровле. Однако в безрудных массивах эта картина выражена не так ярко за счет слабой вариабельности состава самого оливина, а также пока еще не объясненных процессов. Например, в массиве Зеленая Грива не выявлено никакой зависимости содержаний CaO от состава оливина.

Достаточно высокие концентрации MnO присутствуют в оливинах почти всех интрузивных пород Норильского района, причем они отчетливо коррелируются с содержанием фаялитового минала в минерале. Концентрации MnO могут достигать 0,36–0,40 мас.%. Однако самостоятельного значения для

разбраковки интрузивов они не имеют именно в силу их высокой степени корреляции с Fe.

С появлением новых методов локального анализа (SIMS, LA ICP-MS) появилась возможность расширить круг изучаемых элементов, уровень концентрации которых значительно ниже. В нескольких массивах Норильского района (Талнахском, Хараелахском, Нижне-Талнахском, Зеленая Грива и ЮжноПясинском) и эффузивных разностях (пикритовых базальтах гудчихинской и надеждинской свит) были определены тяжелые редкие земли (Yb, Dy, Y), а также Li, Ti, Cr, V, Na, Sr.

По содержанию главных, редких и летучих компонентов в расплавах, из которых кристаллизовался оливин, принципиальной разницы между рудоносными и безрудными массивами не установлено. Выявлено 2 типа оливинов и расплавных включений в них – аномальные (обедненные CaO и обогащенные SiO_2 и редкими землями) и нормальные. Первые характерны для массивов Талнахского рудного узла минерализованных в различной степени (Талнахского, Хараелахского, Норильск 1 с богатыми рудами и Нижне-Талнахского с убогой сульфидной минерализацией), вторые – Южно-Норильского рудного узла (слабосульфидоносный массив Зеленая Грива).

В большинстве массивов оливин пикритовых габбродолеритов представляет собой интрателлурическую фазу, он кристаллизовался из расплава, отличного по составу от пикритового. Исключительно высокая степень обогащения такого расплава наиболее несовместимыми литофильными элементами (Ba, La, Ce), щелочами и бором позволяют предположить, что он произошел в результате сочетания процессов глубокого фракционирования и ассимиляции вмещающих пород в открытой системе промежуточного корового типа /Криволуцкая и Соболев, 2001; Krivolutskaya, Sobolev, 2001/. Существенно отличается по всем параметрам Зеленогривский интрузив, оливины которого образовались в пределах интрузивной камеры in situ.

Низкие концентрации редких земель в оливинах (например, в массиве Зеленая Грива) могут быть объяснены простой кристаллизационной дифференциацией. Высокие содержания HREE, коррелирующиеся с фаялитовой составляющей в оливине, требуют иной интерпретации. Возможно, оливины обогатились тяжелыми редкими землями и иттрием в процессе просачивания сильно фракционированного расплава через плотные кумулусные горизонты оливина. Этот процесс был смоделирован с помощью программы PERCOLATION (Boudreau, 2003) В результате получены содержания Yb в оливинах, близкие к наблюдаемым в Хараелахском массиве. Таким образом, различные интрузивы Талнахско-Норильской магматической системы имели общую историю

становления и формирования; с единым механизмом обогащения оливинов тяжелыми редкими землями и иттрием.

Помимо редких земель одним из поисковых признаков могут служить пониженные концентрации титана и повышенные ванадия в оливинах рудоносных и безрудных массивов соответственно /Криволуцкая и др., 2006/.

4.1.2. Включения в оливинах

Криволуцкая Н.А. и др. исследовали составы магматических включений в оливинах из пород главного этапа траппового магматизма. Состав включений был изучен для ряда рудоносных (Талнахский, Хараелахский, Северо-Масловский и Норильск I) и безрудных (Нижнеталнахский, Зеленогривский) массивов (Криволуцкая, Соболев, 2001), а так же пикритовых базальтов гудчихинской свиты (Соболев и др., 2009а) (Криволуцкая Н.А., 2014). В оливинах обнаружены следующие типы магматических включений (рис. 1.5):

1. Кристаллические (плагиоклаз, альбит, пироксены, хромшпинелиды, апатит), до 60 мкм.

2. Расплавные:

а) стекловатые (стекло+газ), <25 мкм;

б) раскристаллизованные – частично (стекло+газ+твердая фаза=ортопироксен, амфибол, ильменит, апатит, сульфиды) и полностью (газ+твердые фазы), до 110 мкм.

3. Флюидные, до 40 мкм.

4. Комбинированные (твердая фаза+расплав или флюид), до 80 мкм (Криволуцкая Н.А. и др., 2006).

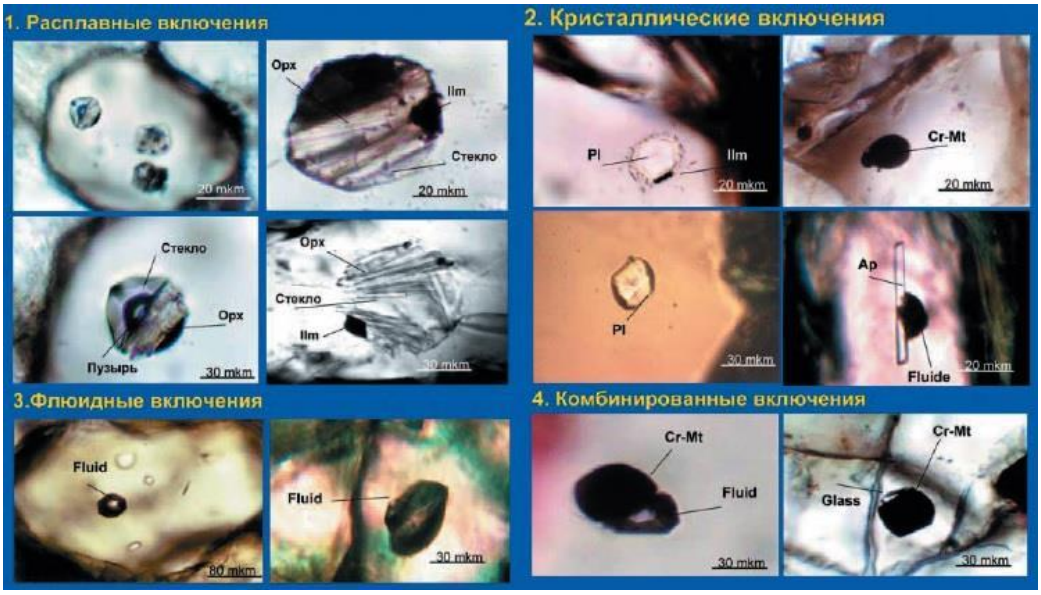


Рис. 4.5. Фотографии магматических включений в оливинах норильских интрузий (Криволуцкая Н.А. и др., 2006).

Наибольший интерес представляют кристаллические включения хромшпинелидов в оливинах, которые позволяют по оливин-шпинелевому равновесию судить о фугитивности кислорода в расплаве (табл. 4.2).

Таблица 4.2.

Состав хромшпинелидов в оливинах Талнахского (норильский тип) и Нижнеталнахского (нижнеталнахский тип) интрузивов (по Н.А. Криволуцкой, 2006)

	Талнахский интрузив										Нижне-Талнахский интрузив								
№ обр.	4051 вв/18										ТГ31/827								
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO_2	0.43	0.52	0.58	0.55	0.51	2.86	0.55	0.5	0.33	0.49	0.26	0.5	0.5	0.49	0.5	0.5	0.55	0.56	0.58
TiO_2	5.24	5.74	7.93	5.88	8.16	5.24	22.3	6.17	5.61	7.23	1.91	3.73	2.54	0.53	2.05	1.98	5.33	4.12	3.33
Al_2O_3	3.75	3.45	4.4	6.5	3.58	5.02	2.6	6.36	6.6	4.61	11.23	6.75	7.94	4.16	9.64	9.02	3.19	5.61	5.1
Cr_2O_3	16.24	15.14	15.78	21.41	12.78	16.63	10.64	20.57	22.14	16.77	11.81	9.08	9.46	9.17	12.18	11.02	2.74	8.79	6.32
V_2O_3	0.88	0.82	0.83	0.74	0.73	0.77	0.51	0.83	0.87	0.7	2.03	2.46	2.47	1.42	1.45	1.43	2.89	2.25	2.52
FeO	68.82	69.16	64.77	59.44	70.21	65.14	58.87	59.88	60.41	64.37	67.36	71.58	70.88	75.89	67.47	70.98	75.95	72.24	76.79
MgO	3.29	3.15	2.8	3.03	2.19	2.44	3.27	3.23	2.97	2.74	3.7	2.94	3.01	1.53	3.27	3.38	2.47	2.98	2.88
MnO	0.37	0.31	0.51	0.44	0.33	0.33	0.42	0.4	0.37	0.31	0.31	0.34	0.36	0.27	0.31	0.29	0.32	0.34	0.35
NiO	0.01	0.14	0.13	0.07	0.12	0.1	0	0.06	0	0.22	0.21	0	0.01	0.09	0.15	0	0.15	0.21	0.08
ZnO	0.06	0.05	0.17	0.3	0.3	0.24	0.05	0.07	0.11	0.07	0.06	0.1	0.09	0.06	0.02	0.12	0.01	0.12	0
Сумма	99.09	98.48	97.9	98.36	98.91	98.77	99.21	98.07	99.41	97.51	98.88	97.48	97.26	93.61	97.04	98.72	93.6	97.22	97.95
Cr/(Cr+Al)	0.812	0.814	0.782	0.767	0.781	0.768	0.804	0.764	0.77	0.784	0.513	0.574	0.544	0.688	0.558	0.55	0.462	0.611	0.553
-	Оливин-хозяин																		
SiO_2	38.75	38.75	38.12	38.12	37.72	37.72	37.53	38.43	37.42	37.65	38.77	38.77	39.45	39.08	38.72	38.72	39.38	39.38	39.07
FeO	22.26	22.26	24.18	24.18	26.32	26.32	24.22	23.36	24.04	23.71	20.42	20.42	20.56	20.25	21.06	21.06	20.03	20.03	19.6
MnO	0.36	0.36	0.41	0.41	0.49	0.49	0.38	0.36	0.44	0.39	0.15	0.15	0.16	0.15	0.11	0.11	0.17	0.17	0.19
MgO	39.77	39.77	37.9	37.9	35.59	35.59	37.17	38.09	36.91	37.99	40.19	40.19	40.22	40.89	40.57	40.57	40.78	40.78	41.34
CaO	0.09	0.09	0.12	0.12	0.15	0.15	0.09	0.12	0.14	0.11	0.31	0.31	0.29	0.31	0.33	0.33	0.33	0.33	0.34
NiO	0.11	0.11	0.1	0.1	0.12	0.12	0.1	0.14	0.07	0.14	0.07	0.07	0.01	0.14	0.11	0.11	0	0	0.14
Сумма	101.34	101.34	100.83	100.83	100.39	100.39	99.49	100.5	99.02	99.99	99.91	99.91	100.69	100.82	100.9	100.9	100.69	100.69	100.68
Fo	76.11	76.11	73.64	73.64	70.68	70.68	73.23	74.41	73.24	74.07	77.82	77.82	77.72	78.26	77.45	77.45	78.4	78.40	79

Примечание: № образца соответствует номеру скважины (вв – пробуренной вверх из подземной выработки) и глубине в метрах.

Среди оксидов преобладает хроммагнетит, причем по составу данные минералы из Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов сильно отличаются. Первые более хромистые (Cr# 0,77–0,81) и цинковые (Zn 0,05–0,30 мас.%), в то время как вторые обладают значительно низким показателем Cr# 0,46-0,57 и цинка (Zn 0,01–0,12 мас.%). В то же время хромшпинелиды норильского типа характеризуются повышенным содержанием титана (Ti до 6,77 мас.%), на основании чего их можно отнести к титанохромитам.

Титаномагнетит в оливинах интрузивов круглогорского типа претерпел распад на магнетит и ильменит, как указывалось выше. В титаномагнетитах из пород круглогорского типа содержание хрома незначительное (Cr_2O_3 0,03–0,40 мас.%), содержание цинка приближенно к титаномагнетитам в оливинах интрузивов норильского типа (ZnO 0,05–0,29 мас.%).

4.2. Пироксены

Вторым важным в генетическом и практическом отношении минералом является пироксен из-за его существенно переменного состава и наличия большого количества примесных элементов. Он уступает оливину по информативности, поскольку появляется на заключительной стадии кристаллизации пород, и в связи с этим, может нести информацию только о внутрикамерных процессах. Однако преимуществом является его более широкое распространение в интрузивных породах, а также хорошая сохранность, что весьма важно для аналитических исследований.

Многие исследователи отмечали, что для богатых оливином габбро-долеритов рудоносных интрузий (и не только для них) характерно появление зональных кристаллов клинопироксена различных цветов: от богатых хромом зелёных до обогащённых титаном бурых разновидностей /Золотухин, Рябов, 1981/.

Повышение железистости клинопироксена происходит в направлении от высокомагнезиальных дифференциатов к железистым (снизу-вверх по разрезу) как в пространстве, так и во времени – от ранних фаз к поздним, от центра к периферии зональных кристаллов. Общий диапазон колебания железистости клинопироксенов рудоносных интрузий составляет 40 ат.% (от 17 до 57 ат.%).

Состав клинопироксенов рудоносных дифференцированных интрузий вряду пород от пикритовых к безоливиновым изменяется с уменьшением в их составе содержаний Al_2O_3, Cr_2O_3, CaO, MgO и увеличением SiO_2, TiO_2, суммы $FeO+Fe_2O_3$ и Na_2O+K_2O. Зелёные клинопироксены пикритовых габбро-долеритов интрузивов с высокой рудонасыщенностью в сравнении со слабо оруденелыми и безрудными характеризуются минимальной для клинопироксенов из траппов железистостью, наиболее высоким содержанием глинозёма, хрома и кальция. Повышенная

кальциевость авгитов норильских интрузий выделяет их из числа расслоенных базальтоидных интрузий. Для клинопироксена рудоносных интрузий характерна высококонтрастная цветная зональность, причём в минералах из пикритовых габбро-долеритов преобладает зелёная (хромистая) разновидность, а в безоливиновых – бурая (титанистая). Это обусловлено распределением хрома и титана в минерале. Хромистость клинопироксенов гиперболически уменьшается с возрастанием железистости минерала, а наиболее хромистые клинопироксены присущи пикритовым габбро-долеритам рудоносных интрузий. Титанистость его, наоборот, повышается с увеличением железистости минерала. Изменение TiO_2–fO_2 в разных интрузивах происходит при различных режимах щёлочности-кислотности расплава. Характер изменения TiO_2-fO_2 в зональных клинопироксенах из пикритовых габбро-долеритов позволяет выделить два типа этих пород: 1 - с резким возрастанием TiO_2 в периферических зонах кристаллов при незначительном изменении fO_2 и 2 – с преимущественным ростом fO_2 при небольшом увеличении TiO_2. Первому свойственно щёлочное направление эволюции расплава, а для второго – нормальное, типичное в целом для базальтовых расплавов. Это является одним из признаков отличия крупных месторождений от мелких, рудопроявлений и безрудных трапповых интрузий. Железонасыщенность ортопироксенов пикритовых габбродолеритов интрузий с высокой рудонасыщенностью выше, чем у ассоциирующих с ними оливинов.

Изучение составов ортопироксенов показывает, что их железистость в пикритовых габбро-долеритах рудоносных интрузий выше, чем у ассоциирующего с ним оливина, в то время как в оливиновых габбро-долеритах наоборот – железистость ортопироксена ниже, чем у оливина.

Изучением типоморфных особенностей оливинов и, главным образом пироксенов, занимался А.В. Люлько /Люлько, 1999ф/. На примере интрузивов Талнахского, Норильского, Имангдинского и Тальминского рудных узлов им показано, что пироксены из оливиновых и безоливиновых габбро-долеритов рудоносных массивов содержат высокохромистые пироксены по сравнению с аналогичными породами безрудных интрузивов. Как будет показано ниже, полученные нами данные не подтверждают эти выводы.

4.3. Плагиоклазы

Использование плагиоклазов для разбраковки интрузивов разной степени рудоносности является весьма условным из-за вариаций размеров зёрен, их морфологии и составы в единичном образце чрезвычайно высоки и необходима огромная статистика для сравнения породы из одного горизонта какого-либо интрузива, не говоря уж о сопоставлении разных массивов. Плагиоклазы

практически лишены примесных элементов, которые можно было бы использовать вместо главных компонентов. Дополнительным осложнением является зональное строение кристаллов плагиоклаза, требующее дополнительных данных хотя бы по центральным и краевым его зонам.

Большая часть работ по изучению состава плагиоклазов интрузий Норильского района была проведена в 70-х годах прошлого столетия. Плагиоклаз является одним из главных породообразующих минералов интрузивов. Многие геологи связывали формирование богатых сульфидных руд с обогащенными плагиоклазом породами, а проблему генезиса существенно полевошпатовых руд считали одной из важнейших в выявлении природы норильских рудоносных интрузий.

Плагиоклаз в лейкогаббро образует зональные таблитчатые кристаллы, в центральных частях имеющие состав An90-66, который в целом выдержан по всему разрезу интрузива. Краевые части таблитчатых зерен плагиоклаза имеют более кислый состав` вплоть до олигоклаза. Состав кристаллов плагиоклаза, располагающихся между порфировыми выделениями в лейкокогаббро, варьирует от An71-66 в их центральных частях, до An62-41 в краевых. В оливинсодержаших и оливиновых габбродолеритах центральные части кристаллов плагиоклаза имеют состав An91-70, а краевые - An79-54. И в лейкогаббро, и в габбродолеритах происходит раскисление плагиоклаза вверх по разрезу интрузива, вплоть до появления альбита (рис. 4.3).

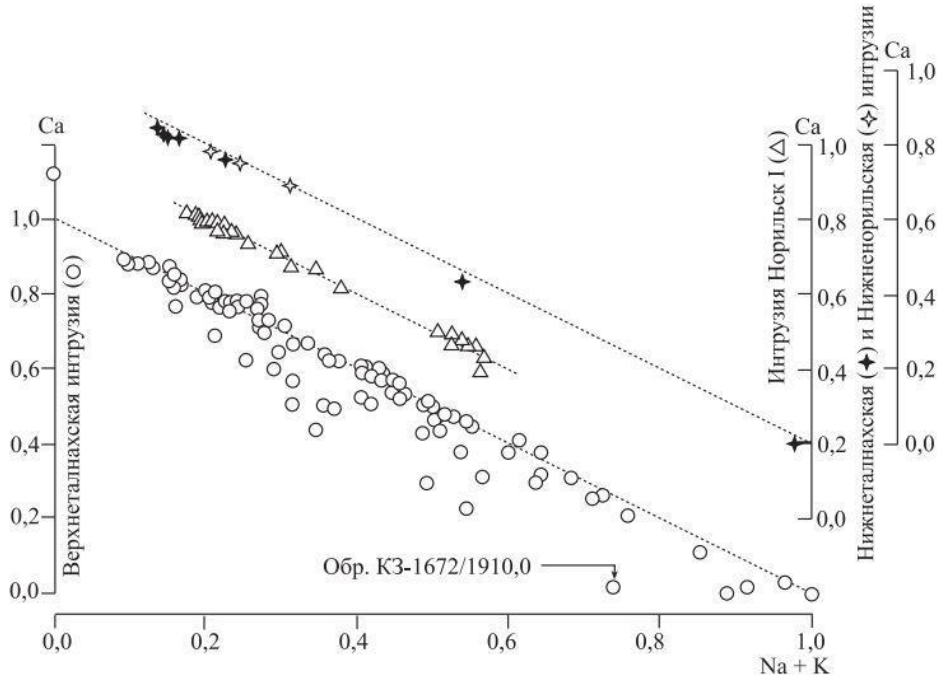


Рис. 4.3. Химический состав плагиоклазов различных интрузий (микрозондовый анализ) (по Золотарев, и др., 2014).

Исходя из приведенных данных, чёткой и однозначной связи между основностью плагиоклаза и рудоносностью интрузий Норильского района не наблюдается. Однозначной связи основности плагиоклаза с магнезиальностью вмещающей породы не выявлено в силу полихронности образования плагиоклазов и их зональным строением.

Петрогенетическое значение плагиоклазов в основных и ультраосновных породах обсуждается в целом ряде работ, касающихся трапповых провинций и расслоенных интрузий (Грошев, 2017; Рябов, Золотухин, 1977; Золотарёв, Аплонов, 2014 и др.). Основным современным методом изучения особенностей состава и зональности минералов является рентгеноспектральный микроанализ.

В частности, для норильского интрузивного комплекса характерно плавное возрастание содержания плагиоклаза снизу-вверх по разрезу магматического тела в дифференцированных интрузиях норильского типа от пикритовых к безоливиновым габбро-долеритам. В эффузивах отмечаются, как правило, повышенные количества плагиоклаза, превосходящие по содержанию темноцветные минералы (Рябов, Золтухин, 1977).

Химический состав плагиоклазов в составе различных горных пород и интрузий охватывает весь изоморфный ряд от альбита до анортита. Более широкие

вариации состава плагиоклазов характерны для горных пород рудоносных интрузий (ВТИ, Норильск I) в отличие от безрудных (НТИ, ННИ). Явной зависимости между основностью плагиоклазов и магнезиальностью вмещающих их горных пород не устанавливается, что во многом связано с их зональным строением и полихронностью образования. Плагиоклазы из краевых частей зерен в подавляющем большинстве случаев являются более кислыми, чем из центральных, что свидетельствует об их раскислении в процессе кристаллизации (Золотарёв, Аплонов, 2014).

Как было показано многими исследователями, закономерное уменьшение количества плагиоклаза снизу-вверх по разрезу интрузий и раскисление его в этом же направлении свидетельствуют о дифференциации магматического расплава (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964; и др.).

Большинство исследователей медно-никелевых месторождений рассматриваемого региона выделяют две генерации плагиоклаза: ранняя генерация минерала представлена более основным плагиоклазом по сравнению с поздней, другими словами, эволюция химического состава плагиоклаза заключается в уменьшении его основности (Наторхин и др., 1977).

Рябов В.В. с соавторами (Рябов и др., 2000) отмечают положительную корреляцию между основностью плагиоклаза и магнезиальностью вмещающих их пород, но существенно осложненную «множеством генераций плагиоклаза и их зональностью». Отношения (Ca+Na+K)/Al — Si/Al, нормирующие состав плагиоклазов по алюминию, считались «чуткими индикаторами кристаллизационной дифференциации» (Рябов, Золотухин, 1977).

Тем не менее, несмотря на широкие вариации химического состава, плагиоклазы являются наименее интересными в отношении типохимизма минералами различных горных пород и интрузий Талнахского рудного узла. Выполненные по единому алгоритму пересчёты результатов представительной выборки химических анализов плагиоклазов на формулу показали их малую информативность для генетических построений и выводов. (Золотарёв, Аплонов, 2014).

Единственным положительным поисковым фактором на медно-никелевое оруденение служит появление богатых плагиоклазом основных пегматоидов в нижней эндоконтактовой зоне интрузии.

4.4. Слюды

Развиты в виде мелких пластинок во всех типах пород. Они представлены биотитом, реже флогопитом. Магнезиальность слюд максимальна у флогопитов (Mg# до 55–60 %) минимальна (Mg# до 19 %) в краевых контактовых зонах. В составе

слюд хлор преобладает над фтором: 3,31–4,71 мас.% и 0.24–37 мас.% соответственно. Содержание TiO2 в породах интрузивов круглогорского типа колеблется в пределах 0,21–4,8 мас.% (Григорьева А.В. и др., 2018), когда в породах интрузивов рудоносного норильского типа оно максимально (6–7 мас.% TiO2) (Криволуцкая Н.А., 2014).

4.5. Окисно-рудные минералы

В рудоносных интрузиях имеют широкий диапазон колебания состава от хромитов в пикритовых габбро-долеритах через обогащённые хромом и титаном магнетиты в оливиновых габбро-долеритах до титаномагнетитов в безоливиновых габбро-долеритах и габбро-долеритах. Проявление хромшпинелидов, как, впрочем, и других обогащённых хромом минералов, о которых говорилось выше, характерно для норильских интрузий с высокой насыщенностью сульфидами. Поэтому сам факт обнаружения существенных концентраций хромшпинелидов может служить одним из поисковых признаков, а содержание в них хрома является дополнительным критерием для разбраковки интрузивов.

Различными исследователями отмечено многообразие проявлений хромсодержащих фаз в никеленосных интрузиях норильского (норильский, нижнеталнахский, круглогорский типы интрузий) и других (далдыканский, огонерский, фокинский, моронговский) комплексах, их неравномерное распределение в безрудных и рудоносных интрузивах. Максимальные концентрации хрома (23–38 вес.%) в хромшпинелидах отмечаются в пикритовых габбро-долеритах интрузии Норильск 1 и Талнах. В шпинелидах из пород г. Черной, Мантуровской (Имангда), несущих только вкрапленное оруденение, содержания хрома 12,0–12,5 вес.%. Пикриты Верхнепясинской интрузии характеризуются концентрациями хрома до 4 вес.%.

В целом для рудоносных интрузивов Норильского района отмечено:

1. Широкое развитие пород, обогащенных кумулятивными минералами – оливином, плагиоклазом и хромшпинелидами.

2.Обогащение хромитом пикритового слоя, особенно в основании горизонта вкрапленных руд.

3. Обогащение хромом силикатных минералов в экзоконтакте интрузивов.

4. Изменчивость составов хромшпинелидов с максимальной концентрацией в них Cr_2O_3 до 37 мас.% . 5. Высокая устойчивость хромита в процессах изменения пород. 6. Наличие высокомагнезиальных пород, обедненных хромом.

В состав изученной коллекции входили образцы из массивов Норильск 1 (скв.Г-22), Талнахского (скв. ОУГ-2), Нижне-Талнахского (скв.ТГ-31), р.Олор,

интрузии Чибичете, а также пикритовые базальты гудчихинской свиты (скв. КС-52).

В массиве Норильск 1 (скв. Г-22) существует 2 уровня концентрации шпинелидов: верхняя часть пикритов, на контакте с оливиновыми габбро-долеритами, и офитовые оливиновые габбро-долериты с пойкилокристами пироксена, включающие идиоморфные зерна шпинели и округлые, корродированные зерна оливина. В шпинелидах в центральных частях зерен содержится хромит, который не встречается в силикатной массе. Оба горизонта с хромшпинелидами имеют схожие петрографические особенности отличаясь содержанием оливина. Зерна хромшпинелидов образуют недоразвитые полосы типа цепочек и сети мелких зерен шпинели в силикатных минералах.

Состав шпинелей, локализованных в пироксенах и плагиоклазах и их состав во врастках в оливине отличаются – происходят увеличения содержания титана с возрастанием железистости оксида.

Еще Реддером и Кемпбеллом в 1985 г. показано, что в кумулятивных породах на состав шпинелей оказывает влияние их взаимодействие с расплавом (происходит перераспределение магния, железа, алюминия). Это не касается хромитов, заключенных в оливине: последний изолирует минерал от проникновения титана, хотя пропускает железо и алюминий. По мере кристаллизации исходного расплава наблюдается тенденция увеличения Fe^{3+} и уменьшения Al в хромшпинелидах, соответствующая изменению остаточного расплава, который также обогащается железом и алюминием.

Многочисленные включения хромита наблюдаются в оливинах гудчихинских пикритовых базальтов. Поскольку процесс остывания лав протекал намного быстрее, чем интрузивных пород, шпинели не успевали реагировать с расплавом, быстро застывали и сохранили свой состав неизменным. В результате они характеризуются узким диапазоном составов – по магнезиальности они перекрываются с магнезиальными шпинелями Талнаха и Норильска 1, но существенно богаче хромом, чем шпинелиды из интрузивных пород. В целом можно сделать вывод о том, что хромшпинелиды эффузивных пород кристаллизовались из более магнезиальных и хромистых магм, чем их интрузивные аналоги.

Шпинели Чибичете оказались весьма хромистыми, и на основании этого сделан вывод о возможной комагматичности данного массива с породами гудчихинского комплекса. Родоначальные магмы были простые, с пикритовой составляющей. Авторами рассматриваемой работы высказано предположение о комагматичности Норильска и Талнаха с гудчихинскими и надеждинскими базальтами. А все интрузии с повышенным содержанием титана, по их мнению, связаны с толеитовыми магмами.

Таким образом, хромшпинелиды Норильска 1, Талнаха и Чибичете образуют непрерывный ряд от алюмохромитов с умеренным содержание магния до хромистых магнетитов. При этом по состав шпинели Талнаха полностью перекрывает весь спектр шпинелидов Норильска 1.

В качестве поисковых критериев могут использоваться:

1. Хромсодержащие магнетиты с высоким содержанием в них титана нетипичные для стратифицированных интрузий.

2. Отрицательная корреляция между Al и ($Mg/Mg+Fe^{3+}$) при высоких содержаниях алюминия.

3. Низкие концентрации никеля в шпинелях рудоносных интрузий по сравнению с более высокими в шпинелях из безрудных массивов при одинаковой их железистости. Таким образом, для поисковых целей представляют интерес малоникелистые и высокожелезистые шпинели.

4. Магнезиальные ильмениты использовать в поисковых целях затруднительно, поскольку их много в любых интрузивах.

Главным отличием хромшпинелидов из массивов Норильского района по сравнению с мировыми объектами (провинции Карру, месторождения Цзиньчуань и стратифицированными интрузивами (по данным Реддера)) является их существенная обогащенность титаном также широкий ряд составов – от хромита до хромсодержащего магнетита. Это свидетельствует о взаимодействии шпинелей с остаточным расплавом в оливинсодержащих кумулятах. Необычный их состав объясняется тем, что система долго оставалась открытой, в этом случае кумуляты оставались прогретыми дольше, чем требуется для столь маломощных тел. Длительное взаимодействие их с расплавом, а также консервация в зернах плагиоклазов и пироксенов и привели к необычному составу.

Увеличение времени кристаллизации было, вероятно, обусловлено ассимиляцией богатых летучими компонентами и сульфатами вмещающих пород. Это привело к сокращению относительной доли твердых компонентов и возможности посткумулусных взаимодействий. Растворение сульфатной серы вызвало окисление расплава, и в результате мы видим высокие содержания феррожелеза в Норильских и Талнахских интрузивах. Нам представляется нерациональным использование шпинелидов в поисковых целях: во-первых,эти минералы редко встречаются в породах разных интрузивах, они характерны для ультраосновных пород, а во-вторых, состав их находится в равновесии в силикатным расплавом и отражает его специфические особенности, которые напрямую обычно не связаны с сульфидной составляющей магм.

4.6. Сульфидные минералы

Важнейшей характеристикой дифференцированных интрузивов является особенность сульфидной минерализации, специфическая для массивов каждой группы /Дюжиков, Дистлер, 1988/. В полнодифференцированных интрузивах в пикритовых и такситовых габбро-долеритах постоянно развито оруденение с характерной вертикальной и горизонтальной зональностью в распределении ассоциаций сульфидов. В них чётко выделяется скрытая расслоенность оруденения, единая для указанных пород, которая согласуется со скрытой расслоенностью силикатных парагенезисов. В ассоциации с полнодифференцированными интрузивами весьма характерно также развитие зональных залежей сплошных руд и вкрапленного оруденения в породах контактовометаморфического ореола и приконтактовых горизонтах интрузивов. В дифференцированных (лейкократовых) интрузивах оруденение отсутствует в субультраосновных породах, но развито в такситовых габбро-долеритах. В пределах этого горизонта также проявлена вертикальная и горизонтальная зональность распределения ассоциаций сульфидов и хорошо выражена скрытая расслоенность оруденения. Иногда сульфидная вкрапленность развита в породах контактового ореола. Сплошные руды здесь весьма редки. В дифференцированных высокомагнезиальных (меланократовых) интрузивах наблюдается бедная сульфидная минерализация в горизонте пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Зональность и скрытая расслоенность оруденения отсутствует. Вкрапленные в экзоконтакте интрузивов и сплошные руды не фиксируются. Для всех групп дифференцированных интрузивов на основе исследования равновесия распределения компонентов между силикатными и сульфидными ассоциациями доказано отсутствие зависимости коэффициента распределения рудных элементов от температуры. При этом показано, что концентрации компонентов в силикатных и сульфидных фазах зависят от их валового содержания в магматических расплавах. На базе этого делается вывод, что важным критерием различия групп интрузивов является концентрация никеля в сульфидах и главных силикатных фазах, т.е. количество пентландита на 100% сульфидной массы и содержание никеля в оливине.

В настоящее время использование составов сульфидных минералов не имеет достаточно надежной теоретической и аналитической базы. В первую очередь, неизвестен механизм концентрирования платиноидов в сульфидных фазах. Содержания в расплавах, коэффициенты распределения ЭПГ между сульфидными и силикатными фазами слабо изучены экспериментально. Во многом это связано с тем, что даже на наноуровне ЭПГ стремятся к образованию собственных минеральных фаз, и таким образом их растворимость в силикатных расплавах практически невозможно определить. Наиболее интересные результаты в этой области получены А.А. Борисовым. Однако эксперименты выполнены им при высоких температурах, на 200-300°C превышающих температуру формирование

базит-ультрабазитовых пород, и к тому же в безжелезистых системах. Полное растворение платиновых металлов в стеклах не доказано, поскольку качественного контроля за этим процессом не было /Борисов, 2001/.

Вторым весьма существенным фактором является отсутствие надежных аналитических данных о содержаниях ЭПГ в главных рудообразующих сульфидах даже в наиболее изученных уникальных месторождениях Норильского района – Талнахском, Октябрьском и Норильск 1. Это обусловлено отсутствием соответствующих методов определения платиноидов в сульфидах. Практически единственным исключением является работа по определению форм нахождения платиновых металлов во вкрапленных рудах месторождения Норильск 1 /Дистлер и др., 1999/. Эти руды являются самыми богатыми в мире по содержаниям ЭПГ в сульфидной фазе. Тем не менее, с помощью протонного микрозонда удалось установить присутствие в виде изоморфной примеси только некоторых элементов платиновой группы; даже уровень концентрации Pt оказался ниже предела обнаружения этого элемента с помощью протонного микрозонда. Для более бедных платиноидами руд Талнахского месторождения эта методика вообще оказалась непригодной, не говоря уже о других массивах, содержащих даже богатую сульфидную вкрапленную минерализацию (Норильск 2, Черногорский и др.). Перспективы развития данного направления в поисковых целях связываются с применением вторично-ионной масс-спектрометрии, а еще в больше степени – с лазерной абляцией. Однако применение этих методов для изучения содержаний ЭПГ в сульфидах сдерживает отсутствие необходимых эталонов, в которых при заданных уровнях концентрации металлы платиновой группы должны быть равномерно распределены в сульфидах, без образования собственных фаз, чего не удается добиться до сих пор.

4.7. Минералы платиноидов

В рудоносных

Основная доля валовых содержаний платиновых металлов приходится на их собственные минералы. Самое широкое распространение имеет сперрилит. Из палладиевых минералов развиты минералы состава Pd_2B и Pd_3B, где B – As, Sb, находятся в разных количественных соотношениях, висмутотеллуриды паладия – котульскит, соболевскит, майчнерит. Довольно часто отмечаются арсениды никеля (никелин, маухерит $(Ni, Pd)_2As$) и сульфоарсениды Ni, Co с примесью платиновых металлов. Величина выделений этих минералов не превышает 3-040 мкм.

Химический состав оливиновых и оливинсодержащих габбродолеритов, и так же лейкогаббро представлен в таблице 4.3.

Сперрилит (PtAs2) является наиболее поздним из пневматолитовых минералов благородных металлов. При замещении МПГ, богатых сурьмой, возникают кристаллы сперрилита, содержащие Sb до 9 масс. %

4.8. Минеральные выделения других благородных металлов

В рудоносных

Пробность минералов ряда Au-Ag непрерывно варьирует от 870 до 0 (рис. 4.43). Преобладают серебристый электрум и золотистый кюстелит. Самородное золото обычно развито в тех участках, где развит гессит Ag_2Te. Представляется, что сложная зональность золотин прежде всего обусловлена вариациями активности Te во флюидах. Теллур при данных параметрах рудообразования связывает Ag (в гессите) и не связывает Au.

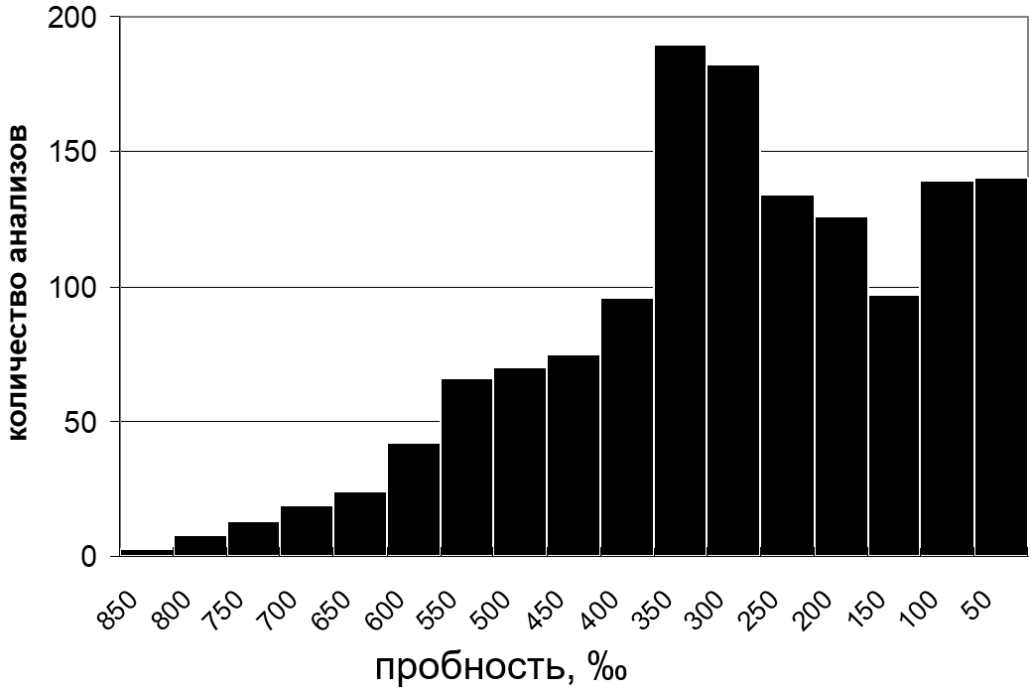


Рис. 4.43. Химический состав минералов ряда Au-Ag Норильского рудного поля (n=1435) (по Э.М. Спиридонову, 2019).

4.9. Экзотические минеральные выделения

В рудоносных

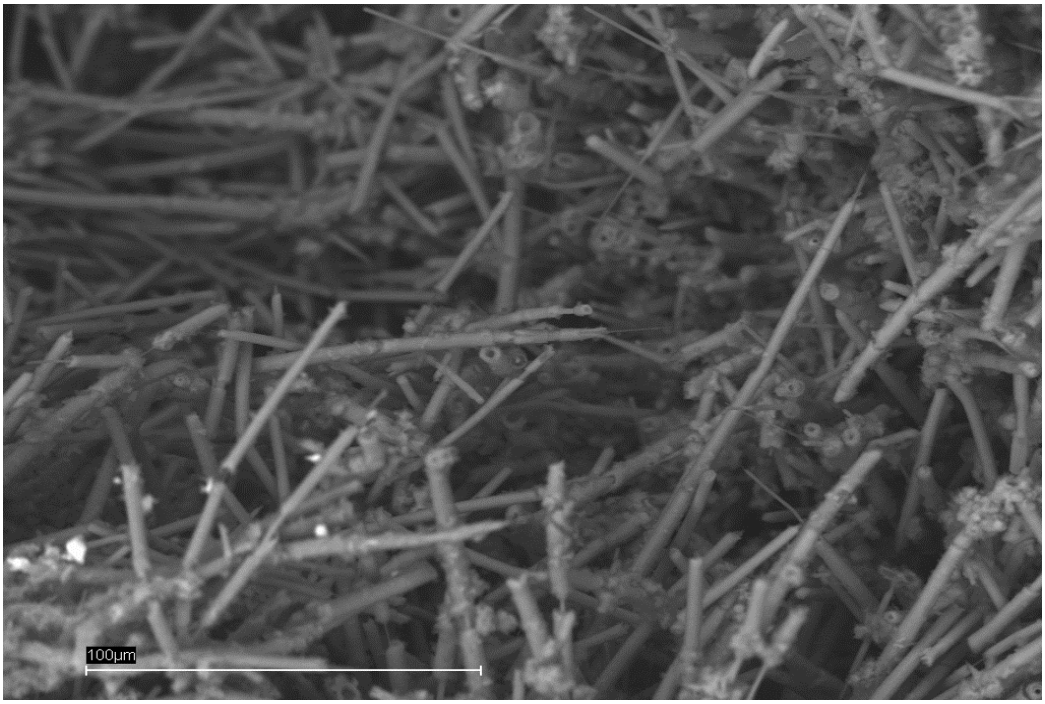


Рис. 4.44. Трубчатые выделения графита. Фото Рябова В.В. (ИГМ СО РАН).



Рис. 4.45. Формы выделений графита в горизонте Pt-малосульфидных руд в верхних такситовых габбродолеритах Верхнеталнахской интрузии. Фото Рябова В.В. (ИГМ СО РАН).

Основная

4.10. Закономерности минеральных генераций

лолродрж

Из Криволуцкой: отчёт, стр. 499. C:\Users\NikulinII\Documents\Фонды\Криволуцкая\4033

пробел

Сравнение минеральных особенностей пород по разрезам указанных интрузивов в целом свидетельствует о том, что оливины из пород Талнахского массива являются более магнезиальными (Fo_{67-81}), чем таковые из пород Норильска 2 (Fo_{56-75}). Поскольку основная масса составов перекрывается по магнезиальности,

то сопоставление оливинов представляется вполне корректным. В них определены стандартные для электронного зонда элементы-примеси - CaO, NiO, MnO, а также по специально разработанной методике TiO_2 и Al_2O_3. Главное отличие по традиционным элементам-примесям заключается в обогащенности CaO оливинов Норильска 2 (до 0,35 мас.%) по сравнению с Талнахскими, особенно из пикритовых габбро-долеритов (0,12 мас.%). Концентрации NiO в безрудых породах прямо пропорциональны, а в рудных - обратно пропорциональны содержанию магния в оливинах. Mn образует обычный тренд эволюции: с ростом Fe в минерале его содержания растут. Необычным является расщепление этого тренда на две части в Талнахских оливинах в области составов $<Fo_{73}$. В этой же области начинает резко падать Fe/Mn отношение от 64 до 56. Уровень концентраций титана одинаков в оливинах обоих массивов. Однако в Норильске 2 наблюдается более отчетливая корреляция его содержаний с фаялитовой составляющей (R_2=0,6 в среднем), в то время как для Талнаха всего

лишь для 2-х образцов устанавливаются подобные значения. Содержания алюминия в оливинах обоих массивов сопоставимы, в Талнахе отмечается лишь слабое повышение его значений в оливинах из пикритовых габбро-долеритов.

В пироксенах обоих интрузивов наиболее интересным является поведение титана.

В минералах из Талнаха обнаруживаются ветви на диаграмме Mg# – TiO: соответсвующие пикритовым - такситовым - оливиновым и оливинсодержищим и безоливиновым габбро. В Норильске 2 наблюдается та же картина за исключением четко проявленного тренда для пикритов. Менее ярко это выражено для натрия.

Концентрации CaO выше существенно в оливинах массива Норильск 2 (до 0,36 по сравнению с 0,20 мас. % для Талнахского интрузива). Несмотря на то, что состав оливинов из Талнахского интрузива сдвинут в магнезиальную область, отчетливо выявляются высокохромистые оливины Талнаха по сравнению с таковыми

же для Норильска 2. Значительно повышенными содержаниями MnO обладают рудоносные интрузивы (Талнахский, Хараелахский) по сравнению с Норильском 2 (на 500 г/т при точности 20 г/т). Наиболее ярко это проявлено по Fe/Mn отношению, варьирующему в Талнахских оливинах от 55 до 63, а в Норильске 2 - от 60 до 67. Из элементов-примесей оливины Талнахских оливинсодержащих пород характеризуются повышенными значениями редкоземельных элементов (на 0,3 г/т по сравнению с таковыми для Норильска 2), хотя тренды их накопления близки, а также пониженными содержаниями V.

Пироксены. Сравнительный анализ пироксенов из оливиновых и оливинсодержащих разновидностей пород Талнахского и Норильск 2 интрузивов показывает, что первые обогащены относительно вторых TiO_2, Na_2O и Al_2O_3, а также в небольшом количестве редкими элементами (La, Sm, Y, Yb, Zr и др.). По концентрациям других редких элементов (U, Th, Li и др.) пиросены из указанных массивов не отличаются. На примере массива *Норильск 1* для самой западной части, вскрытой скв.МН-7, и

расположенных ближе к центру скв. МС-31 и Г-22, установлена близость составов оливинов и пироксенов. При рассмотрении серии диаграмм (глава 6.2) устанавливается одинаковое поведение главных элементов-примесей (в координатах форстерит - окисел) - Ca, Ni, Al и Mn в оливинах из различных скважин месторождения. Аналогичная картина характерна и для поведения элементов-примесей в пироксенах. По магнезиальности измеренные пироксены из пород, вскрытых скважиной МН-7, полностью покрывают ряд пироксенов, из изученных ранее скважин: она варьирует от 56 до 87. На представленных диаграммах для пироксенов Норильска 1 отчетливо видно, что распределение главных примесей в этом минерале аналогично как для пород из центральной части интрузива, так и его краевых частей (.MnO TiO_2 Cr_2O_3).

Рассмотрение диаграмм, построенных в координатах Fo - NiO, CaO, Al_2O_3, MnO, TiO_2, CoO (глава 6.1), свидетельствует о том, что составы оливинов из центральной части интрузива и его предполагаемых восточных флангов сильно отличаются по всем

названным выше элементам. Это наиболее наглядно проявлено для кальция и алюминия, содержания которых по скв. ВТ-6 существенно выше, чем таковые ОУГ-2. Различия по MnO начинаю проявляться между оливинами скв. ВТ-6 и ОУГ-2 уже начиная с <Fo_{75}: концентрации MnO из центральной части постепенно повышаются относительно краевых частей массива, единый тренд зависимости марганца от железа начинает раздваиваться..Гораздо нагляднее эти различия устанавливаются по FeO/MnO отношению.

В целом оно намного выше (65-70) как для оливинов скв. ВТ-6, так и ВТ-11 по сравнению с таковым для ОУГ-2 (55-65).

Наиболее наглядно разница по составам изученных оливинов из разных скважин проявляется по поведению в них редких земель. Оливины из пород, вскрытых скв. ВТ-6, резко обеднены этими элементами, что обычно характерно для безрудных массивов. Для оливинов из скв. ОУГ-2 значения содержаний Y, например, могут достигать 2,5 г/т (для ВТ-6 - от 0,2 до 1,5 г/т. Резко различаются по содержания ванадия оливины центральных

и краевых частей: первые содержат пониженные (до 20 г/т) его концентрации по сравнению со вторыми, которые превышают их почти в 2 раза (до 40 г/т Прекрасно отличаются изученные оливины по содержаниям лития (низкими по скв. ВТ-6 -до 4, а ОУГ-2 - до 20 г/т), а также повышенными концентрациями германия по скв. ВТ-6 (до 1,2 по сравнению до 1,0 г/т в соответствующих скважинах). Пироксены скв. ВТ-6 отличаются пониженными содержаниями титана и натрия при равной магнезиальности минерала. Полученные резкие различия по Талнахскому месторождению (скв. ОУГ-2 и ВТ-6) интерпретируются как разные интрузивные ветви. Сопоставление минерального состава периферических и центральных частей *Масловского* месторождения осуществлено только по пироксенам скв. ОМ-4 и ОМ-3, а также ОМ-24 и ОМ-25 (соответственно для северной и южной частей), поскольку оливины в периферических силах встречаются очень редко и полностью подвержены вторичным изменениям. К сожалению, сопоставление по ограниченному количеству

элементов, измеренных в пироксенах на микрозонде, недостаточно для подтверждения или отрицания аналогий между центральной и периферическими частями. Так, пироксены интрузивного тела, вскрытого скв. ОМ-25 несколько отличаются от таковых, измеренных по скв. ОМ-24: они содержат более низкие концентрации натрия, повышенные Al и Cr при равных концентрациях титана. По содержаниям редких элементов в породах сила ОМ-25 нижняя часть его хорошо сопоставляется с аналогичными по магнезиальности породами скв. ОМ-24, в то время как верхние 3 образца характеризуются необычайно высокими La/Sm и одновременно Gd/Yb отношениями. По соотношению ряда элементов Ta/Nb - Th/U породы скв. ОМ-25 близки к таковым по ОМ-24, в то время как по другим элементам (иттрию, титану) отличаются от них. Поэтому пока однозначных выводов сделать нельзя о соотношении основного интрузивного тела и его периферической части.

В интрузивном теле по скв. ОМ-3 пироксены содержат пониженные содержания Al и Na по сравнению с таковыми из центральной части массива (скв. ОМ-4).

Поскольку концентрации редких элементов очень сильно зависят от магнезиальности породы, т.е. от степени ее фракционирования, то был взят ряд отношений редких элементов, по которым и проведено сопоставление южной и северной интрузивных частей месторождения.. Отчетливая разница между ними проявлена по соотношениям таких элементов, как Ta/La, Ta/Nb, La/Ta и Ba/Th. По La/Sm-Gd/Yb, La/Ta - Sr/Nd, Ba/Th - La/Ta разбраковку между интрузивами провести невозможно. По составу оливинов, а именно распределению в них элементов-примесей, и в частности, редких элементов, что северная и южная части Масловского месторождения различаются сильно между собой. При этом оливины пород северной части близки к таковым из пород месторождения Норильск 1. Так, оливины северной части обогащены РЗЭ и Zr (от 0,1 до 0,5 по сравнению с оливинами из южной части, где содержания Zr = 0 - 0,1 г/т). Однако они обеднены алюминием и ванадием (80-140 и до 8 г/т) по сравнению с таковыми южной части (140-230 и 8-16 г/т соответственно).

На основании проведенных минералого-геохимических исследований пород и руд северной и южной частей Масловского месторождения можно сделать вывод о том, что они образованы разными интрузивными телами. Северная часть месторождения, по-видимому, является продолжением интрузива Норильск 1, а южная - самостоятельным телом габбро-долеритов.

Основные генерации минералов Верхнеталнахского интрузива, других интрузивов норильско-талнахской группы, а также интрузивов нижнеталнахского и моронговского типов близки по морфологическим особенностям и составу. Оливин и плагиоклаз встречаются в двух генерациях. К протооливину обычно относятся идиоморфные или оплавленные наиболее магнезиальные по составу (15–26% Fe) кристаллы практически без включений. К этой же генерации относятся идиоморфные кристаллы оливина, в края которых вдаются округлые более мелкие зерна протооливина или лейсты и микролиты плагиоклаза. Они имеют несколько более железистый состав (23–26 Fe, замеры на микрозонде). Протоплагиоклаз в большинстве случаев сильно изменен. В настоящее время его первичный состав (An 76–100%) сохранился лишь в незональных мелких с корродированными границами ядрах, а также в центрах с обычными кристаллографическими очертаниями зональных кристаллов.

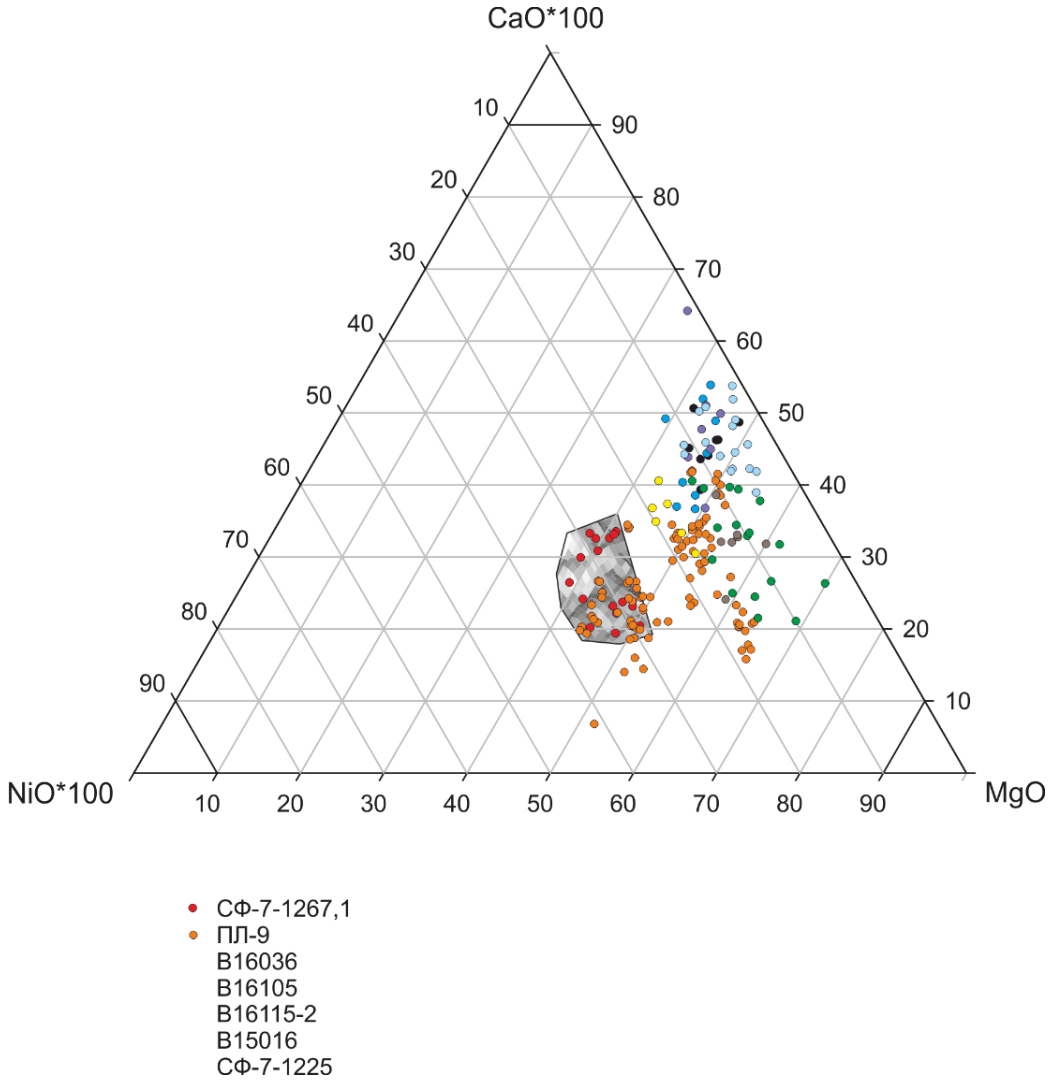


Рис. 4.1. Оливины.

Граница между составами протоплагиоклаза и плагиоклаза второй генерации определяется на основании сопоставления состава округлых незональных с корродированными границами ядер, с одной стороны, и наиболее основного состава второй зоны от центра зональных кристаллов плагиоклаза – с другой (по данным А.П. Лихачева, 1965). Высокая степень измененности протоплагиоклаза в породе мешает установить его первичное содержание. Поэтому протоплагиоклаз выделяется условно по форме кристаллов – это крупные призмы, таблитчатые или ксеноморфные изометричные кристаллы (крупнее 1,0х0,7 или 0,8х0,8 мм). В пользу такого выделения свидетельствуют более изометричные кристаллы плагиоклаза, которые являются более высокотемпературными, а также резкое изменение габитуса

плагиоклаза. Кроме того, породы, существенно обогащенные крупными призмами, таблитчатыми или ксеноморфными кристаллами, характеризуются наиболее основным составом плагиоклаза по данным химического анализа монофракций и нормативным пересчетом пород (Зенько, 1983, 1986).

Оливин второй генерации относится к нескольким морфологическим разновидностям. Самые мелкие кристаллы оливина, округлые, без включений (диаметр 0,1–0,3 мм). Более крупные кристаллы уже ксеноморфны, в их края вдаются микролиты и лейсты плагиоклаза. Ещё более крупные (0,5–1,0 мм) кристаллы оливина образуют изометричные ойкокристы, содержащие многочисленные хадакристы плагиоклаза второй генерации. Самые крупные оливины (1,0-5,0 мм) образуют кристаллы лапчатой формы. Кроме того, в основном в такситовых габбро-долеритах встречаются весьма мелкие (Ø<0,1 мм) округлые кристаллики. Иногда они располагаются в промежутках между крупными кристаллами породообразующих минералов или в их краях. Чаще эти зёрна являются основой тонкокристаллических участков породы, где составляют 40–50%. Промежутки между ними заполнены соизмеримыми по размеру зёрнами плагиоклаза, ксеноморфными или имеющими кристаллографические очертания. Изредка здесь встречаются и мелкие Ойкокристы клинопироксена. Эти участки, скорее всего, имеют постмагматическое происхождение, они отмечаются только в породах, обогащенных сульфидами и, вероятно, генетически связаны с ними. Ниже их присутствие фиксируется в «тонкокристаллических участках, характерных для такситовых габбро-долеритов».

Плагиоклаз второй генерации представлен микролитами и лейстами. Лейсты могут быть значительно длиннее, чем кристаллы протоплагиоклаза, но ширина их во всех срезах не должна превышать 1/4–1/5 длины. Клинопироксен относится ко второй генерации минералов. Он может иметь различную форму. Чаще всего он образует ойкокристы с хадакристами лейст и микролитов плагиоклаза второй генерации и оливина первой или второй генерации. Субпризматические кристаллы клинопироксена имеют ксеноморфную изометричную или удлиненную, близкую к призматической, форму и в краях могут содержать незначительное количество (до 15-20%) хадакрист, - лейст и микролитов плагиоклаза. В этих кристаллах часто наблюдаются двойники. Кроме того, встречаются также крупные призматические кристаллы клинопироксена, которые включений не содержат.

В контактовых разностях и маломощных апофизах встречаются ещё две разновидности ойкокрист клинопироксена. Это «веерообразные» ойкокристы, которые состоят из многочисленных тонких длинных заколочных кристаллов – «иголочек», собранных в середине в субпараллельный пучок, а накраях расходящихся веером. Широко развиты также веретенообразные ойкокристы клинопироксена. Это ойкокристы удлиненной формы, часто изогнутые, центральная часть утолщенная, края тоньше. Они как бы составлены из множества более мелких

блоков, которые характеризуются близкими (но не одинаковыми) интерференционными окрасками и угасают не совсем одновременно. Трещины спайности соседних блоков располагаются часто субпараллельно, под небольшим углом. Каждый такой блок имеет резкую зональность от центра к краям.

Основные закономерности распределения главных породообразующих минералов их генераций и морфологических разновидностей в полных разрезах дифференцированных рудоносных интрузивов хорошо согласуются с теоретической моделью кристаллизационной дифференциации. Было установлено (Зенько, 1983), что в кумулятивной серии слоев основные фазы, слагающие кумулус пород и составляющие порядка 50%, сменяются снизу-вверх по разрезу следующим образом: такситовые габбро-долериты, → обособления сульфидов и гломероскопления протоплагиоклаза; пикритовые габбро-долериты, → протооливин; оливиновые габбро-долериты, → протоплагиоклаз и кристаллы второй генерации: оливин мелкий округлый, ксеноморфный и образующий ойкокристы с вростками плагиоклаза; оливинсодержащие габбро-долериты, → кристаллы только второй генерации: ойкокристы и крупные лапчатые кристаллы оливина с вростками плагиоклаза и призматический или субпризматический клинопироксен. Над кумулятивной серией обычно располагается слой крупнокристаллических пород. В верхней части этого слоя, в лейкократовом габбро, концентрируется крупные изометричный протоплагиоклаз, сумма плагиоклаза в этих породах составляет около 80%. Нижняя часть является результатом кристаллизации самой последней легкоплавкой порции расплава. Это лейкократовые габбро-долериты - породы с призматически-зернистой, призматически-офитовой структурой. Здесь концентрируются минералы второй генерации: плагиоклаз, призматический клинопироксен, иногда присутствуют крупные лапчатые кристаллы оливина (до нескольких процентов). Могут встречаться также измененные призмы протоплагиоклаза, но сумма плагиоклаза обеих генераций обычно ~60%.

Переход от основного тела к дифференцированным апофизам Верхнеталнахского интрузива отмечается, как правило, исчезновением пикритовых габбро-долеритов. Строение разрезов упрощается, и они приобретают подобие разрезам «силлов лейкократового габбро», описанными А.П. Лихачевым (1965). Подобное строение имеет также «окно» в рудоносной части Северо-западной ветви (скважина КЗ-660). Мощность разрезов обычно варьируется от 7 до 35 м, иногда, в основном на северном выступе Северо-западной ветви, поднимаясь до 70–75 м.

В разрезах дифференцированных апофиз Верхнеталнахского интрузива по данным скважин КЗ-15, 16, 440, 487, 607, 660, 820, 978, 997, 1432, 1434, 1646, 1652, 1665, 1727, КС-47, СВ-6, СГ-13, сверху вниз представлены:

1. Гибридные габбро-долериты – мелко-среднекристаллические породы, состоящие из лейст плагиоклаза второй генерации, клинопироксена и кварца.

Содержание последнего 5–15%. Встречаются ортопироксен, ильменит, сульфиды. Гибридные породы встречены в разрезах только двух скважин: СВ-6 и КЗ-1665. Мощность горизонта 0,2–1,0 м.

В разрезах, где гибридные габбро-долериты отсутствуют, развиты верхние контактовые долериты, аналогичные нижним, но тут в закалочных долеритах часто встречаются миндалины (до 30% породы).

2. Лейкократовые габбро – крупнокристаллические породы, с габбровой и призматически-офитовой структурой, обычно содержащие 50-80% протоплагиоклаза. Иногда его содержание снижается до 30-40% и, при переходе к лейкократовым габбро-долеритам, - до 20%. Может присутствовать крупный лапчатый оливин (до 5–7%), призматический клинопироксен, часто отмечается кварц – внизу горизонта иногда до 5–10%. Могут встречаться участки пегматитовых срастаний плагиоклаза второй генерации и клинопироксена. Встречаются ильменит, титаномагнетит, сульфиды (изредка до 5 %). Мощность от 1 до 18 м. Горизонт лейкогаббро присутствует практически всегда, но изредка (скважины СВ-6, КЗ-440, КЗ-447) разрез начинается с лейкократовых габбро-долеритов (участками габбро-диоритов) или пород, по составу промежуточных между лейкогаббро и лейкократовыми габбро-долеритами.

3. Лейкократовые габбро-долериты – среднекристаллические породы с призматически-офитовой и призматически-зернистой структурой. Эти породы практически всегда содержат протоплагиоклаз (до 15–20%), часто субпризматические и призматические кристаллы клинопироксена, иногда с двойниками. В них может присутствовать крупный лапчатый оливин второй генерации. Иногда наблюдаются пегматитовые сростки клинопироксена и плагиоклаза второй генерации или микропегматит (сростки кварца и полевых шпатов). Часто присутствует кварц (до 5–7%), титаномагнетит, редко – сульфиды.

В нижней части горизонта очень редко (только на продолжении южного выступа и, немного в «окне» Северо-Западной ветви (скважина КЗ-16, КЗ-660) наблюдается накопление крупных лапчатых кристаллов оливина второй генерации (до 10-15%) и образование обособлений, а иногда, - целого прослоя (4м скв. КЗ-16) меланократового габбро. Часто при этом повышается содержание сульфидов и даже можно встретить тонкокристаллические участки, характерные для такситовых габбро-долеритов. Мощность всего горизонта, - 0,4-14,0 м. Мощность меланократового габбро – до 4,0 м. Горизонт лейкократовых габбро-долеритов представлен далеко не во всех разрезах, он чаще встречается на продолжениях выступов интрузивов.

4. Оливинсодержащие габбро-долериты – мелко-среднекристаллические породы, под микроскопом обнаруживающие пойкилоофитовую структуру.

Кристаллы и гломероскопления протоплагиоклаза встречаются в этих породах не во всех случаях, но их содержание изредка может достичь 30%.

Оливин второй генерации самый разнообразный: мелкий округлый, ксеноморфный, редко – крупный лапчатый. Иногда встречается небольшое количество субпризматического клинопироксена. Может присутствовать кварц, биотит, титаномагнетит. Мощность горизонта составляет 2,1–11,3 м.

Оливинсодержащие габбро-долериты, подобно породам вышележащего горизонта, были встречены не во всех разрезах, но отмечались как во флангах, так и фронтальных разрезах Северо-Западной ветви, а также на восточном фланге Северо-Восточной ветви (скв. СВ-6). Иногда (скв. КЗ- 440) эти породы не образуют самостоятельного горизонта, а слагают небольшой прослой (4,0 м) в вышележащем горизонте лейкократовых габбро-долеритов. По скважинам КЗ-607, КЗ-997 оливинсодержащие габбро-долериты отделены от нижележащих оливиновых небольшим прослоем такситовидных габбро-долеритов.

5. Оливиновые габбро-долерите – мелко-среднекристаллические породы с пойкилоофитовой структурой, иногда слабо такситовидные. В составе пород всегда встречаются кристаллы протоплагиоклаза, реже гломероскопления. Оливин второй генерации, - обычно мелкий округлый, реже ксеноморфный, иногда образует ойкокристы. На восточном фланге Северо-Восточной ветви он чаще представлен ойкокристами. Изредка в породах встречаются призматические кристаллы клинопироксена, ортопироксен, биотит, кварц, титаномагнетит, ильменит, сульфиды (иногда до 5–7%). Мощность – 3,6–15,0 м.

Оливиновые пойкилоофитовые габбро-долериты – один из двух основных горизонтов, и вместе с горизонтом лейкократового габбро он слагает большинство разрезов. Однако, в некоторых случаях он может быть замещен такситовыми, такситовидными габбро-долеритами, располагаться выше них, или если они маломощны, - под ними. Очень редко этот горизонт может замещаться оливинсодержащими пойкилоофитовыми габбро-долеритами, которые отличаются только пониженным содержанием оливина второй генерации, образующего здесь ойкокристы – 3 – 5 % (скважина КЗ-1646). Слабая такситовидность оливиновых габбро-долеритов установлена на восточном фланге Северо-Восточной ветви, где краевая часть интрузивов не приподнята над его центральной частью с полным разрезом, а лежит в том же горизонте. Такситовидность обусловлена накоплением гломероскоплений протоплагиоклаза (очень редко до 50%), концентрацией в отдельных участках субпризматического клинопироксена или крупных лапчатых кристаллов оливина, а иногда – образованием тонкокристаллических участков, характерных для такситовых габбро-долеритов. В верхней части такситовидных оливиновых габбро-долеритов тут нередко отмечается интерстиционная и ксеноморфная (размером до 1,5 см) сульфидная вкрапленность. На границе с

нижележащими контактовыми габбро-долеритами здесь изредка наблюдается ориентировка микролитов плагиоклаза.

6. Такситовые габбро-долериты представляют собой неравномерно раскристаллизованные породы, от тонкокристаллических участков, характерных для такситовых габбро-долеритов полнодифференцированных разрезов до средне-крупнокристаллических. Структура в целом чаще встречается пойкилоофитовая, реже офитовая. Распределение всех минеральных фаз также крайне неравномерно. Там, где этот горизонт имеет максимальное развитие (в апофизе под рудоносным телом с полным разрезом, скважина КЗ-820), наблюдается некоторая дифференциация: вверху развиты субпризматические кристаллы клинопироксена (5 – 7 %), внизу – протоплагиоклаз. Вообще протоплагиоклаз, а иногда и его гломероскопления, широко развиты в этом горизонте. Оливин второй генерации различный, мелкий округлый, ксеноморфный, ойкокристы оливина с хадакристами плагиоклаза второй генерации. Встречаются кварц, биотит, иногда апатит, титаномагнетит. Содержание сульфидов обычно 5–18%, но в такситовидных габбро-долеритах небольшой мощности (скважина КЗ-997) меньше 5 %. Мощность 6,2–15,7 м.

Горизонт такситовых габбро-долеритов не характерен для дифференцированных апофиз Верхнеталнахского интрузива и встречен только в трех из перечисленных выше скважин вблизи западного выступа и на самом выступе Северо-Западной ветви. Максимально он развит на выступе, где совместно с вышележащим лейкократовым габбро слагает апофизу, расположенную под основным телом интрузива с полным разрезом (скважина КЗ-820). По мере удаления от выступа вдоль его юго-западного края наблюдается уменьшение мощности такситовых габбро-долеритов (15,7-6,2 м; скважина КЗ-973, 997), и он перемещается в верхнюю часть разреза дифференцированной апофизы. Так, в скважине КЗ-973 он находился под оливиновым габбро-долеритами, а в скважине КЗ-997, – над ними.

7. Нижние контактовые габбро-долериты. На самом контакте это обычно закалочные долериты, в измененном стекле которых содержатся тонкие мелкие микролиты плагиоклаза, иногда их гломероскопления. Чуть дальше от контакта начинают появляться мелкие кристаллики клинопироксена. Выше по разрезу эти породы переходят в мелкокристаллические офитовые долериты с мелкими округлыми кристалликами оливина. Здесь встречаются вкрапленники протоплагиоклаза и их гломероскопления или гломероскопления плагиоклаза второй генерации, иногда скопления нескольких кристалликов субпризматического клинопироксена, которые чуть крупнее, чем в основной массе. Еще дальше от контакта, - тонко-мелкокристаллические оливиновые пойкилоофитовые долериты с веретенообразными ойкокристами клинопироксена, часто с ильменитом и титаномагнетитом, всегда с вкрапленниками протоплагиоклаза и (или) его

гломероскоплениями (очень редко могут составлять до 20% породы). Еще дальше развиты мелкокристаллические оливиновые пойкилоофитовые габбро-долериты с изометричными ойкокристами, клинопироксена, содержащие титаномагнетит и вкрапленники протоплагиоклаза. Очень редко эти породы содержат субпризматический клинопироксен (скважина КЗ-607). Мощность 0,2-4,6 м, иногда до 8-12,2 м.

Из перечисленных выше горизонтов в разрезах дифференцированных апофиз Верхнеталнахского интрузива чаще всего представлены два: лейкократовое габбро и оливиновые габбро-долериты. Лейкократовые, оливинсодержащие и такситовые габбро-долериты в основном развиваются в апофизах, являющихся продолжением выступов Северо-Западной ветви, последние две разности, - чаще поблизости от выступов. Неравномерно раскристаллизованные такситовые габбро-долериты с существенным содержанием сульфидов образуются вместо оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов в дифференцированных апофизах, которые только что ответвились и залегают еще под основным телом интрузива. «Габбровый» интрузив, развитый под Северо-Восточной ветвью Верхнеталнахского тела, является вероятно, его дифференцированной апофизой. Его строение (по скважинам СВ-8, 23, 34, 45, 36) почти полностью идентично описанным выше апофизам. Отличие состоит лишь в том, что в породах этого тела встречаются кристаллы протооливина (в лейкократовом габбро, чаще в оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритах), а в нижней части разреза, - небольшие прослои пикритовых – пикритоподобных габбро- долеритов (0,2-0,5 м мощности, сумма оливина первой и второй генерации 40-55%).

Недифференцированные маломощные (обычно до 6-7 м) апофизы лучше всего изучены на примере тел над воздымающимся продолжением северного выступа Северо-Западной ветви (скважина СГ-1, 1 кл, 3, 4, 23, ЛБТ-3). Они представлены следующими разновидностями пород (породам с близкими структурами иногда дается название по одной из них):

1. Заколочные долериты, - в опацитизированном, темном при параллельных николях или замещенным мелким агрегатом вторичных минералов вулканическом стекле содержатся микролиты плагиоклаза (5-60%), могут присутствовать мелкие идиоморфные кристаллики оливина второй генерации и ксеноморфные мелкие кристаллики клинопироксена. Зёрна оливина и клинопироксена присутствуют в количестве до 1-2%, имеют диаметр до 0,2 мм и содержат вростки микролитов плагиоклаза. Иногда имеются мелкие миндалины (до 10%). Микролиты плагиоклаза могут быть ориентированы в одном направлении. Встречаются вкрапленники плагиоклаза второй генерации в виде лейст и их гломероскопления.

2. Тонкокристаллические офитовые – интерсертальные долериты, - в вулканическом стекле, замещенном мелким агрегатом вторичных минералов,

содержатся мелкие микролиты плагиоклаза (60%), округлые кристаллики клинопироксена и оливина второй генерации (диаметр тех и других до 0,1-0,2 мм, содержание 20% и до 10% соответственно). Кристаллики клинопироксена очень сильно зональны, иногда с блоковым угасанием. Иногда вулканическое стекло в породах отсутствует, и количество клинопироксена повышается до 30-40%. Могут встречаться отдельные «звездчатые» чуть более крупные кристаллики клинопироксена, в которых от центра к краям растут многочисленные лучи звездочек. Встречаются вкрапленники плагиоклаза второй генерации и их гломероскопления. В центре последних присутствует клинопироксен. Отмечаются, также, отдельные скопления мелких кристалликов клинопироксена. Протоплагиоклаз встречается чрезвычайно редко и только в телах, расположенных вблизи нижележащей дифференцированной апофизы.

3. Тонкокристаллические долериты с «веерообразными» ойкокристами клинопироксена. Эти ойкокристы удлиненные, часто изогнутые и как бы собраны из тонких субпараллельных иголочек, на концах расходящиеся веерообразно. Оливин второй генерации мелкий округлый. Иногда могут присутствовать замещенные вторичными минералами участки вулканического стекла (до 20%). В этих разностях долеритов микролиты плагиоклаза часто бывают ориентированы. Встречаются вкрапленники плагиоклаза второй генерации, их гломероскопления, вместе с кристалликами оливина второй генерации (диаметром до 0,5 мм) или отдельно. Иногда присутствуют вкрапленники протоплагиоклаза и даже их гломероскопления.

4. Мелкокристаллические оливиновые пойкилоофитовые долериты с веретенообразными ойкокристами клинопироксена. Ойкокристы удлиненные, изогнутые с утолщенной серединой и тонкими краями. Они состоят из отдельных блоков, каждый из которых сильно зонален. Трещины спайности в фазных блоках, принадлежащих одному ойкокристу, могут располагаться под острым углом. Иногда наблюдаются «звездчатые» ойкокристы, подобные описанным выше. Оливин второй генерации мелкий округлый, но в некоторых случаях уже встречаются ксеноморфные кристаллики, как бы «налипшие» с двух сторон на концы микролитов плагиоклаза. Микролиты плагиоклаза часто ориентированы. Встречаются вкрапленники и гломероскопления протоплагиоклаза, реже – плагиоклаза второй генерации. Изредка отмечаются миндалины (<3%).

5. Мелко-среднекристаллические оливиновые пойкилоофитовые габбро-долериты с изометричными ойкокристами клинопироксена иногда зональными, изредка с блоковым угасанием. Оливин второй генерации тоже образует ойкокристы, но размер значительно меньше ойкокрист клинопироксена. Встречаются кварц, биотит, пегматитовые сростки плагиоклаза и клинопироксена, плагиоклаза и оливина. Микролиты плагиоклаза иногда ориентированы.

Вкрапленники: протоплагиоклаз и его гломероскопления, иногда единичные (до 7-10%) удлиненные субпризматические кристаллы клинопироксена.

6. Мелко-среднекристаллические оливиновые габбро-долериты, подобные вышеописанным, но здесь более характерны ойкокристы оливина второй генерации, а ойкокристы клинопироксена единичны, с блоковым угасанием. Часто встречается кварц (до 3-5%), иногда пегматитовые сростки плагиоклаза и клинопироксена. Вкрапленники: субпризматический удлиненный клинопироксен (около 20%), вместе с которым почти всегда присутствует протоплагиоклаз: иногда его гломероскопления. То, какие из перечисленных разновидностей пород участвуют в строении данной апофизы, определяется, в основном, мощностью апофизы. Тела мощностью до 1 м представлены закалочными долеритами тонкокристаллическими долеритами с офитовой структурой и веерообразными ойкокристами клинопироксена. Прочие разновидности появляются в телах более значительной мощности. При этом, габбро-долериты с вкрапленниками субпризматического клинопироксена и протоплагиоклаза отмечались только в верхних телах серии апофиз, развитых на продолжении северного выступа Северо-Западной ветви (скважина СГ-23).

Маломощные апофизы над западным и южным выступами Северо-Западной ветви сложны теми же разновидностями пород (скважины Т-56, КЗ-168, 457, 591, 596, 713). Их мощность обычно не превышает 10 м. Особенностью апофиз над западным выступом является широкое развитие вкрапленников субидиоморфного и идиоморфного клинопироксена.

Маломощные, быстро выклинивающиеся апофизы в исключительных случаях могут образовываться также под подошвой рудоносных тел или под дифференцированными апофизами в месте их ответвления, а также при расщеплении интрузива в вертикальном разрезе, между его мощными

ветвями (скважины КЗ-1652, 1646, 37, 440, 457). Кроме того, верхняя часть

основного тела Верхнеталнахского интрузива или дифференцированной апофизы на его продолжении пересекается иногда маломощными прожилками габбро-долеритов (скважины КЗ-1424, 1559, СВ-24, СГ-18бис,

20). Эти маломощные апофизы и прожилки мощности до 9 м, иногда до 12-15 м) сложены в основном теми же разновидностями пород, что и апофизы над продолжением северного выступа Северо-Западного интрузива. В их составе отсутствуют только оливиновые габбро-долериты с повышенным содержанием вкрапленников субпризматического клинопироксена. В центре апофиз иногда встречаются лейкократовые габбро-долериты, для апофиз характерны вкрапленники плагиоклаза первой и второй генерации и их гломероскопления. Изредка встречается субпризматический клинопироксен. Для прожилков долеритов вкрапленники не характерны; в них лишь изредка

попадаются вкрапленники плагиоклаза второй генерации и их гломероскопления. Мощности апофиз и прожилков также незначительны (1-9 м, иногда до 12-15 м).

Ниже на примере северного выступа Северо-Западной ветви иллюстрируется переход от основного тела рудоносного интрузива к дифференцированной апофизе и изменение этой апофизы по мере удаления от интрузива.

На краю северного выступа Северо-Западной ветви располагается скважина СК-18. В этой скважине наблюдается полный разрез рудоносного тела, от лейкократового габбро вверху к лейкократовым, оливиновым пойкилоофитовым и пикритовым габбро-долеритам. В значительном количестве встречается хромит, его распределение по разрезу здесь такое же, как и всюду в основном теле рудоносного интрузива: он встречается на границе лейкократового габбро и лейкократовых габбро-долеритов, но основной максимум приурочен к границе оливиновых пойкилоофитовых и пикритовых габбро-долеритов. Под пикритовыми габбро-долеритами через небольшой (7,6 м) прослой роговиков по вмещающим породам залегает горизонт такситовых габбро-долеритов (26 м). В этом горизонте прошел процесс кристаллизационной дифференциации и его верхняя, маломощная (4 м) часть представляет собой породы, промежуточные между лейкократовыми габбро и лейкократовыми габбро-долеритами. Здесь повышенное содержание протоплагиоклаза (40%) и мало крупного лапчатого оливина второй генерации (3%). Более мощная нижняя часть (23 м) меланократовая, протоплагиоклаз здесь неравномерно распределен и его в среднем меньше (15-40%), зато содержание крупного лапчатого оливина всюду существенно (15-20%).Мощность всего разреза интрузива – 111 м.

Севернее, при переходе основного тела интрузива в дифференцированную апофизу (в скважинах СГ-20, кз-1560, 1685, 1439) разрез сокращается. Исчезают пикритовые габбро-долериты, редко наблюдается меланократовая часть такситовых габбро-долеритов (только по скважине СГ-20, наиболее близкой к границе основного тела), местами отсутствуют лейкогаббро. Иногда появляются оливинсодержащие габбро-долериты, в которых встречается субпризматический клинопироксен. Восточный борт апофизы круто выклинивается у Главного шва Норильско-Хараелахского разлома. На западном фланге апофиза резко воздымается в отложения мантуровской свиты, при этом от ее кровли ответвляется рой многочисленных маломощных тел, описанных нами выше (скважины СГ-4, 18бис, 23). Одновременно происходит дальнейшее сокращение разреза дифференцированной апофизы: совершенно исчезают

такситовые габбро-долериты (лишь иногда такситовидный облик имеют оливиновые пойкилоофитовые габбро-долериты), редко встречается лейкократовое габбро (только вблизи границы основного тела, скважина СГ-18 бис).

В итоге разрез дифференцированной апофизы в отложениях мантуровской свиты представлен двумя горизонтами: верхняя, - вблизи основного тела интрузива это лейкократовые габбро, которые на удалении замещаются лейкократовыми габбро-долеритами, и нижним, - оливиновыми пойкилоофитовыми габбро-долеритами. По всему разрезу встречаются кристаллы протоплагиоклаза и субпризматического клинопироксена (последние отсутствуют только в лейкократовых габбро). Клинопироксен вверху оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов иногда достигает значительных содержаний (15-20%). В других случаях вверху оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов наблюдается концентрация крупных лапчатых кристаллов оливина второй генерации (15-20%) и образование пород, промежуточных между меланократовыми габбро и оливиновыми пойкилоофитовыми габбро-долеритами, причем в таких породах одновременно присутствует кварц (3-4%). Мощность диффренцированной апофизы здесь от 70 м на юге (скважина СГ-18 бис) до 7-12 м на севере (скважины СГ-4, СГ-23).

Таким образом, вблизи границы основного тела интрузива в такситовых габбро-долеритах происходит дифференциация на нижнюю, меланократовую и верхнюю, лейкократовую часть.

При переходе от основного тела интрузива к приподнятой дифференцированной апофизе уменьшается мощность, исчезают пикритовые габбро-долериты. Меланократовая часть такситовых габбро-долеритов быстро выклинивается. Одновременно могут появляться оливинсодержащие габбро-долериты. В дальнейшем происходит исчезновение и лейкократовой части такситовых габбро-долеритов и, несколько позже, - окончательное замещение лейкократовых габбро лейкократовыми габбро-долеритами. Наиболее удаленные от основного тела части дифференцированной апофизы маломощны (7-12 м) и состоят из двух горизонтов: верхнего, - лейкократовых габбро-долеритов, и нижнего, - оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов, причем всюду встречается протоплагиоклаз, субпризматический клинопироксен и крупные лапчатые кристаллы оливина второй генерации. Последние две фазы вверху оливиновых габбро-долеритов могут концентрироваться до 15-20% каждая. Выклинивание горизонтов при переходе от основного тела интрузива к дифференцированной апофизе и далее, в самой апофизе по мере удаления от

основного тела, обусловлено исчезновением или уменьшением содержаний фаз, которые концентрируются в этих горизонтах. Это фазы, привнесенные расплавом в современные камеры интрузивов: протооливин, протоплагиоклаз и обособления сульфидов. Протооливин (вместе с хромитом) исчез на границе основного тела интрузива, вместе с пикритовыми габбро-долеритами. Крупные обособления сульфидов и часть протоплагиоклаза исчезают позже, вместе с такситовыми габбро-долеритами. Следующая часть протоплагиоклаза исчезает одновременно с замещением лейкократовых габбро лейкократовыми габбро-долеритами. В итоге в наиболее удаленных от основного тела частях дифференцированной апофизы остаются лишь единичные кристаллы протоплагиоклаза и их гломероскопления. Вместо фаз, привнесенных расплавом в современные камеры интрузивов, в породах дифференцированной апофизы, по мере удаления ее от основного тела интрузива, начинают все шире распространяться фазы второй генерации, которые образуют в конце кристаллизационной дифференциации: субпризматический клинопироксен и крупный лапчатые оливин. Эти фазы могут концентрироваться вверху горизонта оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов.

Ортопироксен появляется в верхней части разреза интрузии г. Зуб (И.А. Коровяков, 1963 г.), начиная с безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов офитовой структуры. Максимальные количества ортопироксена, по его данным, находятся в оливиновых офитовых и пойкилоофитовых габбро-долеритах, а в нижних частях интрузии (пикритовые и такситовые габбро-долериты) ортопироксен встречается в виде исключения обычно на участках уменьшения мощности массива. Эта тенденция накопления ортопироксена в интрузии г. Зуб отличается от таковой для рудоносных интрузий талнахского типа, где происходит увеличение количества ромбического пироксена именно в пикритовых и такситовых габбро-долеритах.

Представляет интерес утверждение И.А. Коровякова относительно Прослежена очевидная обратная зависимость содержания ортопироксена от мощности интрузии г. Зуб (И.А. Коровяков, 1963 г.). Особенно чётко это прослежено на центральном участке интрузии, где она имеет мощность 32 м и сложена преимущественно кварцевыми норитами, в составе которых темноцветные минералы представлены исключительно ортопироксеном (4 – 10 %)

Ортопироксен в большинстве случаев образует такие же, как и авгит ксеноморфные зерна и только в кварцевых норитах он присутствует в виде

идиоморфных крупных призматических кристаллов, наличие которых обуславливает порфировидную структуру породы. Сверху вниз по разрезу интрузий Зубовского типа состав ортопироксена закономерно изменяется от гиперстена до бронзита (FS_{21-22}), то есть становится более магнезиальным. Наиболее магнезиальный ортопироксен (энстатит с минальным содержанием феррорилита до 8 %) встречался в кварцевых норитах интрузии г. Зуб (Коровяков, 1963 г.).

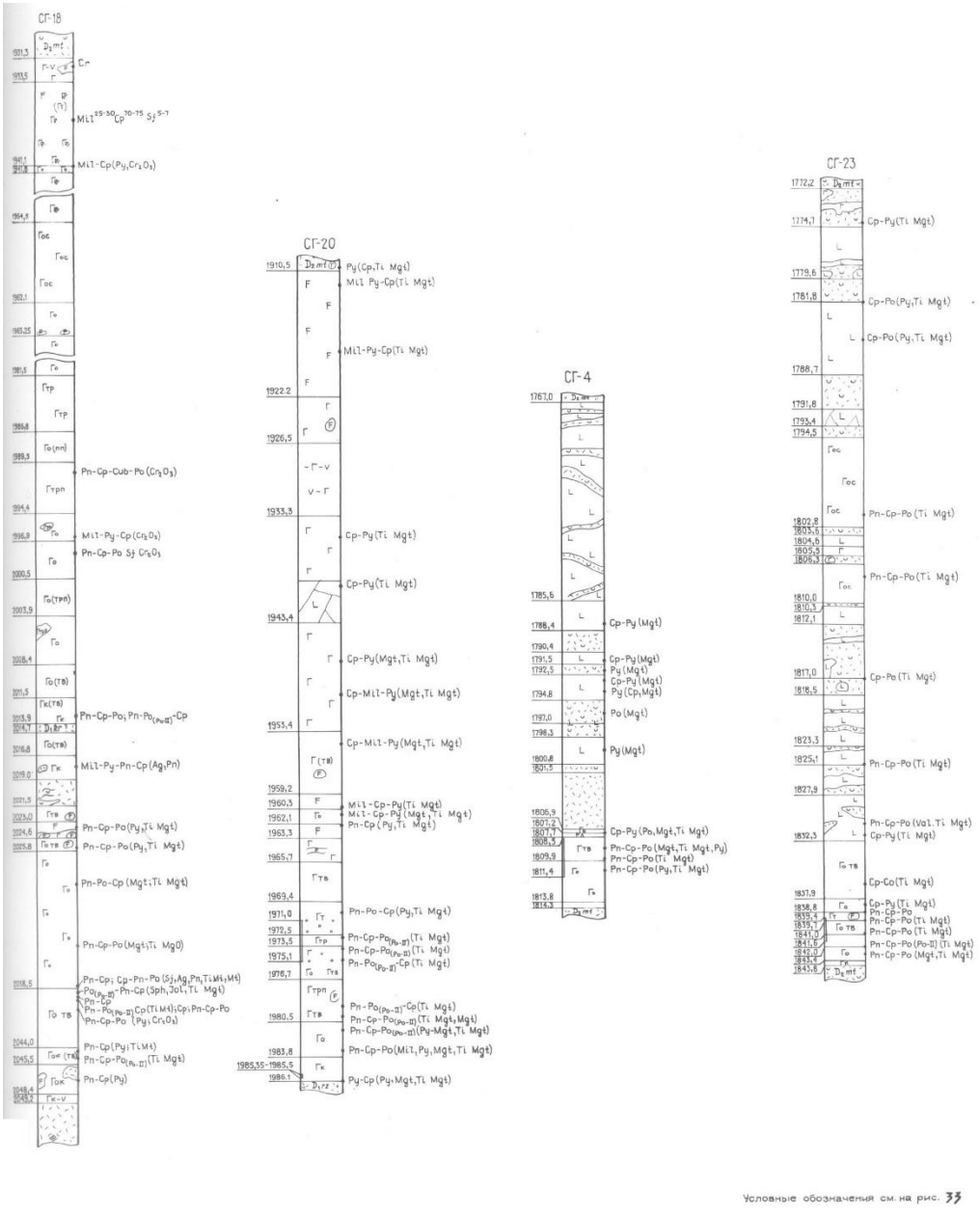


Рис. 32. Внутренне строение и распределение минеральных ассоциаций сульфидов на северных флангах Северо-Западной ветви Талнахского интрузива.

Таким образом, оливины из массивов со сплошными рудами характеризуются особым составом: в них установлены высокие концентрации тяжелых редких земель, иттрия, повышенные титана, никеля и пониженные кальция и ванадия. Это положение было продемонстрировано выше на примере разных интрузивов в соответствующих главах. Здесь приводится только сводная диаграмма (рис. 4.11), подтверждающая это положение на примере контрастных по степени рудоносности массивов: Талнахского, Хараелахского, Норильск 1 (группа рудоносных интрузивов) с одной стороны и Нижнее-Талнахского, Зеленогривского и Норильск 2 – с другой стороны (группа безрудных интрузивов).

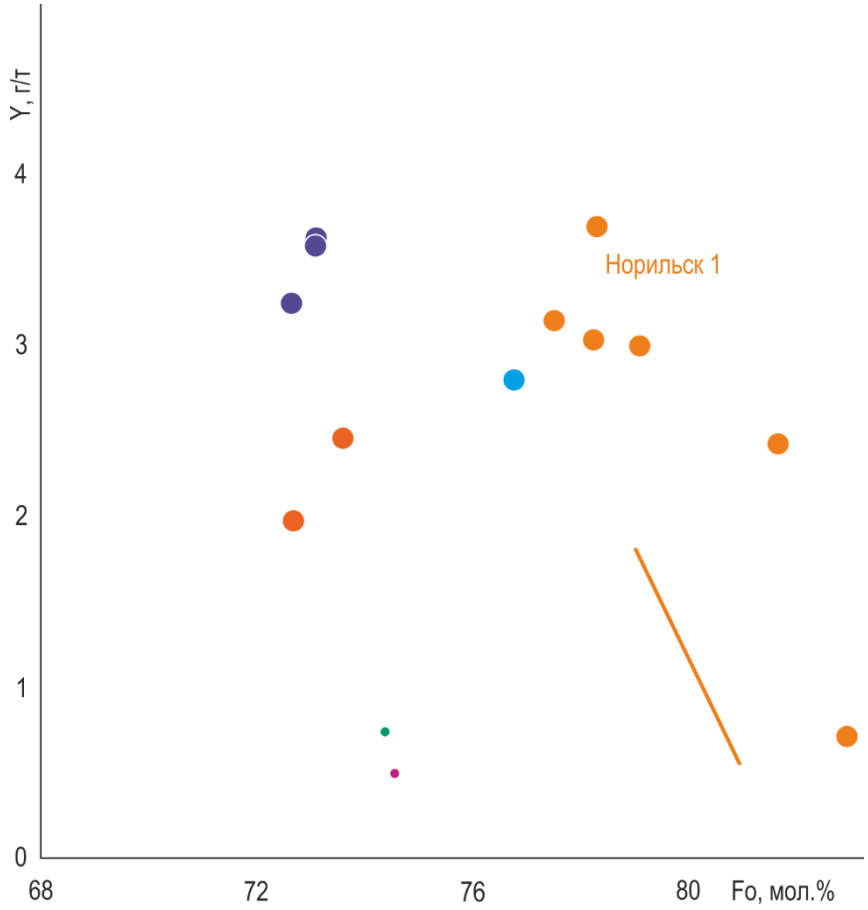


Рис. 4.11. Сводная диаграмма соотношений иттрия к форстеритам разных массивов Норильского района.

Главным отличием поведения редких земель в этих двух группах является степень накопления рассмотренных элементов в процессе фракционирования расплава (т.е. смены магнезиальных оливинов железистыми). Если для

безрудных массивов накопление ТРЗЭ происходит очень постепенно (концентрации их увеличиваются на 20-30 % при изменении составов оливинов на 10 номеров по форстериту), что отражается очень пологим наклоном тренда, образуемого точками составов этих оливинах на диаграмме Y–Fo.

Содержания иттербия в оливинах может быть объяснены эволюцией расплава в ходе его фракционирования. Очень крутые тренды накопления редких элементов в оливинах из пикритовых горизонтов рудоносных массивов, при которых содержания от магнезиальных к железистым разновидностям увеличиваются в 2,5–3,0 раза, невозможно объяснить с простой фракционной кристаллизацией. Необходим иной, очень необычный процесс, который способствует получению таких высоких содержаний редкоземельных элементов. Один из вариантов формирования такого необычного состава оливинов – просачивание сильно фракционированного расплава сквозь кумулятивный горизонт оливина, при которм буферируется магнезиальность минерала, а накапливаются редкие элементы.

Различия между отмеченными группам установлены не только для редких земель, но и по другим элементам: кальцию, никелю, ванадию, титану и т. Они были подтверждены с помощью дискриминантного анализа (выполненного с помощью программного пакета STASTISTICA-7), согласно которому предсказанные группы отчетливо отделяются одна от другой. С помощью полученной дискриминантной функции возможно проводить сравнение других массивов с эталонными.

Вполне естественно было ожидать, что и по пироксенам будет получена близкая картина распределения редких элементов и близких к ним по геохимии элементам. Наиболее интересным в этом отношении является титан, который коррелируется с редкими землями и хорошо измеряется даже с помощью простого электронного зонда, поскольку его концентрации в пироксенах высоки. Тем не менее, существенных различий для пироксенов, указанных выше двух групп массивов, не получено (рис. 4.12). Соответственно предсказанному отвечает поведение титана только в пироксенах массива Норильск 2 – происходит незначительное содержание этого элемента с ростом железистости минерала. В остальных пироксенах этой группы рост концентраций TiO_2 происходит также стремительно, как и в рудоносных массивах, хотя и не достигает таких высоких значений, как в пироксенах Талнахского и Хараелахского интрузивов.

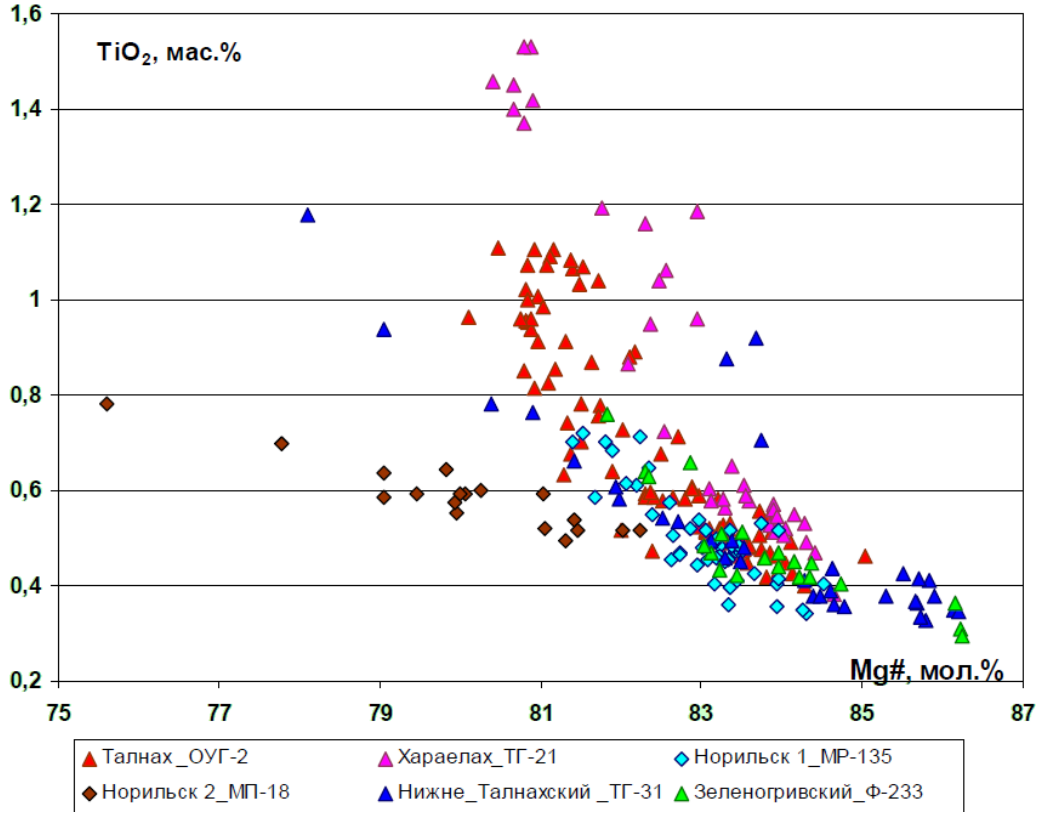


Рис. 4.12. Сводная диаграмма TiO2-Mg# для разных массивов Норильского района. 1 – Талнах, скв. ОУГ-2; 2 – Хараелах, скв. ТГ-21;

Каждый горизонт интрузива на месторождении Норильск 1 характеризуется своим трендом накопления редкоземельных элементов (рис. 4.13, 4.14), причем наклон этого тренда связан напрямую с магнезиальностью породы: в пиритовых габбро-долеритах образуются самые крутые тренды, в такситовых – более пологие, а в оливиновых и оливинсодержащих породах – еще более пологие. Исключение составляют оливины из контактовых габбро-долеритов, которые были обнаружены в эндоконтакте массива Норильск 1 и имели железистый состав – в них установлены самые высокие содержания иттрия, иттербия и диспрозия.

По распределению титана в пироксенах из разных интрузивов эта картина выявляется ещё более отчетливо. Причем в интрузивах со сплошными рудами тренды точек составов пироксенов, относящиеся к разным горизонтам, отлично отделяются друг от друга. Это наиболее наглядно видно на примере скв. ОУГ-2 (рис. 4.15), хотя для оливинов этого массива (по иттрию) картина менее отчетливая (рис. 4.16), что связано с ограниченностью аналитических данных.

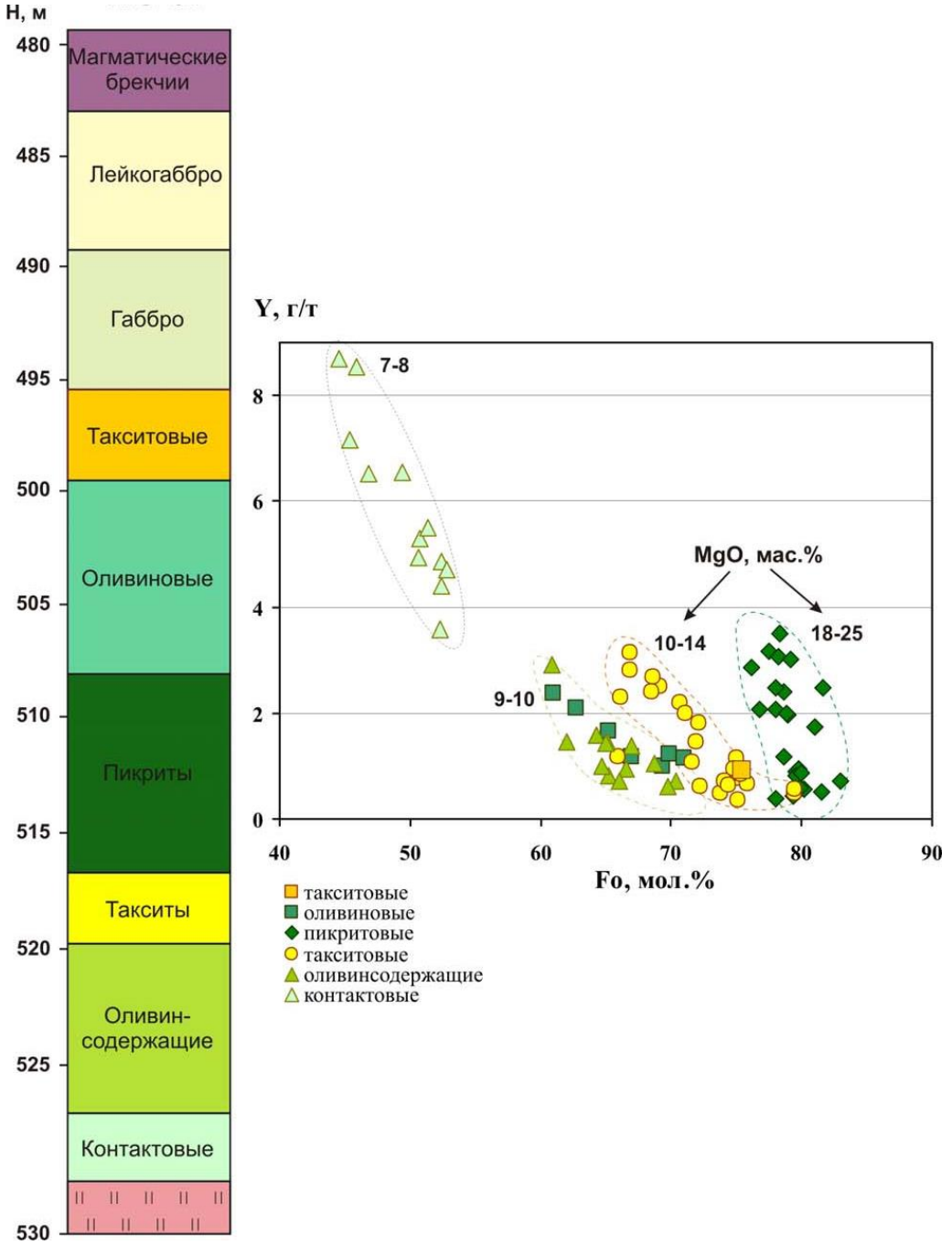


Рис. 4.13. Поведение иттрия в оливинах разных горизонтов габбро-долеритов в зависимости от их магнезиальности, скв. МН-7.

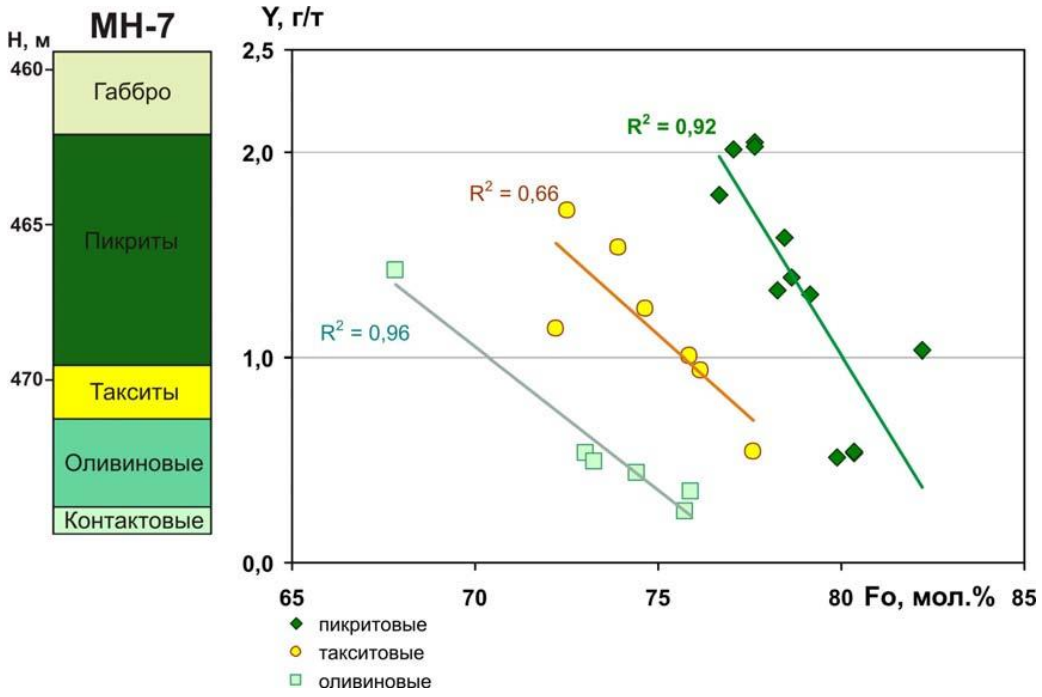


Рис. 4.14. Поведение иттрия в оливинах разных горизонтов габбро-долеритов массива Норильск-1, скв. МН-7.

Логичным объяснением этого факта было бы объяснение полученных закономерностей как следствие отчетливо проявленной дифференциации в вертикальном разрезе массива, тем более, что разрез по скв. ОУГ-2 имеет контрастное строение: верхняя часть его сложена безоливиновыми габбро и габбро-диоритами (рис. 4.17). Однако для аналогичного по строению разреза скв. ОМ-24 такое расхождение трендовых линий, соответствующих разным горизонтам, не наблюдается (рис. 4.18). Зато для достаточно однородного разреза интрузива Норильск II (скв. МП-18), поведение титана в пироксенах аналогично поведению в породах южной части Масловского интрузива (рис. 4.19). Вполне вероятно, что контрастное распределение составов пироксенов в основных горизонтах интрузивов (пикритовых, такситовых, оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах, а также габбро и габбро-диоритах) характерно только для рудоносных массивов.

Особенности составов минералов в пределах отдельных горизонтов пород из разных участков интрузивов идентичны. Поэтому можно сравнивать данные, полученные по составам оливинов (или пироксенов) из пикритового горизонта любого участка, например, Талнаха с результатами измерения составов оливинов из

пикритовых габбро-долеритов любых массивов (Черногорского, Микчангдинского и т.д.) по всем параметрам.

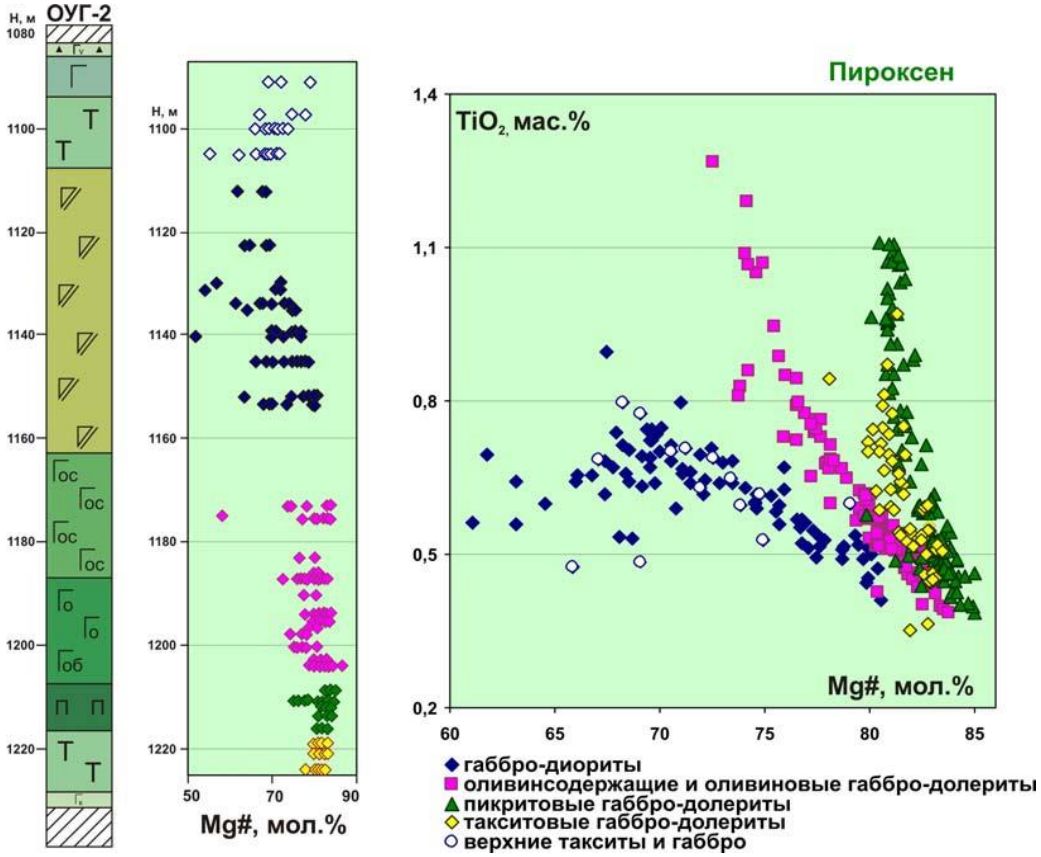


Рис. 4.15. Поведение титана в пироксенах разных горизонтов габбро-долеритов Талнахского рудоносного интрузива, скв. ОУГ-2.

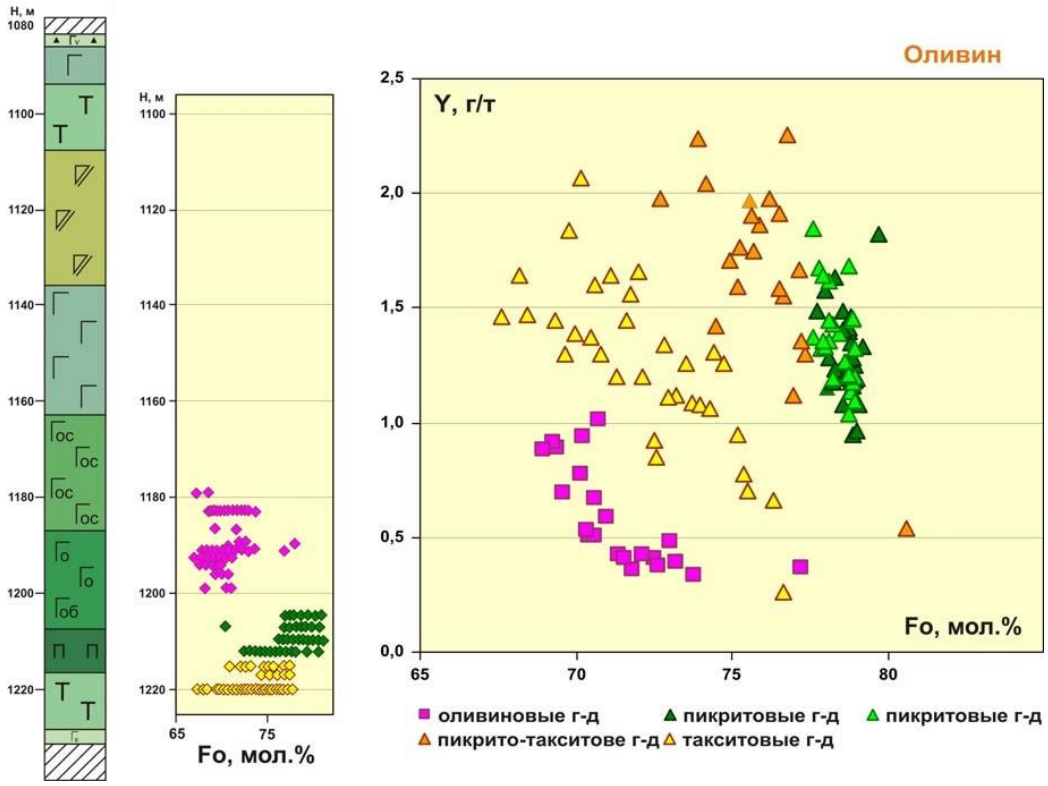


Рис. 4.16. Поведение иттрия в оливинах разных горизонтов габбро-долеритов Талнахского рудоносного интрузива, скв. ОУГ-2.

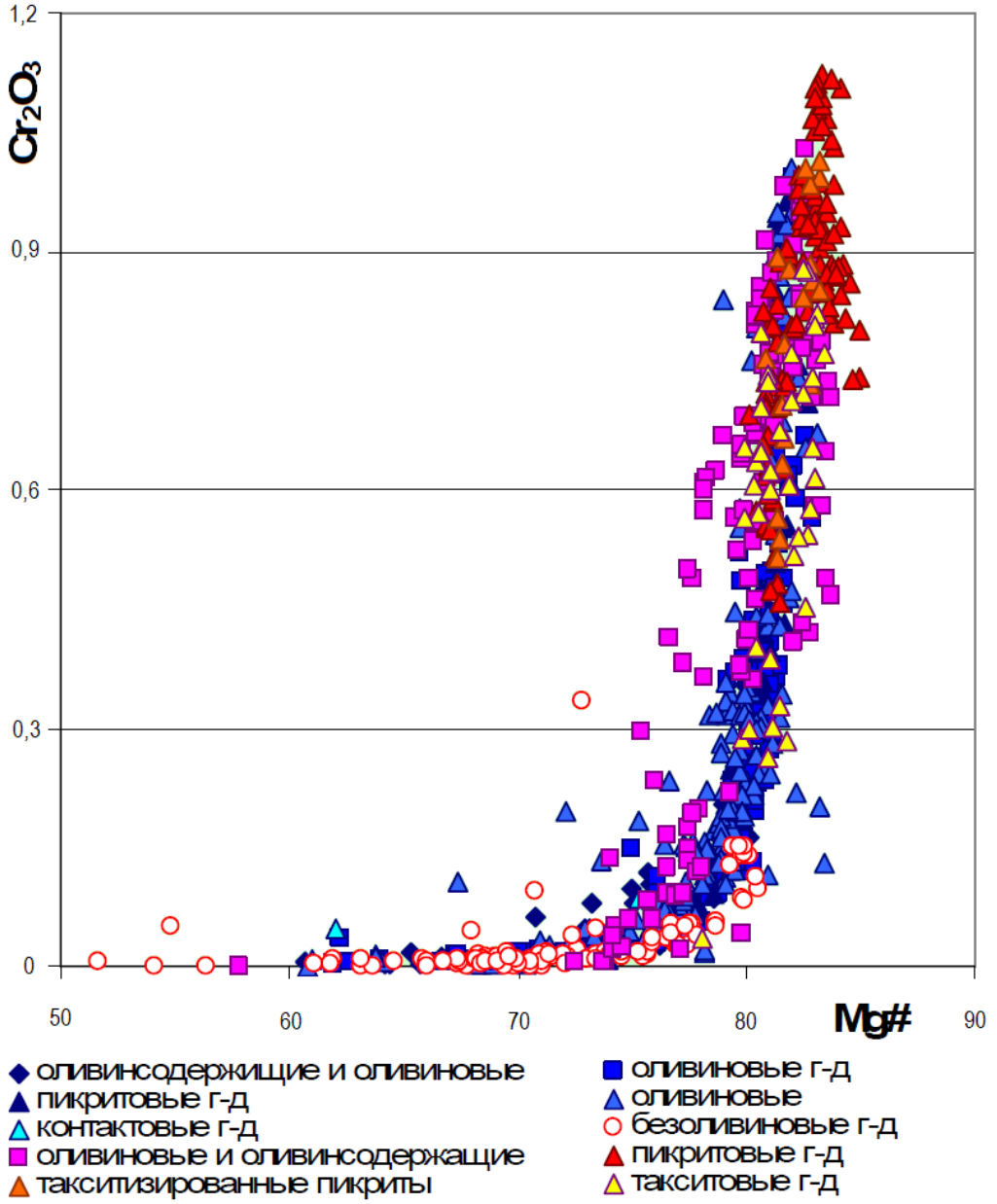


Рис. 4.17. Диаграмма Cr_2O_3–Mg# для пород интрузивов Талнахского (скв. ОУГ-2) и Норильск II (скв. МП-18).

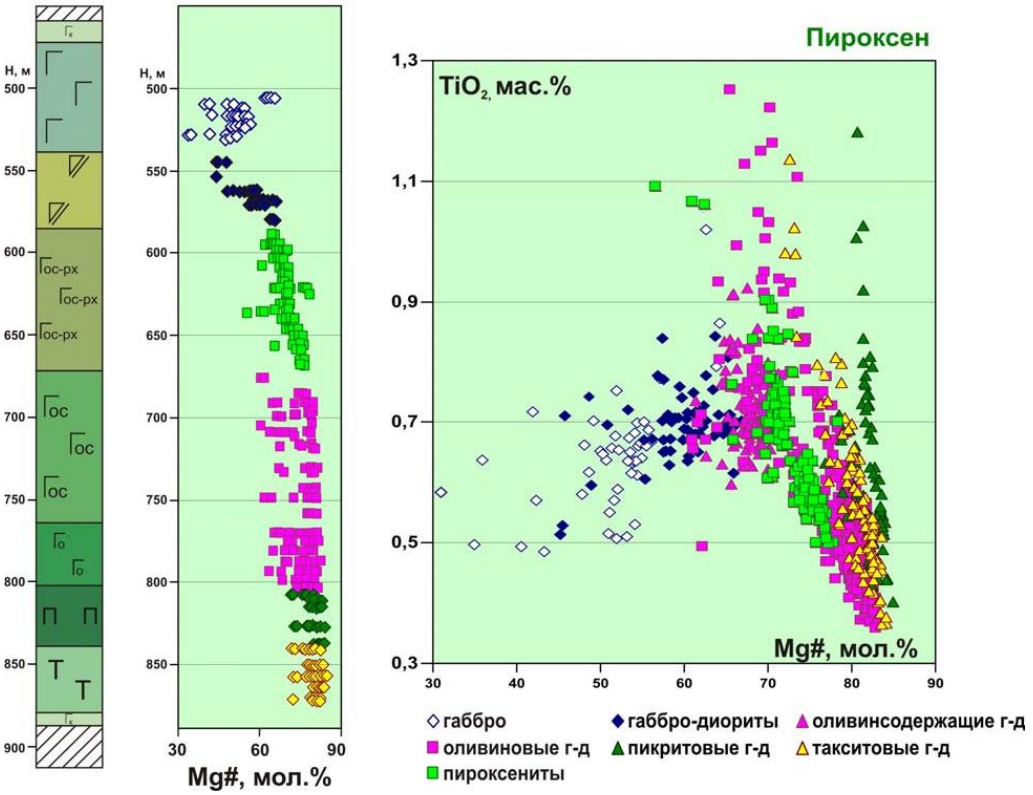


Рис. 4.18. Поведение титана в пироксенах разных горизонтов габбро-долеритов Масловского интрузива, скв. ОМ-24.

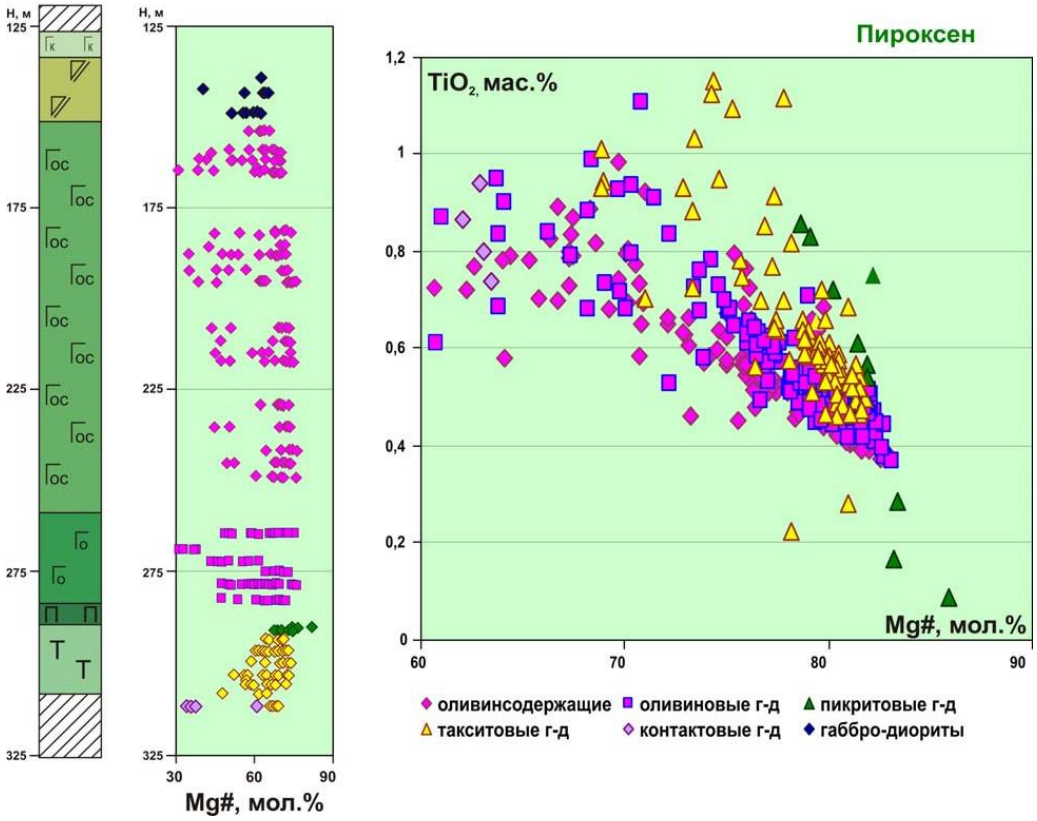


Рис. 4.19. Поведение титана в пироксенах разных горизонтов габбро-долеритов интрузива Норильск II, скв. МП-18.

В ходе многолетнего изучения разных исследователей установлено, что по содержаниям главных компонентов породообразующие минералы разных массивов сильно перекрываются между собой, поэтому использование их для целей разбраковки интрузивов неэффективно. Наиболее ценные данные могут быть получены только при использовании элементов, в которых заложена принципиально новая информация о магматической системе.

Вновь получена информация о цирконах. Кристалломорфологические особенности цирконов схожи для всех исследованных образцов – зерна редко сохраняют кристаллографический облик, чаще характеризуются удлиненной формой, но без ярко-выраженных граней. Часто зерна «окатанные», с неровной поверхностью (рис. 4.20). Размер зерен варьирует от сотых долей мм (цирконы из тонкозернистых пород) до 1 мм. Цвет цирконов от бесцветного до розовато-коричневого, встречаются сероватые и желтоватые разности. Большинство зерен прозрачны, без видимых включений.

Рис. 4.20. Морфология и размерность зерен цирконов.

1. Аплонов В.С. Флюидный режим и проблемы платиноносности дифференцированных интрузий основного состава // Платина России. М., Геоинформмарк. 1995. с. 102-106.

2. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000. 363 с.

3. Борисов А.А. Растворимость благородных металлов в силикатных расплавах: экспериментальные исследования и космохимические следствия: Автореф. дис. д-ра геол.- мин. наук. М, ИГЕМ РАН, 2001. 44 с.

4. Булгакова Е.Н. Температурные условия формирования норильских дифференцированных интрузий. Автореферат на соиск.... канд. геол-мин.наук. Новосибирск. 1971. 30 с.

5. Виленский А.М. Общие особенности метаморфизма и метасоматоза, связанного с трапповым магматизмом .// Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. Новосибирск: Наука. 1978. с.94-98.

6. Виленский А.М. Особенности внутрикамерной дифференциации трапповых интрузий и некоторые общие четры магматизма Норильского района .// Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. Новосибирск: Наука. 1978а. с.30-45.

7. Генкин А.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.,Наука. 1981. 205 с.

8. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные итрузии. М., Госгеолтехиздат. 1959. 100с.

9. Горяинов И.Н., Аплонов В.С., Москалюк А.А. Состав газово-жидких включений в породах Талнахской интрузии // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Ленинград, 1973. с.97-104.

10. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволуцкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.И. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология руд. месторождений. 1999, т. 41. № 3. с. 241-265.

11. 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. 31-101.

12. Додин Д.А., Батуев Б.Н., Сухов Л.Г., Тарасов А.В. О поисковом значении детальных геолого-структурных исследований на промышленных месторождениях // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышеленные перспективы. Ленинград, 1973. с.23-31.

13. Додин Д.А., Соломина Л.М., Шатков В.А. Некоторые аспекты геохимии платиновых металлов и золота в связи с поисками медно-никелевых месторождений Норильского типа // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышеленные перспективы. Ленинград, 1973. с.108-116.

14. Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива. // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск, Наука. 1987. сс.96-106.

15. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнини Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского рудного района. М., Наука. 1988. 256 с.

16. Жмодик А.С. Состав и термодинамические усовия развития магматической рудной минерализации в базальтах сегмента Клефт хребта Хуан-де-Фука. Автореферат на соиск. ... канд.геол.-мин. наук. Новосибирск. 2002. 24 с.

17. Золотухин В.В., Ковязин С.С., Щербакова З.З. О составе включений расплава в породообразующих минералах некоторых пермо-триасовых основных и ультраосновных пород Сибирской платформы // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск, Наука. 1978. с.59-69.

18. Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р., Межвилк А.А., Рябов В.В., Щербакова З.В. Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности. Новосибирск, Наука. 1984. 209 с.

19. Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы). Новосибирск, Наука. 1986.

20. Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М., Наука, 1989.

21. Кавардин Г.И., Павлов Л.Г. Металлогеническое районирование и критерии прогнозной оценки севера Красноярского края // Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышеленные перспективы. Ленинград, 1973. с.16-23.

22. Коваленко В.И., Царева Г.М., Хервиг Р.Л., Ярмолюк В.В. Элементы-примеси и вода в расплавных включениях (магмах) редкометальных щелочных гранитов.// ДАН. 1992. т.326. № 2. с.349-353.

23. Коваленко В.И., Бахтеев Р.Х., Ярмолюк В.В., Чижова И.А. Количественная оценка связи эндогенного оруденения с магматизмом (на примере Монголии). Геол. рудн. местор. 1993. т.35. №2. с. 161-176.

24. Когарко Л.Н. Обогащенные мантийные резервуары – источник крупных редкометальных месторождений. Время проявления, механизмы возникновения,

глубины формирования. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М. 2004.с.334-345.

25. Когарко Л.Н. Глобальный макнтийный метасоматоз и проблемы генезиса щелочного магматизма и связанного редкометалльного оруденения. // Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания. Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Апатиты. 2005.Т.1. с.99-100.

26. Криволуцкая Н.А., Арискин А.А, Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001. т. 9. № 5. с. 451-479.

27. Криволуцкая Н.А., Соболев А.В. Магматические включения в оливинах норильских интрузивов (северо-запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // ДАН, 2001, т.381, № 3, сс.393-398.

28. Криволуцкая Н.А., Соболев А.В.; Симакин С.Г.; Свирская Н.М. Использование составов оливинов и расплавных включений в них при формационном расчленении интрузивов Норильского района // Материалы XI международной конференции по термобарогеохимии 8-12 сентября 2003 г. Александров ВНИИСИМС. 2003. с. 63-66.

29. Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Михайлов В.Н., Рощина И.А. Новые данные о формационной принадлежности пикритовых базальтов Норильского района // ДАН.2005. Т.404. № 4. С. 543-546.

30. Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Кузьмин Д.В. Расплавные включения и оливины гудчихинской свиты трапповой формации Норильского района.// Минералогические музеи. Санкт-Петербург, Россия. 2005. с. 221.

31. Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании Норильских дифференцированных интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол. № 10. С. 75-88.

32. Лихачев А.П. Об условиях кристаллизации трапповых магм в северо-западной части Сибирской платформы. // Зап. Всес. Мин. Об-ва, 1977. № 5. С.594-606.

33. Лихачев А.П. Возможные механизмы накопления рудных веществ платино-медно-никелевых и платиновых месторождений Лихачев А.П. // Материалы Всероссийского Симпозиума, проведенного в г.Москве 20-22 ноября 2002 г. М.2002. С. 52-56.

34. Малышев И.К. Сера в магматическом процессе. Екатеринбург, 2004. 205 с.

35. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов. // Геология рудн. местор.,1988. т.40, № 3. с.236-255.

36. Маракушев А.А., Панеях Н.А., Зотов И.А. Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология рудных месторождений. 2000. Т.42. № 5.

37. Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Санкт-Петербург. 2003. 487 с.

38. Наторхина ... Петрология Талнахской рудоносной интрузии.

39. Немененок Т.И. О поисковом значении брекчий, брекчиевидных пород, апофиз и фланговых ответвлений, сопровождающих никеленосные интрузии // Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. Новосибирск: Наука. 1978. с.45-49.

40. Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. М., Геоинформмарк. 1995. с. 94-101.

41. Олейников Б.В. Геохимия и рудоностность платформенных базитов. Новосибирск, Наука. 1979. 309 с.

42. Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Изотопный состав кислорода и водорода в трапповых интрузивах Норильского района // ДАН. 2002. т.381. № 5. с.675-679.

43. Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Условия взаимодействия норильских трапповых интрузий с вмещающими породами по изотопным данным (O, H, C) // Петрология. 2005. Т.13. № 1, с.56-80.

44. Путеводитель к VII Международному симпозиумуму по платине «Геология и рудные месторождения Норильского района» (ред. В.В.Дистлер и В.Е.Кунилов). Москва-Норильск. 1994. 44 с.

45. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов Севро-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19 – 27.

46. Рябов В.В. Оосбенности состава главных породообразующих минералов как поисковые критерии // Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа. Новосибирск: Наука. 1978. с.66-86.

47. Рябов В.В., Павлов А.Л. Магнетитовая лава в траппах Сибирской платформы // ДАН. 1991. Т. 39. № 5. с. 1193-1197.

48. Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показателями петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск. Наука. 1992. 117 с.

49. Рябов В.В., Шевко А. А, Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Новосибирск, Нонпарель. 2000. Т 1.

50. Рябов В.В. Роль флюидов в магматогенных процессах. // Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания. Метаморфизм, космические, экспериментальные и общие проблемы петрологии. Апатиты. 2005. с.206-208.

51. Рябчиков И.Д. Геохимия магм плюмовой обстановки // Материалы международного (X всероссийского) петрографического совещания. Эволюция петрогенеза и дифференциация вещества Земли. Апатиты. 2005. с.178-180.

52. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология.1996.Т 4 № 3 С.228-239.

53. Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. Труды Всесоюзного Арктического института. Т. XLIII. Геология. Л: Изд-во Главного управления Севморпути. 1936. 175 с.

54. Туровцев Д.М. Контактовый метаморфзм норильских инрузий. М., 2003 г.

55. Arndt N.T., Czamanske 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.

56. Ballhaus C. Role of sufide entraintment for the noble metal inventory of basaltic melts // Inclusions in minerals and processes in the Earth's mantle. Max-Planck-Institute. 2005. P.1.

57. Bockrath C., Ballhaus C., Holzheid A. Fractionation of the Platinum-Group Elements During Mantle Melting // Science. V.305. 2004. P.1951-1953.

58. Gaetani G.A., Watson E.V. Open system behavior of olivine-hosted melt inclusions //Earth Planet.Sci/Lett. 2000.183. P.27-41.

59. Grinenko L. N. Sourses of sulfer of the nickelferous and barren gabbro-dolerute intrusions of the northwest Siberian platform // Int. Geol., 28. 695-708.

60. Hatton C.J. Densities and liquidus temperatures of Bushveld parental magmas as constraints on the formation of the Bushveld Complex, South Africa/ 5-th Magmatic Sulphide Conf., Zimbabwer.1989.P.93.

61. Danushevsky L.V., Leslie R.A.J., Crawford A.J., Durance P. Melt ibclusions in primitive olivines phenicrysts: the role of localized reaction processes in the origin of anomalous compositions // J. Petrol. 2004. 45. P.2531-2553.

62. Danushevsky L.V., Della-Pasqua F.N., Sokolov S. Reequilibration of melt inclusions trapped by magnesian olivine phenocrysts from subduction-related magmas: petrological implications. // Contr. Mineral. Petrol. 2000. 138. p.68-83.

63. Danushevsky L.V., McNeil A.W., Sobolev A.V. Experimental and petrological studies of melt inclusions in phenocrysts from mantle-derived magmas: an overview of techniques, adventages and complications. // Chem.Geology. 2002. 183. № 1-3.P 5-24.

64. Inclusions in minerals and processes in the Earth's mantle. Max-Planck-Institute. 2005. 85 P.

65. Fedorenko V.A. Evolution of magmatism as reflected in the volcanic sequence of the Noril'sk region // Ontario Geological Survey Specia.1994. V 5. P.171-183.

66. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogentsis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // J. Jeol.Rev.1996.V.38. № 1.P 99-135.

67. Fabre C., Dubessy J., Boiron M.C. et al. Laser Induced Breakedown Spectroscopy (LIBS) combined with Spectroscopy of Luminescence Resolved in Time (SLRT): An original tool for Earth Science applications // Abs.Book ECROFI XVIII. Siena. 2005.

68. Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental floob basalts //Lithos. 1995. v.34. pp.61 -88.

69. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. // Earth and Planetary Science Letters. 1988. V. 90. P. 297-314.

70. Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Sluzhenikin S.F., Pokrovsky B.G. Olivine-hosted magmatic inclusions from the Noril'sk intrusions: application to origine of Pt-Cu-Ni deposits (Russia). // In: 'Metallogeny of the Pasific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins", ed. By A.I.Khanchuk, G.A.Gonevchuk, A.N.Mitrokhin, L.F.Simanenko, N.J.Cook and R.Seltmann. Vladivostok, Dalnauka. 2004. pp. 296-299.

71. Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Kuzmin D.V. Composition and ore potential of parental melts of the Siberian trap formation in the Noril'sk region // Inclusions in minerals and processes in the Earth's mantle. Max-Plank-Institute. Mainz, Germany. 2005. P.46.

72. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J.,Hergt J. et al. Remobilisation of the Continental Lithosphere by a Mantle Plume: Major- and Trace-Element, Sr-, Nd- and Pb-Isotope Evidence frome Picritic and Tholeitiic Lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia// Contrib. Mineral. Petrol. 1993. vol. 114. pp. 171-188.

73. Lightfoot P.C., Hawkesworth C., Olshefky K., Green T., Doherty W., Keays R. Geochemistry of Tertiary tholeiites and picrites from Qeqertarssuaq (Disko Island) and Nuussuaq, West Greenland with implications for the mineral potential of comagmatic intrusions // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. vol. 128. pp. 139-163.

74. Nagaseki H., Hayashi K.I., Iida A. Quantative analysis og fluid inclusions by synchrotron x-ray fluorescene // Abs.Book ECROFI XVIII. Siena. 2005.

75. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalts // Econ.Geol. 1992. vol 87. pp.1945-1962.

76. Perfetti E., Dubessy J., Thiery R. Cubic Plus Association applied to geological fluids: H2O-gases system// Abs.Book ECROFI XVIII. Siena. 2005.

77. Ryabchikov I.D. , Solovova I.P., Kogarko L.N. et al. Thermodinamic Parametrs of Generation of Meymechites and Alkaline Picrites in the Maimecha-Kotui Province: Evidence from Melt Inclusions // Geochemical Internatinal. V. 40. 11.2002. P. 1031-1041.

78. Ryabchikov I.D., Ntaflos T., Buchl A., Solovova I.P. Subalkaline Picrobasalts and Plateau Basalts from Putorana Plateau (Siberian Continental Flood Basalts Province): I. Mineral Composition and Geochemistry of Major and Trace Elements // Geochemical Internatinal. V. 30. 5.2001. P. 415-431. (a).

79. Ryabchikov I.D., Solovova I.P., Ntaflos T., Buchl A.,. Tikhonenkov P.I. Subalkaline Picrobasalts and Plateau Basalts from Putorana Plateau (Siberian Continental Flood Basalts Province): II. Melt Inclusions Chemistry, Composition of "Primary" magmas and P-T Regime at the base of the Superplume.// Geochemical Internatinal. V. 39. 5.2001. P. 432-446. (b).

80. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Gurenko A.A., Kamenetsky V.S., Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V., Nikogosian I.K., Yaxley G.M.Recycled materials in mantle plume and LIPs: evidence from olivine phenocrysts.// Geophysical Recearch Abstracts. Vol. 7. 09364. 2005.

81. Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. V. 316. pp. 412-417.

Глава 5

отв. И.И. Никулин

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее ранние магматиты района выделены в составе ивакинско-гудчихинской интрузивно-вулканической ассоциации, которая включает вулканические образования ивакинской, сыверминской, гудчихинской свит, интрузивы ергалахского и фокинского типов. Они развиты только на северо-западе Сибирской платформы. Центр их ареала приходится на территорию Норильского района. На юге (в долине р. Курейки) степень их проявления незначительна, восточнее (на долготе восточного окончания озер Лама и Хантайское) они, вероятно, отсутствуют.

Распространение контролируется магмоподводящими зонами северо-северо-восточного и северо-восточного простирания: Норильско-Хараелахской, Северо-Хараелахской, Имангдинской, Аясинской, Тундринской (В.А. Федоренко и др., 1982).

Все известные интрузии представляют собой субвулканические образования и многие из них являются непосредственными комагматами определенных вулканических пород (рис. 5.1). С конца прошлого столетия многими исследователями предлагалось выделять не интрузивные, а интрузивно-вулканические (магматические) комплексы, и уже внутри них типы интрузий, указывая (с учётом степени изученности интрузий) к каким конкретным вулканическим образованиям они соответствуют (или могут соответствовать).

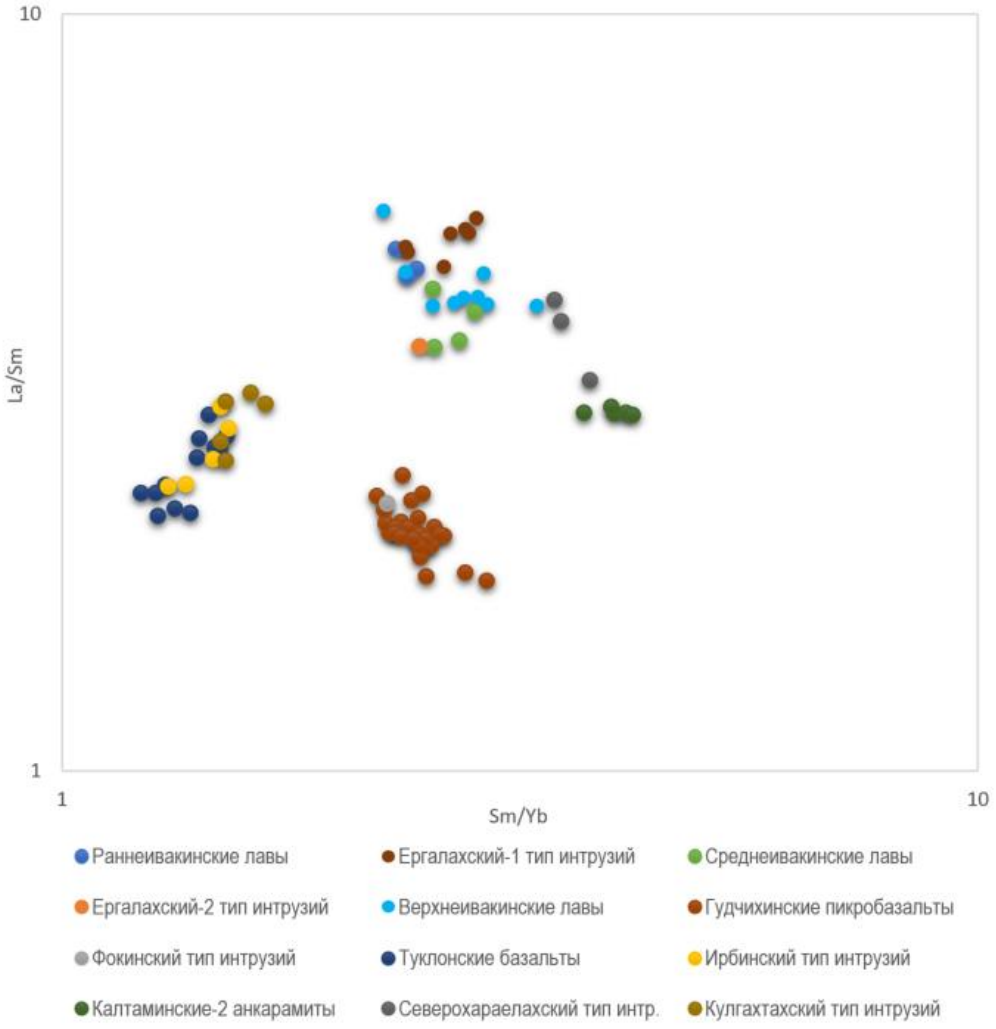


Рис. 5.1. Сопоставление составов интрузивных и эффузивных образований Норильской провинции на диаграмме La/Sm–Sm/Yb.

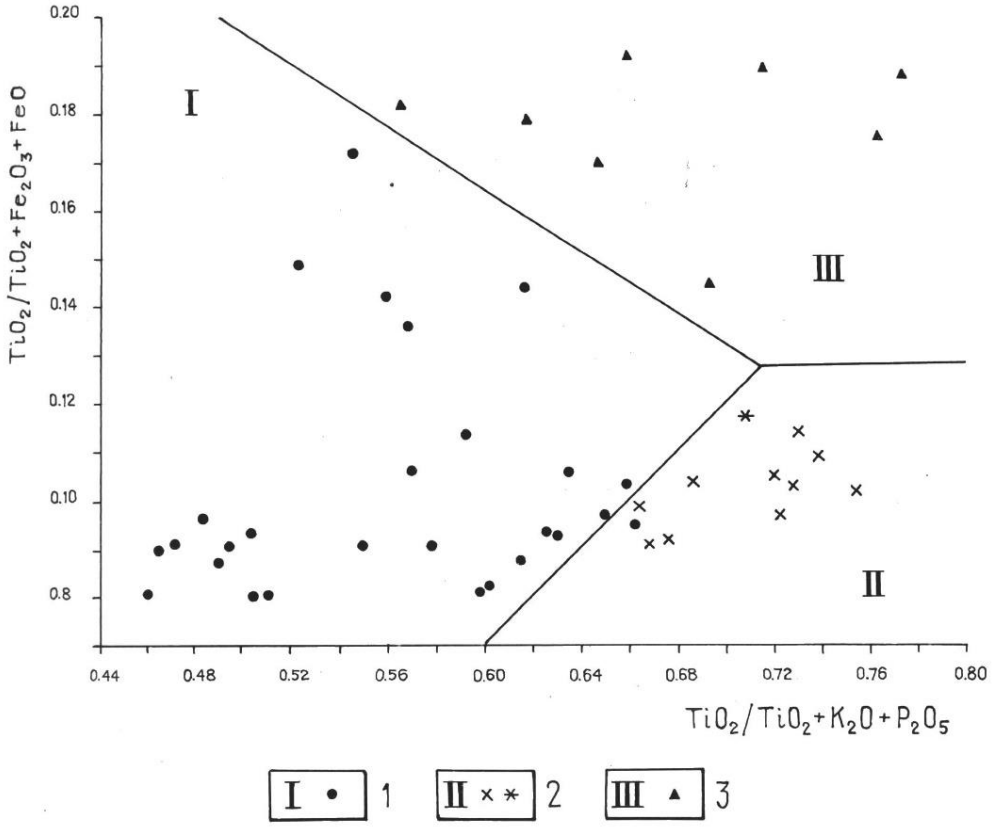
В настоящее время разрабатывается система расчленения интрузий на основе комплекса признаков: геологических, петрографических, петро-геохимических и по намагниченности. В возрастной последовательности (от ранних к поздним образованиям) выделяются (по В.А. Федоренко, 1995–2000): 1) вологочанский комплекс – производные умереннотитанистых магм (УТ), 2) микчандинский комплекс, отвечающий низкотитанистым-2 (НТ-2) магмам, 3) норильский комплекс – смесь низкотитанистой-2 и низкотитанистой-1 магм, 4) путоранский комплекс – низкотитанистые-1 (НТ-1) магмы, 5) маймеча-котуйский комплекс – высокотитанистые (ВТ) магмы (табл. 5.1). В Маймеча-Котуйском и, частично, в

Норильском районе образования путоранского и маймеча-котуйского комплексов чередуются в возрастной последовательности (Федоренко, 1998). Если вулканические свиты и типы интрузий являются местными подразделениями, то магматические комплексы будут единицами региональной шкалы (как "горизонты" в стратиграфии), их следует выделять в пределах всего ареала пермо-триасового магматических образований Сибирской платформы.

Табл. 5.1

5.1. Норильско-Хараелахский комплекс

Общей чертой состава Норильско-Хараелахского комплекса (ивакинско-гудчихинская, хаканчанско-надеждинская и норильская ассоциации), проявляющейся в составах всех базитовых пород комплекса, является относительно невысокое содержание титана в сумме несовместимых петрогенных компонентов ($TiO_2 + K_2O + P_2O_5$) (рис. 5.2).



1-поле составов и средние составы пород формационного ряда дифференцированных траппов (субщелочные пойкилоофитовые и титан-авгитовые базальты ивакинской свиты, базитовые эффузивы сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, туклонской и надеждинской свит, интрузивы ирбинского типа, базитовые дифференциаты интрузивов норильской ассоциации: Талнахского, Норильск-I, Зубовского, Тальминского, Нижнеталнахского, Клюквенного, Ыттахского, Иконского, Арылахского.
2-поле составов и средние составы пород формационного ряда недифференцированных траппов (базитовые эффузивы моронговской, мокулаевской, хараелахской, кумгинской и самоедской свит, интрузивы амбарнинского типа и далдыканского типа (последние обозначения звездочкой).
3-поле составов и средние составы пород формационного ряда щелочных базальтоидов и габброидов (базитовые породы юряхско-калтаминской вулканической ассоциации, интрузивов северохараелахского и авамского типов).

Примечание: Из поля составов дифференцированных траппов выпадают оливинсодержащие габбро-долериты Арылахского интрузива.

Рис. 5.2. Распределения двуокиси титана сумме несовместимых петрогенных компонентов в магматических ассоциациях формационного ряда дифференцированных траппов. 1 – эффузивные ивакинско-гудчихинской ассоциации, 2 – эффузивные хаканчанско-надежнинской ассоциации, 3 – норильской интрузивной ассоциации (Талнахский, Зубовский и Нижнеталнахский интрузивы).

Все типы эффузивных пород ивакинско-гудчихинской ассоциации связаны переходными разновидностями (рис. 5.5). Наиболее ярко выраженной особенностью химизма всех магматитов является высокий уровень содержания двуокиси титана

1,20–1,60% при MgO=20% и 1,60–2,40 при MgO=6%, а также 1,80–4,20% при MgO= 4%.

Из числа интрузивных тел норильской ассоциации, в составе которых развиты высокомагнезиальные дифференциаты, в норильскую ассоциацию не входят только редкие в районе интрузивы фокинского и северохараелахского типов (Федоренко, 1983). Они неоднородны по внутреннему строению, вещественному составу и степени никеленосности. Отношение Al_2O_3/TiO_2 в высокомагнезиальных породах (содержащих MgO>10%), которое сохраняет значение свойственное исходной магме (Nesbitt et al, 1979) остается достаточно стабильным. Средние значения этого отношения для троктолитовых-пикритовых габбро-долеритов разных массивов варьирует в пределах 13,03–19,83, что значительно выше, чем в интрузивах северохараелахского и фокинского типов (4,75-8,84) и в эффузивных пикритах, исключая туклонские (Федоренко, 1983).

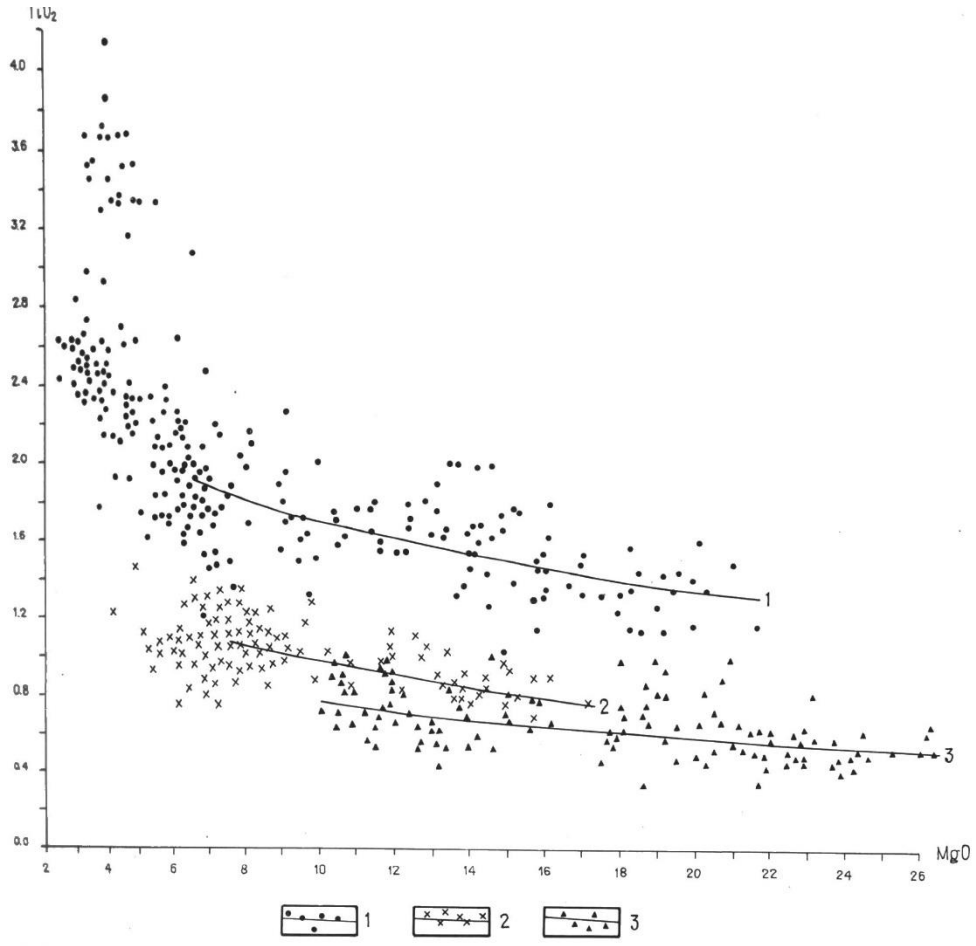


Рис. 5.5. Распределения двуокиси титана в магматических ассоциациях формационного ряда дифференцированных траппов. 1 – эффузивные ивакинско-гудчихинской ассоциации, 2 – эффузивные хаканчанско-надежнинской ассоциации, 3 – норильской интрузивной ассоциации (Талнахский, Зубовский и Нижнеталнахский интрузивы).

В магнезиальных разностях Зубовской и других интрузий Зубовского типа присутствует хромит, но его содержание существенно ниже, чем в интрузиях талнахского типа.

Средневзвешенная магнезиальность обычно ниже, чем у интрузий норильского типа, значительно меньше в них диапазон изменения составов темноцветных минералов. Интрузии также характеризуются заметно более низкими содержаниями хрома, никеля, кобальта. Оруденение развито преимущественно в породах такситового горизонта, при этом массивные руды отсутствуют.

Петрохимическая классификация дифференцированных интрузивных образований проводилась с помощью линейного дискриминантного, канонического и нелинейного нейросетевого анализов отдельно для умеренномагнезиальных (MgO до 14 %) и высокомагнезиальных (MgO более 14 %) габбро-долеритов. Количество проб в выборках составило соответственно 897 и 321 шт.

Дискриминантный анализ умеренномагнезиальныхгаббро-долеритов показал среднюю степень дискриминации (Табл. 5.2). Оксиды в таблице приведены в порядке вклада в разделение переменных. Как видно, наибольшее значение имеют оксиды хрома и титана. Процент верной классификации составил всего 62 % (Табл. 1.6). В начале главы 1.8 указывалось, что средние значения типов интрузий являются достаточно близкими, поэтому неудивительно, что процент верной классификации имеет такое невысокое значение.

Низкий процент верной классификации обусловлен, прежде всего, близостью норильского и зубовского типов (Табл. 1.6). Остальные типы лежат достаточно обособленно. Большое количество наблюдений (40 штук) определено как нижнеталнахский тип и, наоборот, 34 пробы нижнеталнахского типа были классифицированы ошибочно. Данные наблюдения образуют редкую россыпь вокруг центов тяжестей основных классов, и вносят ошибки в определение дисперсии и ковариации (Рис. 5.6).

Таблица 5.2

Значимые оксиды в дискриминации типов интрузии по умеренномагнезиальным породам

Оксид	Лямбда Уилкса	Частная лямбда	F-искл.	p	1-Toler.
lg (Cr_2O_3)	0.48	0.74	75.9	0.000	0.24
TiO_2	0.42	0.85	39.6	0.000	0.58

SiO_2	0.40	0.89	26.7	0.000	0.55
п.п.п.	0.39	0.91	22.7	0.000	0.30
lg (K_2O)	0.38	0.94	15.3	0.000	0.12
FeO	0.37	0.95	10.4	0.000	0.42
Fe_2O_3	0.36	0.97	6.7	0.000	0.29
lg (P_2O_5)	0.36	0.98	4.4	0.002	0.20

Таблица 1.6.

Матрица результатов классификации типов интрузий по умеренномагнезиальным породам

Типы интрузий	Процент верных	Норильский	Моронговский	Круглогорский	Зубовский	Нижнеталнахский
орильский	50.1	216	44	47	84	40
оронговский	77.4	4	41	0	4	4
руглогорский	67.5	15	5	81	9	10
бовский	46.5	18	9	3	33	8
ижнеталнахский	84.5	9	4	10	11	186
его	62.2	262	103	141	141	248

**В строках таблицы – фактические типы, в столбцах – предсказанные.*

Причины этого доподлинно неизвестны. Геологические пробы анализировались на протяжении 50 лет, в течение которого ошибки могли и должны были накапливаться. Поэтому приведен результат попытки повторного анализа, предварительно исключив ранее ошибочно классифицированные наблюдения, за исключением, пары норильский-зубовский тип.

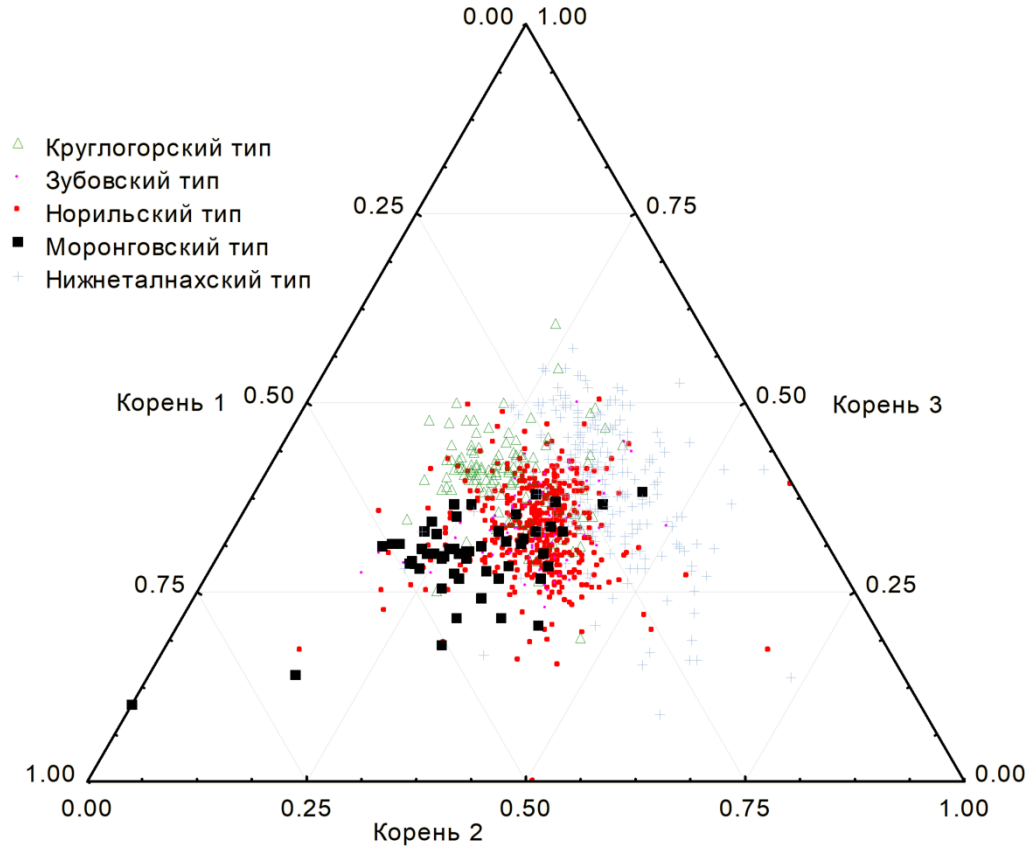


Рис. 5.6. Канонические значения дискриминации умеренно магнезиальных пород.

Исключение неверно классифицированных значений позволило понизить внутригрупповые дисперсии, включить новые значимые оксиды и соответственно улучшить классификацию. Лямбда Уилкса при повторном анализе уменьшилась в три раза (значение 0,09), что говорит о хорошей степени дискриминации. Наибольший вклад в дискриминацию вносит Cr_2O_3, TiO_2, K_2O, а наименьший P_2O_5 (Табл. 1.7).

Канонические корни являются наборами коррелирующих переменных, являющимися аналогами факторов (Табл. 1.8, Рис. 1.12). Данные корни определяют особенности типов интрузий. Проводя аналогию с факторным анализом, канонические корни сокращают многомерное пространство и упрощают анализ:

- Первый корень создает максимальные значения для нижнеталнахского типа по набору K_2O, SiO_2, п.п.п;
- Второй корень суммирует FeO, TiO_2, P_2O_5, Na_2O и выстраивает в ряд (по возрастанию): норильский, зубовский, круглогорский, мороновский типы;

• Третий корень так же отделяет круглогорский тип по низкому значению п.п.п., и повышенному SiO_2, K_2O;

• Оксид хрома является универсальным признаком, участвуя в каждом корне.

Таблица 1.7

Значимые оксиды в повторной дискриминации типов интрузии по умеренномагнезиальным породам

Оксид	Лямбда Уилкса	Частная лямбда	F-искл.	p	1-Toler.
1	2	3	4	5	6
lg (Cr_2O_3)	0.18	0.50	168.1	0.000	0.31
TiO_2	0.10	0.87	25.1	0.000	0.80
lg (K_2O)	0.10	0.93	12.8	0.000	0.85
Fe_2O_3	0.09	0.95	8.8	0.000	0.98
Na_2O	0.09	0.95	8.5	0.000	0.93
SiO_2	0.09	0.95	8.4	0.000	0.99
Al_2O_3	0.09	0.96	7.2	0.000	0.98
CaO	0.09	0.96	7.1	0.000	0.98
FeO	0.09	0.96	6.6	0.000	0.98
MgO	0.09	0.96	6.2	0.000	0.99
п.п.п.	0.09	0.97	6.1	0.000	0.97
lg (P_2O_5)	0.09	0.97	5.3	0.000	0.28

Таблица 1.8 Корреляции признаков с каноническими корнями

Оксид	Корень 1	Корень 2	Корень 3
1	2	3	4
lg (Cr_2O_3)	-0.58	-0.56	0.21
TiO_2	-0.13	0.60	0.00
SiO_2	0.23	0.20	0.41
п.п.п.	0.13	-0.30	-0.53
FeO	-0.07	0.68	0.14
lg (K_2O)	0.29	-0.01	0.31
MgO	0.01	-0.29	-0.31
Na_2O	-0.04	0.19	0.02
lg (P_2O_5)	-0.08	0.22	-0.14

Al_2O_3	-0.12	-0.08	0.11
Fe_2O_3	-0.15	-0.13	0.02
CaO	-0.13	-0.20	0.00

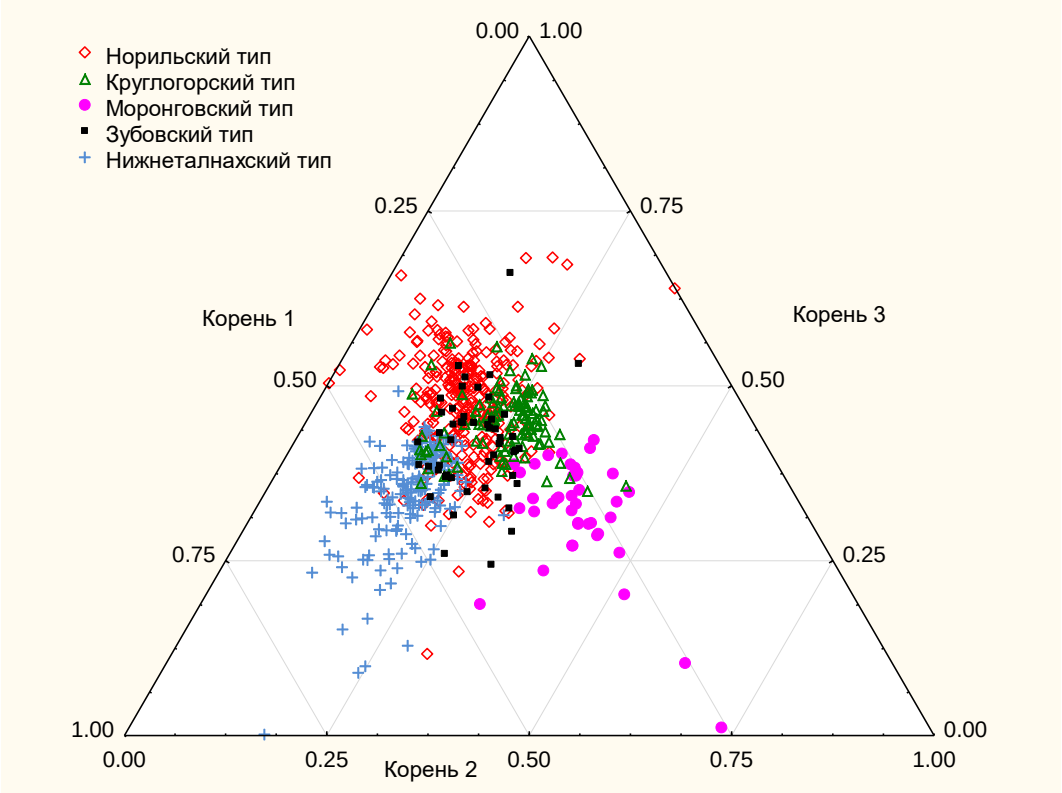


Рис. 1.12. Тройная диаграмма канонических значений повторной дискриминации умеренномагнезиальных пород.

Исключение неверно классифицированных в первый раз данных привело к сокращению выборки на 23 %: с 895 проб до 689. Результат классификации при этом возрастает до приемлемого уровня в 80 % верно предсказанных наблюдений (Табл. 1.5). Прирост составляет 18 %.

Исключая ошибки, интрузивные типы образуют более плотные кластеры, позволяющие использовать дискриминантный анализ в дальнейших исследованиях. Классификацию лучше проводить по группе проб из разных скважин или обнажений. Единичное наблюдение может быть случайно неверно

классифицировано с вероятностью 20 % (Табл. 1.9). Группа наблюдений повышает шансы на верную классификацию целого объекта.

Применение биномиального распределения, показывает, что если из скважины отбирается 30 проб, то с вероятностью 95 % будут верно классифицированы 20 проб; если 10 проб, то 6 правильных; если 5 проб, то 3 верных; если 2 пробы, то 1 верно. Аналогию можно провести и для пересечений: если из каждой скважины берется 5 проб на силикатный анализ, то из трех скважин с вероятностью 16,4 % будет неправильно определена одна скважина.

Таблица 1.9

Матрица результатов повторной классификации типов интрузий по умеренномагнезиальным породам

Типы интрузий	Процент верных	Нориль-ский	Морон-говский	Кругло-горский	Зубов-ский	Нижнета лнахский
Норильский	72.3	217	1	14	68	0
Моронговский	95.1	0	39	1	1	0
Круглогорский	73.9	10	5	82	3	11
Зубовский	58.8	16	0	5	30	0
Нижнеталнахский	98.4	0	0	2	1	183
Всего	**80.0**	243	45	104	103	194

*В строках – фактические классы, в столбцах предсказанные.

К сожалению, реальные показатели будут хуже, поскольку оценка риска проведена по второй дискриминантной модели. Оценить ошибки исполнителей и лаборатории за прошедшие 50 лет не представляется возможным. Таким образом, рекомендуется отбирать из скважины (или обнажения) на силикатный анализ от 10-30 проб из одного горизонта, и использовать от 5 пересечений интрузии.

Классификация нейронными сетями дает аналогичный результат (85 % верной классификации), но с использованием меньшего количества переменных. Глобальный анализ чувствительности обучения нейронных сетей показывает, что главную роль в дискриминации играют всего шесть оксидов: Cr_2O_3, TiO_2, FeO, SiO_2, п.п.п, K_2O. Второстепенную роль играют: Fe_2O_3, Al_2O_3. Недостатком моделирования в нейронных сетях является более слабая классификация зубовского и круглогорского типов (68 % верной классификации). Остальные типы были определены с вероятностью 90–95 %.

Обобщая схожесть результатов классификации дискриминантным и нейросетевым методами, следует отметить, что в умеренномагнезиальных породах типы интрузий имеют линейные связи. В половине случаев выигрывают сети с идентичной функцией активации скрытого нейрона. Идентичная функция

активации подает на выходной слой значение входа, то есть моделирует линейную функцию.

Таким образом, нейронные сети можно использовать в качестве дополнительного метода классификации. Наиболее простой для этого подходит структура трехслойного перцептрона с 6–8 скрытыми нейронами, идентичной или логистической функцией активацией, функцией ошибки софтмакс, либо двухслойного перцептрона.

Высокомагнезиальные габбро-долериты характеризуют три типа интрузий: норильский, зубовский и нижнеталнахский. Круглогорский тип более лейкократовый, чем остальные. Для него габбро-долериты с содержанием MgO>14 % являются редкостью. Моронговский комплекс в пределах ТРУ представлен Верхней и Нижней Тулаек-Таасскими интрузиями с меньшей магнезиальностью, чем эталонная Моронговская интрузия. Характеризуемые породы в них развиты также незначительно.

Поскольку дискриминантный анализ является разведочным и основывается на параметрах распределений, то петрохимическая характеристика типов интрузий будет рассмотрена в ходе анализа. Дискриминантный анализ по высокомагнезиальным породам показывает хорошие результаты. Лямбда Уилкса равна 0,2, что указывает на высокую мощность дискриминации (Табл. 1.10.).

Набор значимых оксидов для этих пород аналогичный, что и для умеренномагнезиальных габбро-долеритов. Порядок их значимости приведен в таблице 1.10. Такие важные для предыдущей выборки оксиды, как Fe_2O_3 и Al_2O_3 становятся для этих пород второстепенными. Появление марганца скорее всего связано с повышенной основностью пород. Марганец можно принять как избыточную переменную, поскольку квадрат его множественной корреляции с другими переменными равен 0,11 (1-Toler.) и отношение дисперсий (F-искл.) является низким. Так же уникальным элементом является оксид хрома, который вносит основной вклад в дискриминацию типов интрузий, но при этом не коррелирует с остальными оксидами.

Таблица 1.10

Значимые оксиды в дискриминации типов интрузии по высокомагнезиальным породам

Оксид	Лямбда Уилкса	Частная лямбда	F-искл.	p	1-Toler.
lg (Cr_2O_3)	0.30	0.67	76.1	0.000	0.06
lg (K_2O)	0.23	0.86	25.7	0.000	0.19
FeO	0.21	0.94	9.8	0.000	0.56
Na_2O	0.21	0.94	9.2	0.000	0.37

TiO_2	0.21	0.95	7.3	0.001	0.32
SiO_2	0.21	0.96	6.6	0.001	0.63
MnO	0.21	0.96	5.8	0.003	0.11
Fe_2O_3	0.21	0.97	4.3	0.015	0.64
Al_2O3	0.21	0.98	3.6	0.029	0.55

Общий процент верной классификации составляет 86 % (Табл. 1.11). Наилучший показатель имеет нижнеталнахский тип, а ухудшает статистику неверная ошибочное отнесение 27 проб норильского типа в зубовский (8 % от общего числа проб). Наглядно ошибки классификации можно увидеть на графиках значений канонических корней (Рис. 1.13).

Таблица 1.11

Матрица результатов классификации типов интрузий по высокомагнезиальным породам

Типы интрузий	Процент верных	Норильский	Зубовский	Нижнеталнахский
Норильский	80.9	140	27	6
Зубовский	74.2	4	23	4
Нижнеталнахский	96.6	1	3	113
Всего	86.0	145	53	123

*В строках – фактические классы, в столбцах – предсказанные

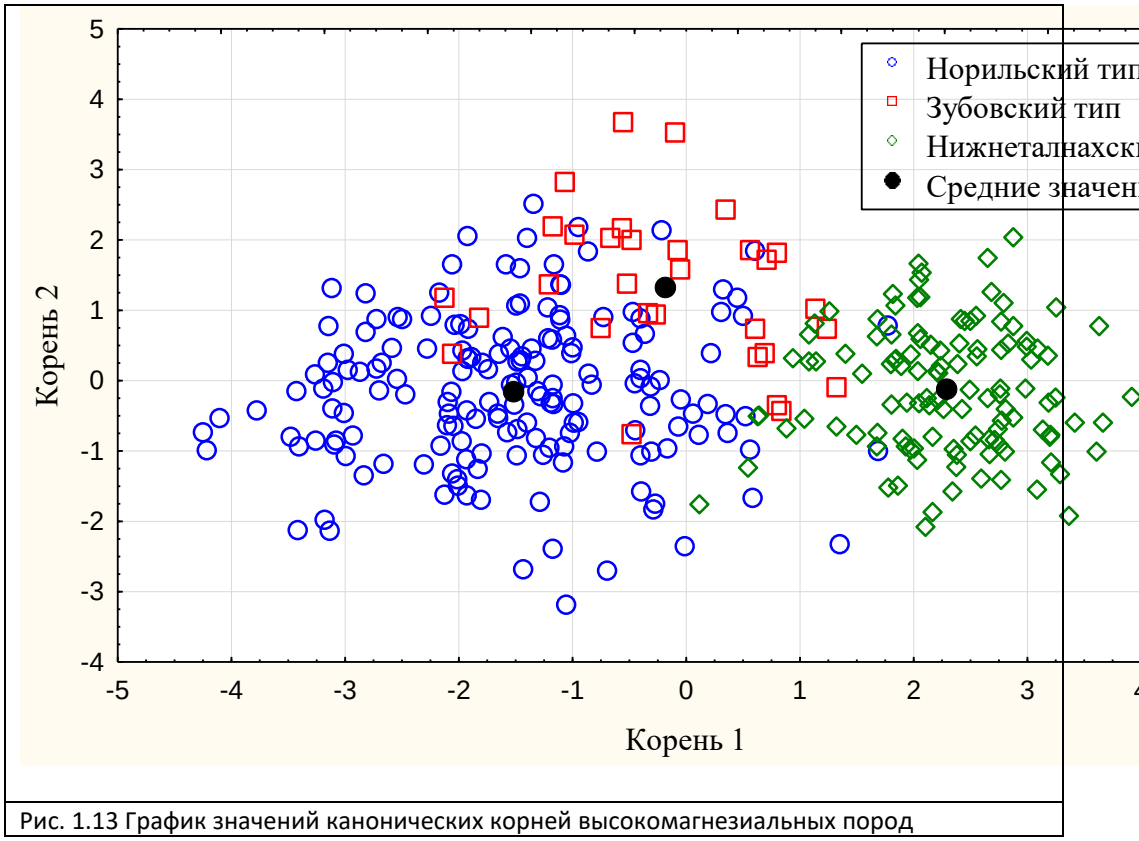


Рис. 1.13 График значений канонических корней высокомагнезиальных пород

Рассмотрение канонических корней позволяет выявить следующие особенности (Табл. 1.12.):

Таблица 1.12

Корреляция оксидов с каноническими корнями в высокомагнезиальных породах

Оксид	Корень 1	Корень 2
lg (Cr_2O_3)	-0.76	-0.06
SiO_2	0.27	0.66
lg (K_2O)	0.41	-0.06
Na_2O	-0.13	0.62
TiO_2	-0.12	0.76
FeO	-0.18	0.19
MnO	0.13	0.15
Fe_2O_3	-0.21	-0.45
Al_2O3	0.08	0.32

• Первый корень выставляет типы в ряд (по увеличению): норильский, зубовский, нижнеталнахский. Чем выше K_2O, SiO_2 и ниже Cr_2O_3 тем больше интрузия ближе к нижнеталнахскому типу;

• Второй корень выделяет зубовский тип на фоне остальных. В этом ему помогают относительно высокий уровень содержаний TiO_2, Na_2O, SiO_2, Al_2O_3, FeO и низкая концентрация Fe_2O_3. Примечательно, что в высокомагнезиальных породах сохраняются особенности умеренномагнезиальных, но при этом усиливаются. Так для норильского типа характерно преобладание окислительных процессов (по FeO/Fe_2O_3) и умеренное содержание калия.

На рисунке 1.13 выделяются границы надежного определения типов и неверно классифицированные наблюдения. Последние находятся ближе к серединам чужих типов, нежели к своим. Возможные причины этого кроются в неоднородности самих типов интрузий. Это можно, например, наблюдать внутри зубовского типа.

Основная выборка составлена из наблюдений Тангаралахской интрузии. От нее в сторону Нижнеталнахской интрузии (увеличение корня 1) закономерно отходят интрузии: Зубовская, затем Горстрой, и завершает ряд Томулахская интрузия (Рис. 1.14). Три ошибочно классифицированных наблюдения зубовского типа и являются пробами Томулахской интрузии, что возможно связано с её постмагматическими изменениями. Зуб-Маркшейдерская интрузия расположена ближе всего к норильскому типу. Все же, эталонные интрузии зубовского типа слабо охарактеризованы высокомагнезиальными породами. Желательно, увеличить количество наблюдений.

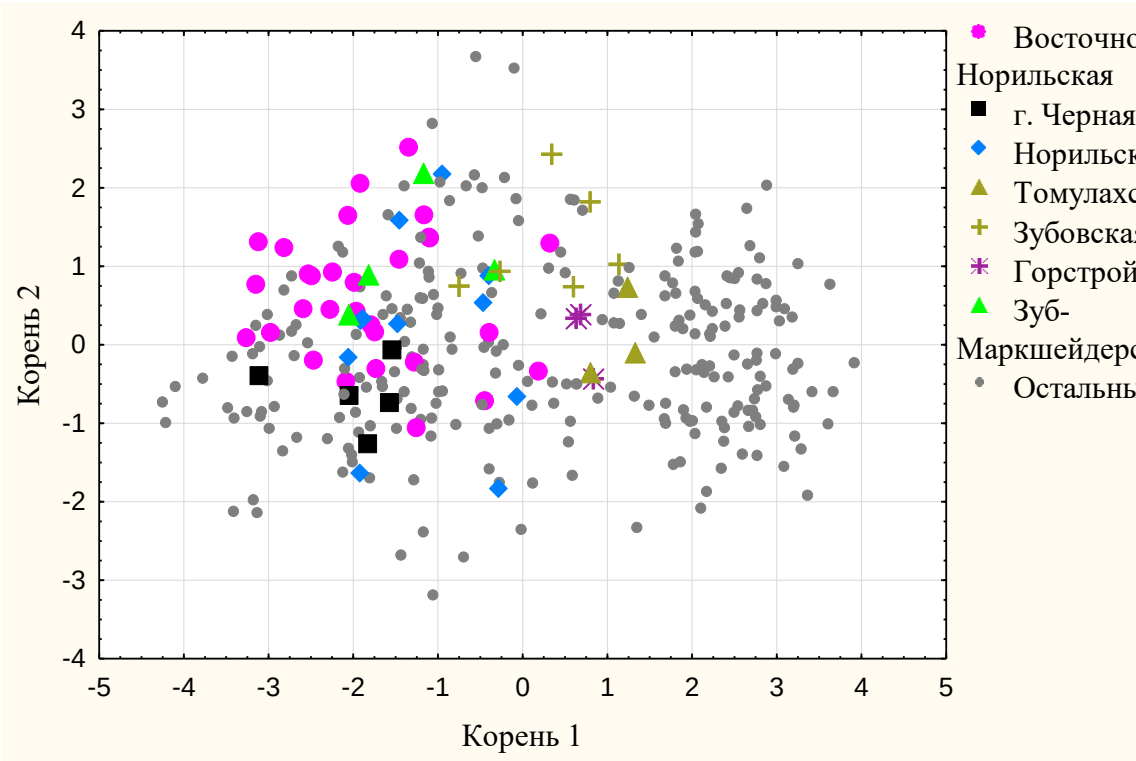


Рис. 1.14 График значений канонических корней высокомагнезиальных пород с выделением отдельных интрузий

Особенности химического состава высокомагнезиальных пород позволяют надежно отделять зубовский тип от норильского. Характеризуемые породы в интрузивах зубовского типа имеют большее содержание TiO_2, SiO_2, Na_2O, Al_2O_3 и FeO, нежели остальные, что объясняется меньшей степенью дифференциации исходного расплава и недостаточным количеством окислителей, то есть флюидной фазы. Это согласуется с некоторыми представлениями о прямой зависимости рудоносности интрузий и содержании в исходной магме летучих компонентов [Михалев, 2011ф].

В свою очередь Нижнеталнахская интрузия в целом и ее магнезиальные составы проявляют калиевую специализацию и имеют малую концентрацию хрома.

Такситовые габбро-долериты так же вносят вклад в дискриминацию интрузивных типов. Общей чертой для нижних и верхних разностей является то, что для норильского типа характерно повышенное содержание Fe_2O_3, Cr_2O_3, и пониженное содержание Na_2O.

В верхних такситовых габбро-долеритах для норильского комплекса характерно повышенное содержание летучих компонентов, Fe_2O_3 и Cr_2O_3, но пониженное Na_2O и TiO_2. Что указывает на большую температуру кристаллизации

расплава и преобладание окислительных процессов за счет летучих компонентов. Высокая роль магния в первом каноническом корне указывает на большее содержание магния в интрузиях не норильского типа (Табл. 1.13, Рис. 1.15).

Низкая магнезиальность верхних горизонтов такситовых пород согласуется с повышенной магнезиальностью нижних горизонтов: как пикритового, так и такситового. Данный факт указывает на роль дифференциации исходного расплава магмы. Отрицательная специализация на титан и натрий так же является характерной чертой норильского типа, проявляющейся во всех горизонтах интрузий.

Таблица 1.13

Канонические корреляции по верхним такситовым габбро-долеритам

Оксид	Корень 1	Корень 2
MgO	0.44	0.05
lg (Cr_2O_3)	-0.17	0.25
п.п.п.	0.10	0.66
Na_2O	-0.15	-0.35
Fe_2O_3	-0.15	0.37
TiO_2	-0.09	-0.25
Al_2O_3	0.10	0.28
lg (K_2O)	-0.15	0.34

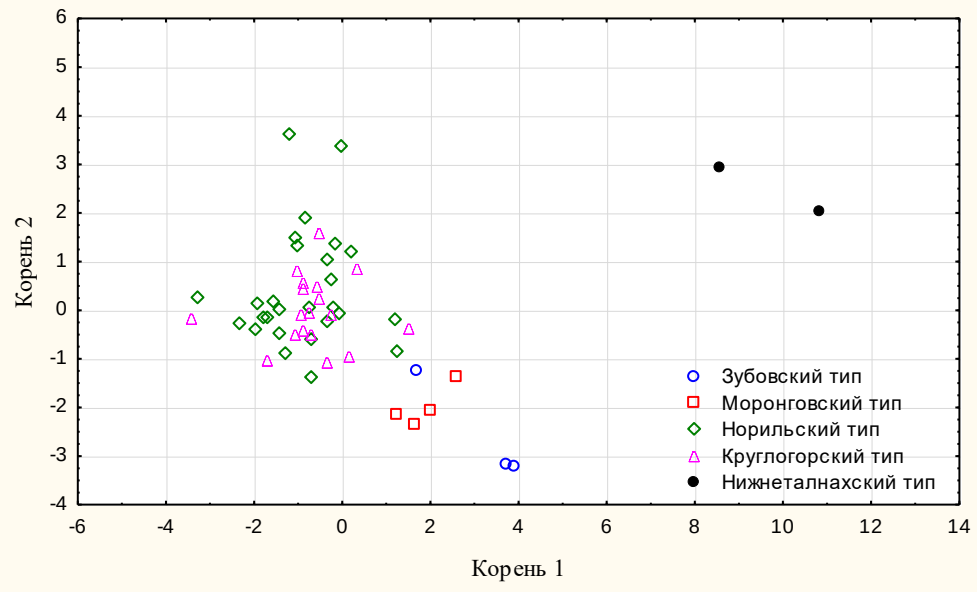


Рис. 1.15 График канонических значений по верхним такситовым габбро-долеритам

Нижние такситовые габбро-долериты показывают слабое разделение групп, но унаследуют закономерности горизонта пикритовых габбро-долеритов. Так для норильского комплекса характерна дифференциация с повышенным содержанием ассоциации Fe_2O_3, MgO и пониженным содержанием ассоциации Na_2O, MnO, CaO (Табл. 1.14) Зубовский тип на графике канонических значений находится в пограничной области междукруглогорским и норильским типами, со значительным перекрытием с последним(Рис. 1.16).

Таблица 1.14 Канонические корреляции по нижним такситовым габбро-долеритам

Оксид	Корень 1	Корень 2
lg (Cr_2O_3)	-0.39	0.15
Na_2O	-0.24	-0.62
MgO	0.26	0.43
MnO	0.20	-0.57
lg (K_2O)	0.16	-0.13
CaO	0.02	-0.25
Fe_2O_3	-0.21	0.49
FeO	0.11	-0.07

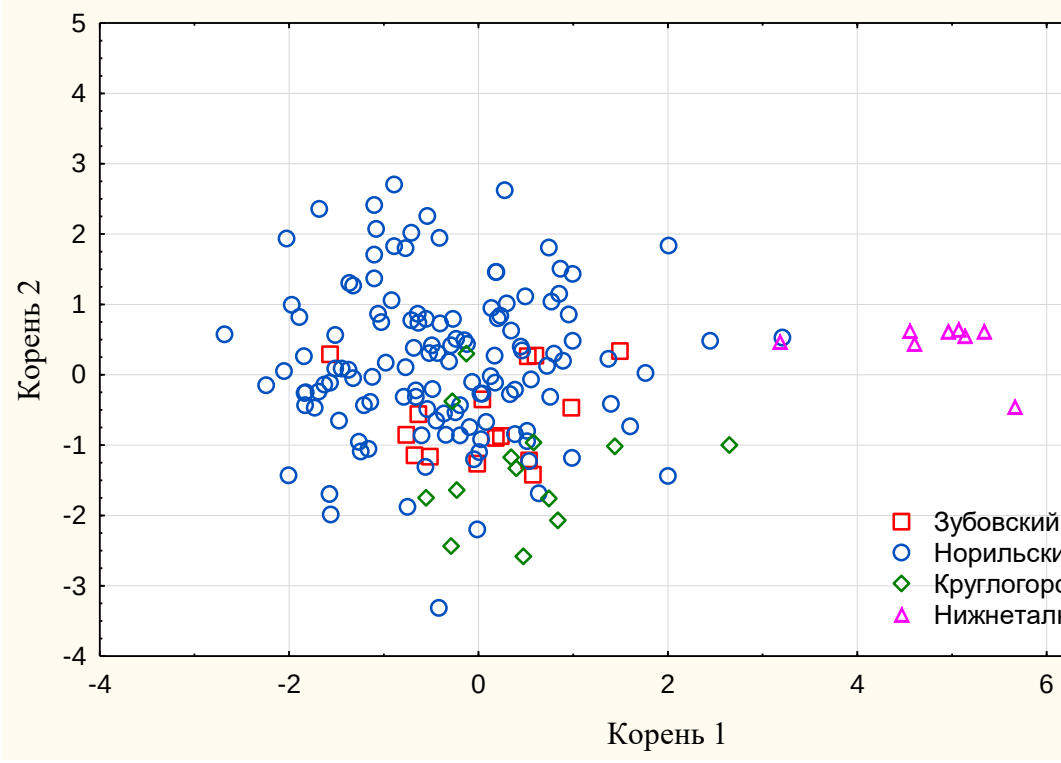


Рис. 1.16 График канонических значений по нижним такситовым габбро-долеритам

Для расшифровки структуры распределения оксидов химических элементов в пределах Верхнеталнахской интрузии применен факторный анализ. Преимущество факторного анализа перед кластерным заключается в возможности выделения общих скрытых переменных (факторов), которые могут совмещаться в пространстве и формировать новые структуры.

В обеих выборках выделяется по 3–4 фактора, которые описывают 60-70 % дисперсии. Этого достаточно, что бы увидеть основные закономерности.

По выборке ***умеренномагнезиальных пород*** выделено три фактора. Суммарно они описывают 60 % дисперсии (Рис. 1.17).

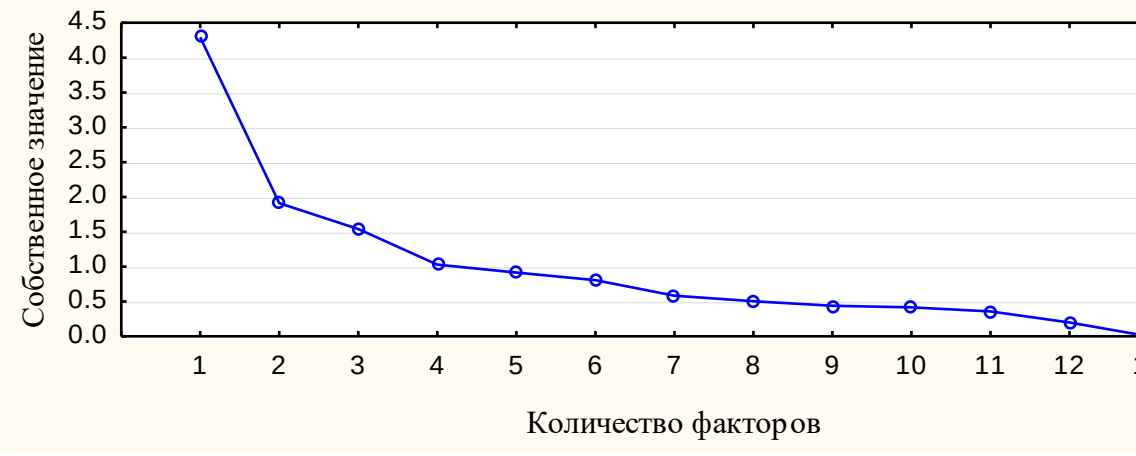


Рис. 1.17 График каменистой осыпи по умеренномагнезиальным породам

Практически все элементы имеют высокие общности. Исключением являются P_2O_5, MnO, Cr_2O_3. Их коэффициент детерминации составляет 0,4–0,5. Очевидно, хром имеет особенное случайное распределение.

Первый фактор показывает, что дифференциация интрузии по магнезиальности не останавливается на разделении горизонтов пород, а продолжается внутри горизонтов. В данном случае, горизонта умеренномагнезиальных пород. Магний в совокупности с хромом концентрируются в центральной части интрузии. Противоположно распределяются оксиды кислых полевых шпатов (Табл. 1.15, Граф. 13, л. 1).

Второй фактор является более специфическим, на фланговых частях увеличивается содержание летучих компонентов, оксидов калияжелеза (III), и уменьшается содержание оксида алюминия.

Третий фактор характеризует отношение оксидов FeO и MnO против оснований CaO и Al_2O_3. Распределен он волнообразно и отрицательно коррелирует

с первым фактором. Наиболее вероятно, зональность в распределении значений трех факторов можно объяснить применением ряда Боуэна.

Таблица 1.15 Факторные нагрузки по умеренномагнезиальным породам

Оксид	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3
SiO_2	**0.77**	-0.31	-0.00
TiO_2	**0.73**	-0.01	**0.48**
Al_2O_3	-0.17	**-0.48**	**-0.59**
Fe_2O_3	0.06	**0.74**	0.02
FeO	-0.03	-0.27	**0.85**
MnO	0.38	0.26	0.56
MgO	**-0.87**	-0.11	0.11
CaO	-0.10	-0.21	**-0.63**
Na_2O	**0.69**	0.37	0.15
п.п.п	-0.17	**0.74**	0.07
lg (K_2O)	**0.55**	**0.46**	0.10
lg (P_2O_5)	0.55	-0.13	0.32
lg (Cr_2O_3)	-0.55	0.02	-0.37
Объясн. дисп.	3.48	1.97	2.30
Пропорция	0.27	0.15	0.18

В центральных частях интрузии при движении магмы имело место повышение температуры и кристаллизация магниевых (оливиновых) разностей габбро-долеритов. Понижение температуры провоцировало кристаллизацию высокотемпературных анортитовых полевых шпатов, при этом они имели волнообразный характер вдоль осей интрузии. Во фланговые части выносились летучие элементы и оксиды альбитовой молекулы.

В ***высокомагнезиальных породах*** выделено четыре фактора, суммарно описывающих 73% дисперсии (Рис. 1.18).

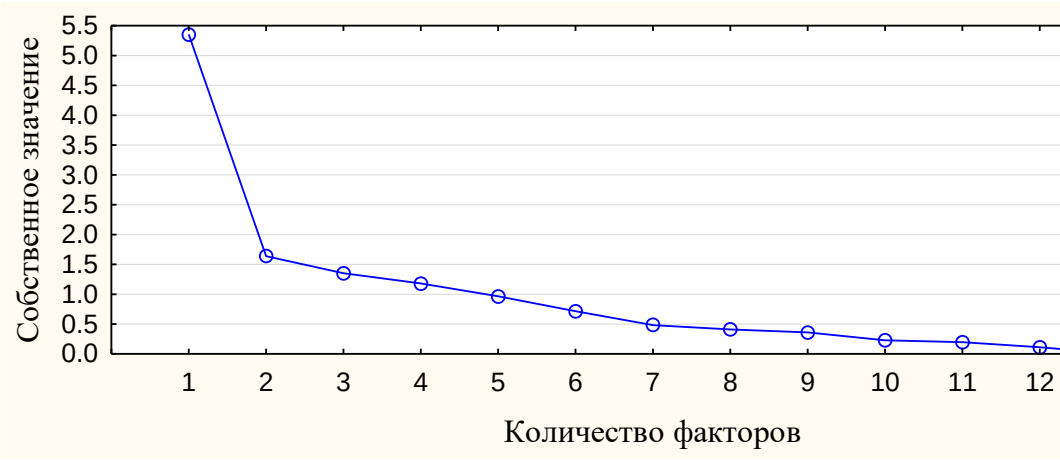


Рис. 1.18 График каменистой осыпи по высокомагнезиальным породам

Общности большинства элементов равны 0,8-0,9, а их коэффициент детерминации близок к единице. Исключением является оксиды фосфора и марганца.

В общем виде, выделенные факторы аналогичны выделенным по умеренномагнезиальным породам (Табл 1.16, Граф. 13, л. 2). Первый фактор объясняет дифференциацию высокомагнезиального горизонта расплава. Его значения закономерно убывают вдоль оси интрузии от тыла к центральной части.

Таблица 1.16 Факторные нагрузки по высокомагнезиальным породам

Оксид	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
SiO2	0.79	-0.18	-0.16	0.21
TiO2	0.56	0.15	-0.56	-0.24
Al2O3	0.89	0.15	0.03	0.08
Fe2O3	-0.49	-0.64	0.01	-0.38
FeO	-0.13	0.90	0.05	-0.05
MnO	-0.04	0.02	0.08	-0.92
MgO	-0.87	-0.01	-0.00	0.10
CaO	0.90	-0.09	0.09	0.06
lg (K2O)	0.44	0.22	0.56	-0.05
Na2O	0.84	0.27	0.05	-0.03
п.п.п	-0.84	-0.11	0.09	0.03
lg (P2O5)	0.17	0.51	-0.45	-0.29
lg (Cr2O3)	0.02	0.04	-0.73	0.14

Объясн. дисп.	5.19	1.69	1.43	1.21
Пропорция	0.40	0.13	0.11	0.09

На границе фронт-фланг в Хараелахской ветви интрузии происходит резкий переход от низких значений фактора к высоким. Для остальных фланговых частей также характерно высокое значения фактора 1. Объяснение этому находится по аналогии с умеренномагнезиальными породами: при движении магмы идет ее постепенное и местами скачкообразное нагревание, в результате чего в центральных-фронтальных частях интрузии идет выпадение наиболее магнезиальных пород. При этом пикритовые габбро-долериты подвергаются автометаморфизму от включенных в них летучих элементов, но сохраняют их в объеме 5 %, что в два раза выше, чем в умеренномагнезиальных разностях.

Оксиды полевых шпатов и титана стремятся с уходящими летучими компонентами к фронтальной части и флангам. Восстановленное железо (FeO, фактор 2) тяготеет к тылу и, скорее всего, является характеристикой первоначальной магмы. Ведь в целом, у интрузий норильского типа содержание восстановленного железа (FeO) значительно ниже, чем у остальных. При этом в районе фланга фронта Хараелахской залежи имеется аномалия второго фактора, что, скорее всего явилось следствием геохимического (термобарического) барьера во фронтальной части.

Пространственно данная аномалия совпадает с залежами кубанит-халькопиритовых руд. В умеренномагнезиальных породах данная аномалия не проявилась, что возможно, связано с локальным образованием кубанит-халькопиритовых руд. Третий фактор показывает, что кроме выноса оксида титана во фланговые части интрузии, он имеет линейную связь с оксидом хрома и калия. Значения третьего фактора также закономерно возрастают вдоль осей интрузий от тыла к фронту. Оксид калия в высокомагнезиальном горизонте также выносился во фронтальную часть, а по пути с ним выпадал оксид хрома и титана.

Таким образом, для Верхнеталнахской интрузии характерно не только разделение магмы на горизонты, но и однонаправленное разделение элементов в них. Ключевым элементом является отделение наиболее магнезиальных разностей в центральных-фронтальных частях интрузии, затем при остывании выпадение оксидов анортитовой молекулы и в конце альбитовой на флангах интрузии. Оксиды калия, титана и железа (II) при этом тяготеют к оксидам альбитовой молекулы. Данное явление соответствует ряду Боуэна.

С высокомагнезиальными породами связано повышенное содержание летучих компонентов, что связано с процессами автометаморфизма при прохождении остаточныхфлюидов через консолидированные кумулятивные горизонты (пикритовые габбро-долериты) и повсеметной серпентинизацией ранних зерен оливина. В умеренномагнезиальных породах норильского типа медианное

содержание летучих компонентов не отличается значительно от других типов. Это свидетельствует о том, что кристаллизация этих пород проходила уже после отделения и прохождения газовой фазы в верхние части камеры. Второй пик содержания летучих компонентов наблюдается в горизонтах верхних и нижних такситовых горизонтах, с помощью которых они и образованы [Михалев, 2011ф].

Следует отметить, что для интрузий норильского типа, в целом, характерно низкое содержание оксида железа (II), TiO_2, и несколько повышенное содержание K_2O.

В качестве основного вывода данной работы можно констатировать, что петрохимические составы разных по рудоносности типовдифференцированных интрузий отличаются друг от друга в многомерном пространстве и возможно определение степени соответствия им новых поисковых объектов. Также рудоносные интрузии имеют упорядоченное внутреннее строение, в котором идет переход от тыловой части к фронтальной. Построенные модели позволят уточнять направление поисковых работ.

Развитие данной методики заключается в:

1. Добавлении данных по интрузиям из Норильского рудного узла. В первую очередь, стратотипов Моронговского комплекса: горы Пикритовой, горы Моронго;
2. Комплексировании имеющихся оксидов с микроэлементами и геофизическими признаками;
3. Лабораторного анализа важных летучих компонентов (например, CO_2, H_2O);
4. Создании статистических эталонов интрузий заново на основе надежных, современных лабораторных данных, прошедших контроль качества;
5. Изучении первичных и наложенных вторичных ореолов интрузий;

Широком примененииданной методики в практике поисковых работ. Подробный анализ применения этой методики на Турумакитской площади приведен в промежуточном отчете [Михалев, 2013ф].

В породах высокомагнезиальных Зубовского, Верхнеталнахского (Северо-Восточная ветвь) и Восточно-Норильского интрузивов среднее содержание MgO соответственно составляет (табл. 5.5)): 18,11; 21,60; 22,34 %. Меньшая магнезиальность пикритовых, а также оливиновых и такситовых габбро-долеритов приводит, несмотря на заниженный объем «кислых» дифференциатов, и к несколько более низкой средневзвешенной магнезиальности Зубовского интрузива (10,03% против 10,21% в Северо-Восточной ветви Верхнеталнахского интрузива и 10,78% в Восточно-Норильском интрузиве).

Таблица 5.5

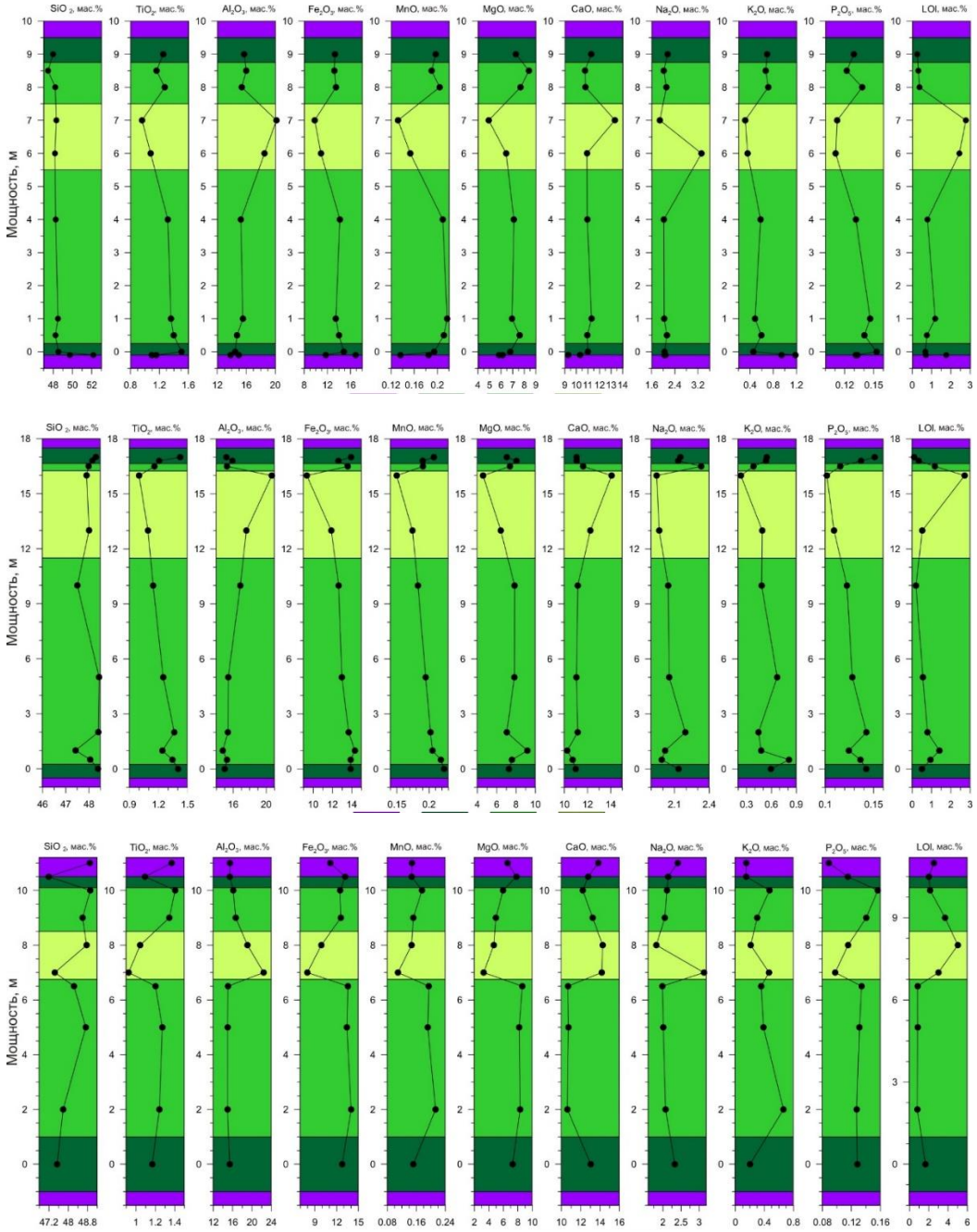
Соотношение мощностей дифференциатов в интрузивах талнахского и зубовского типов

Дифференциаты	Талнахский тип				Зубовский тип					
	Верхнеталнахский (Северо-Восточная ветвь)*		Восточно-Норильский интрузив**		Зубовский интрузив*		Верхнеамбарнинский интрузив**		Скв. ПЕ-73	
	М	%	М	%	М	%	М	%	М	%
БО+ОС	62,0	46	66,0	47	33,0	26	30,0	25	2,6	10
О+ОБ+ Токсит	54,0	39	50,0	36	74,0	59	72,0	63	19,3	72
Пикрит	20,0	15	24,0	17	19,0	15	12,0	12	5,1	19
Итого	136,0		140,0		126,0		114,0		27	

** Средние мощности по данным В.А.Федоренко и др., 1982.*

*** Средняя мощность по скваж.НП-14 бис, -15, - 16. Дифференциаты: БО+ОС – безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; О+ОБ+Т – оливиновые, оливино-биотитовые, такситовые и такситовидные габбро-долериты; П – пикритовые, пикритоводобные и троктолитовые габбро-долериты.*

Два наиболее представительных разреза (5 и 4), существенная часть которых была отобрана по коренным обнажениям, включают обе группы габбро-долеритов (рис. 5.15). При этом высокомагнезиальные слагают нижнюю часть разреза ниже слоя лейкогаббро, а низко-магнезиальные – верхнюю часть, выше этого слоя (рис. 5.15в, 5.15г). Сверху вниз низко-Mg габбро-долериты характеризуются снижением Mg# и более слабо Fe_2O_3 и TiO_2 с накоплением CaO и Al_2O_3. Для высоко-Mg габбро-долеритов напротив имеется тенденция снизу в верх сначала снижения Mg# и роста Fe_2O_3 и TiO_2 (разрез 5), а затем увеличения Mg# и снижения Fe_2O_3 и TiO_2 (разрезы 5 и 4). В разрезах 2 и 3, сложенных только высоко-Mg габбро-долеритами снизу в верх происходит увеличение Mg# и снижение Fe_2O_3 и TiO_2. Таким образом можно предположить, что внедрявшаяся магма содержала зерна оливина, которые опускались вниз под действием силы тяжести. Этим обусловлено повышенное содержание MgO и более высокая магнезиальность пород нижней части разреза и связанные с этим вариации других петрогенных элементов. Лейкогаббро хорошо отличаются от габбро-долеритов повышенным содержанием CaO и Al_2O_3 и пониженным Mg#, Fe_2O_3 и TiO_2.


SiO 2, мас.%
TiO2, мас.%
Al2O3, мас.%
Fe2O3, мас.%
MnO, мас.%
MgO, мас.%
CaO, мас.%
Na2O, мас.%
K2O, мас.%
P2O5, мас.%
LOI, мас.%
Мощность, м

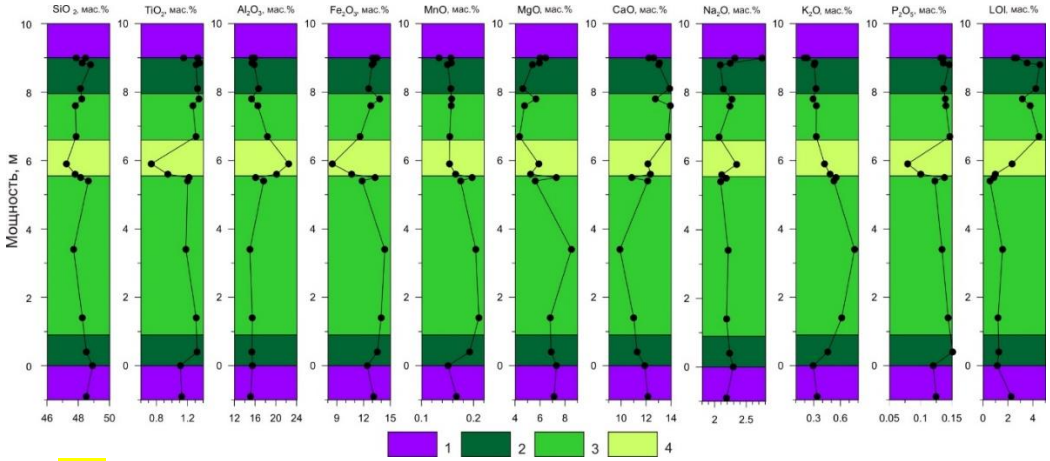


Рис. 5.15. Вариации петрогенных элементов в Арылахской интрузии в разрезах №2 (а), №3 (б), №4 (в), №5 (г). 1 - вмещающие базальты мороновской и надеждинской свиты, 2 - контактовые габбро-долериты, 3 - пойкилоофитовые и крупнозернистые габбро-долериты, 4 - лейкогаббро.

Все породы Арылахской интрузии характеризуются узким диапазоном концентраций редких элементов. Принадлежность к низкотитанистому типу определяет невысокий уровень содержания несовместимых редких элементов.

Отношения La/Sm и Gd/Yb для всех пород интрузии меняются в очень узком интервале, 2,0-3,1 и 1,4-1,9. То есть по степени фракционирования редкоземельных элементов нет значимых различий между высоко- и низкомагнезиальными габбро-долеритами и лейкогаббро. Такие же отношения характерны для пород рудоносных интрузий (Hawkesworth et al., 1995) и габбро-долеритов и лейкогаббро из других интрузий круглогорского типа. Например, для интрузии Заячьего ручья La/Sm=2,1-3,0, Gd/Yb=1,5-2,2. Для Олорской интрузии в разрезе по скважине СФ-7 La/Sm=1,7-3,4, Gd/Yb=1,5-2,3. Для апофизы Хараелахской интрузии в разрезе по скважине ЗФ-7: La/Sm=2,2-2,8, Gd/Yb=1,9-2,3 (Калугин и др., 2017).

Концентрации Th (0.86-1.4 ppm) и Nb (3.9-5.3 ppm) и величина Th/Nb (выше чем примитивно-мантийная) для габбро-долеритов также типичны для пород интрузий круглогорского типа. Лейкогаббро обеднены Th (0.6-0.9 ppm) и Nb (2.3-3.8 ppm) в сравнении с габбро-долеритами, но в целом соответствуют одноименным породам из интрузий круглогорского типа.

Все изученные породы Арылахской интрузии имеют однотипные слабо фракционированные спектры РЗЭ с относительным обогащением легкими лантаноидами (рис. 5.16). Лейкогаббро имеют систематически более низкое содержание как легких, так и тяжелых РЗЭ в сравнении с габбро-долеритами. Практически одинаковы и мультиэлементные спектры всех пород, им присущи относительное обогащение Ba и Th, отчетливо выраженный Nb минимум и

положительные аномалии Sr и Zr (рис. 5.17). Мультиэлементные спектры лейкогаббро имеют более резкий максимум по Sr, что определяется обогащением этих пород плагиоклазом.

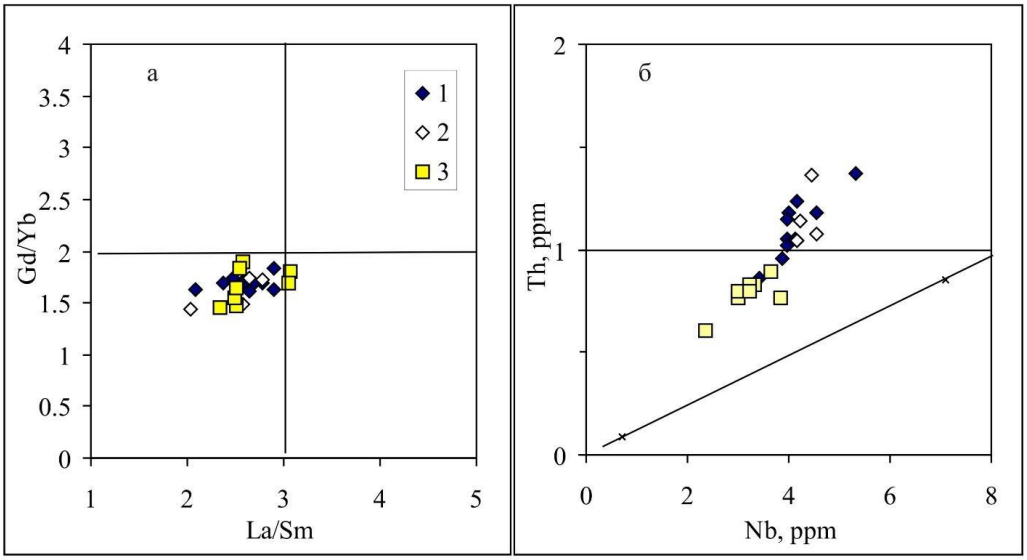


Рис. 5.16. Диаграммы La/Sm –Gd/Yb и Nb – Th для пород Арылахской интрузии. Габбро-долериты: 1 – высоко-Mg и 2 – низко-Mg; 3 – лейкогаббро. Линия на рисунке "б" отвечает отношению Th/Nb для примитивной мантии.

Габбро-долериты высоко-Mg группы имеют более высокие концентрации Rb (9–20 ppm) и Ba (93–158 ppm) чем низко-Mg разности (Rb=4–6 ppm; Ba=87–105 ppm), тогда как по содержанию Sr они имеют близкий диапазон (от 196 до 264 ppm). Концентрации Rb и Ba обнаруживают положительную корреляцию с K_2O. По Sr, как уже отмечалось, имеет место обогащение лейкогаббро (231–317 ppm) в сравнении с габбро-долеритами (196–264 ppm), тогда как содержание Rb и Ba в этих породах, как правило, ниже чем в высоко-Mg габбро-долеритах.

Концентрации РЗЭ, высокозарядных элементов (Zr, Nb), Th для пород Арылахской интрузии имеют прямую корреляцию с TiO_2. Лейкогаббро характеризуются относительно обеднены всеми некогерентными элементами в сравнении с габбро-долеритами. Следует отметить, что не установлено статистически значимых различий по содержанию большинства редких элементов (Zr, Nb, легкие РЗЭ) между высоко- низко-Mg габбро-долеритами (рис. 5.17). Вместе с тем, их содержание в низко-Mg габбро-долеритах близко к верхнему диапазону концентраций в высоко-Mg габбро-долеритах и изменяется в очень узких пределах.

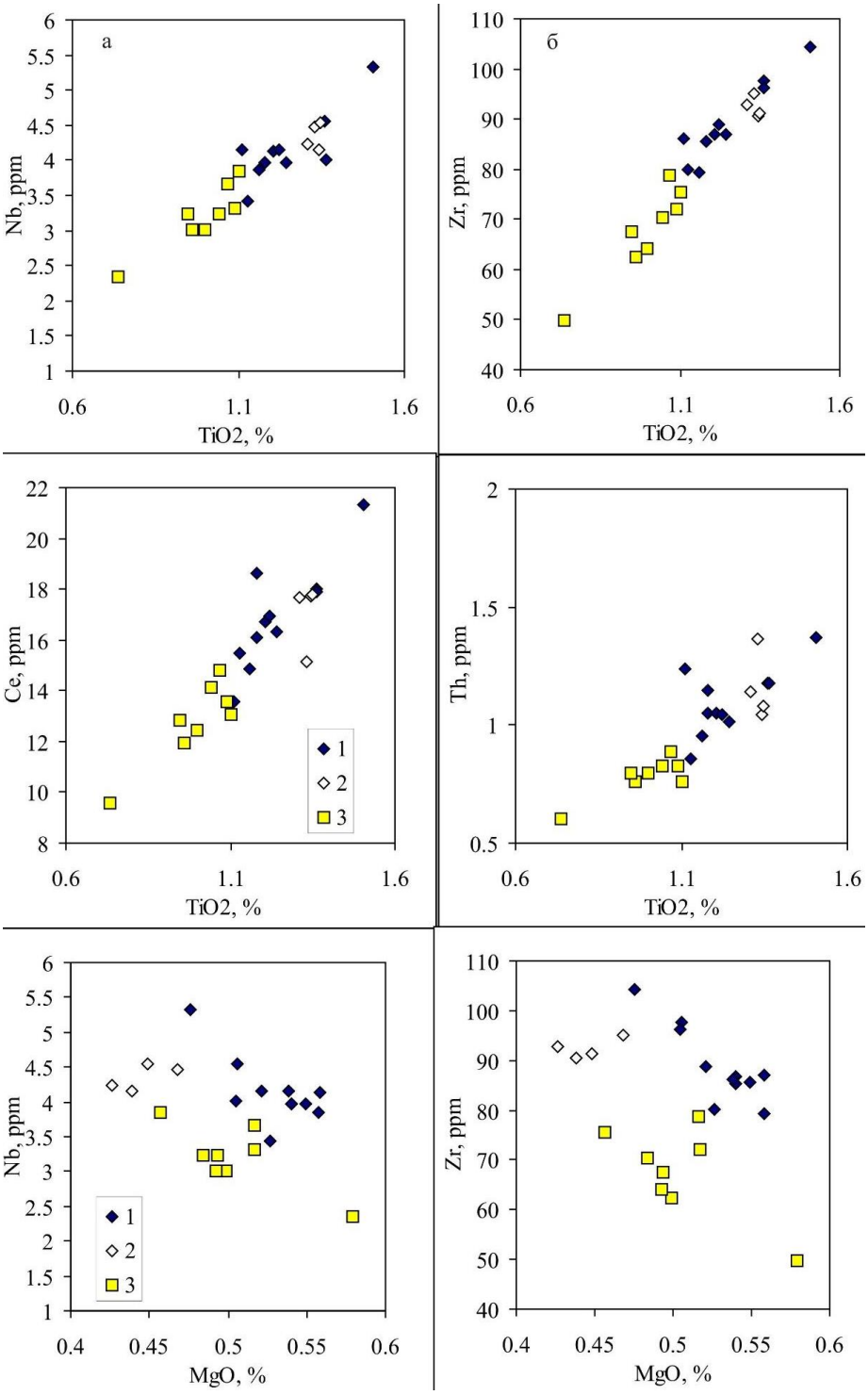


Рис. 5.17. Корреляция редких элементов с содержанием TiO2 и Mg# для пород Арылахской интрузии.

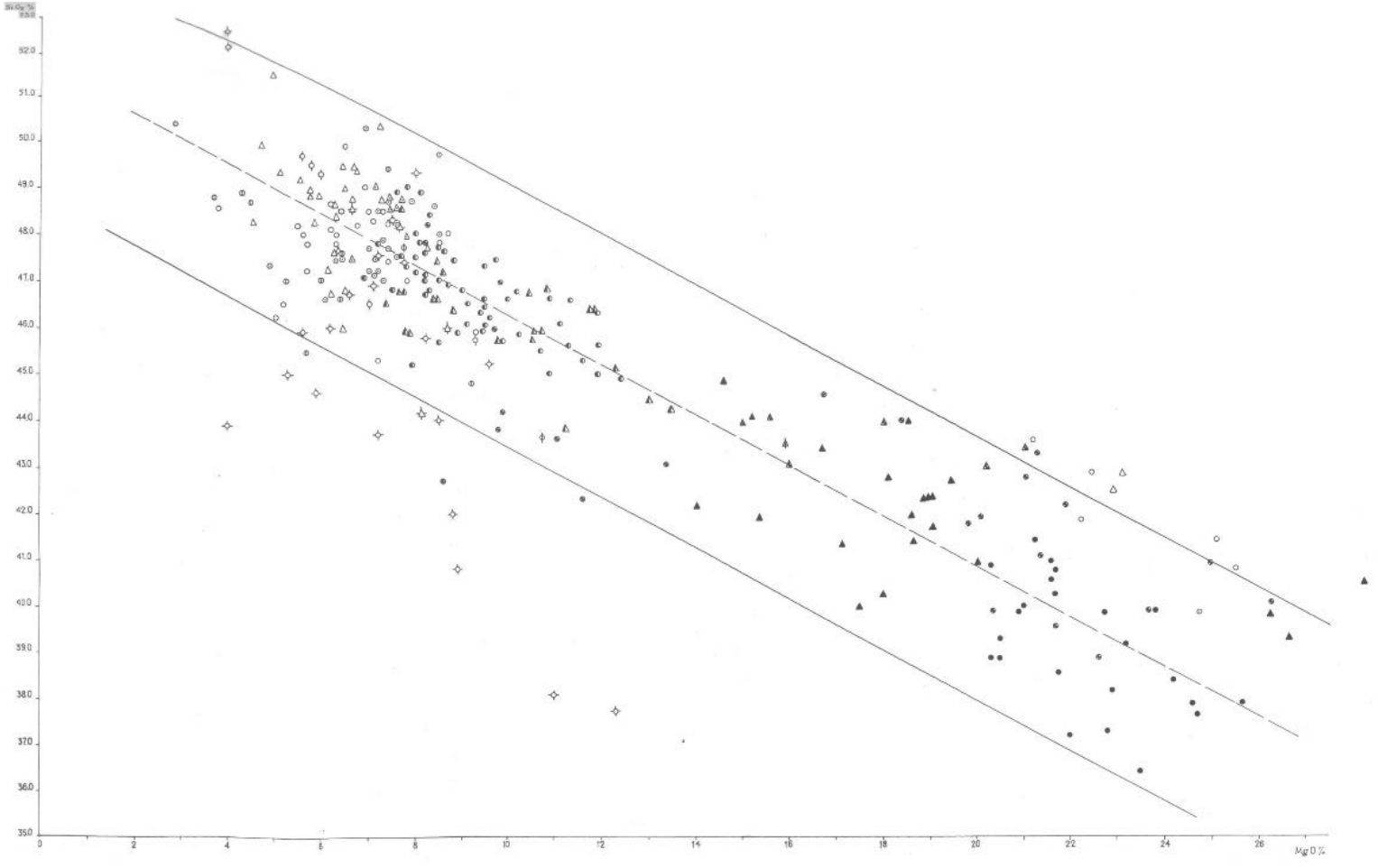
Сходство графиков распределения редких и редкоземельных элементов, а также близкий уровень концентраций в габбро-долеритах высоко- и низко-Mg групп свидетельствует о формировании из одного типа магм. К этому же типу магм принадлежат и лейкогаббро, особенности состава которых, в том числе и пониженное содержание Zr, Nb, Th, РЗЭ, объясняется их обогащением плагиоклазом, обедненным этими элементами.

Несмотря на установленные слабые различия в содержании редких элементов, все породы Арылахской интрузии имеют однотипный характер редкоземельных и мультиэлементных спектров, и, следовательно, являются продуктами кристаллизации магмы одного низкотитанистого типа. Слабые различия в концентрациях редких элементов обусловлены вариациями в содержании главных породообразующих минералов. Все породы Арылахской интрузии по содержанию редких элементов и особенностям их распределения соответствуют доминирующим габбро-долеритам и лейкогаббро в интрузиях круглогорского типа. В Арылахской интрузии не обнаружено низко-Ca габбро-долеритов, резко обогащенных некогерентными редкими элементами и имеющими отрицательные значения εNd, которые встречаются на восточном фланге Талнахской интрузии (скв. СФ-7 и интрузия Заячьего ручья).

5.2. Основные тела Верхнеталнахского и Восточно-Норильского интрузивов

По химическому составу основных тел Верхнеталнахского и Восточно-Норильского интрузивов выявились области вариационной зависимости элементов, в которые, на большинстве диаграмм, попадает 90–95% фигуративных точек. В дальнейшем эти области называются фоновыми диапазонами вариаций. Для никеля и кобальта при определении фоновых диапазонов учитывались только данные анализов с содержанием серы менее 0,2% в породах с магнезиальностью до 10% и менее 0,3% в высокомагнезиальных породах. В качестве фонового диапазона в высокомагнезиальной части диаграммы Cr–MgO принято продолжение линейной области вариационной зависимости, которая четко определяется в породах с содержанием MgO во всех породах Верхнеталнахского и Восточно-Норильского интрузивов (рис.12, 13). В породах с магнезиальностью менее 14% распределение кремнекислоты в обеих интрузиях одинаково. В интервале MgO 14–18% породы основного тела Верхнеталнахской интрузии практически не встречаются, они появляются лишь в бортах и апофизах. Такого перерыва нет в основном теле Восточно-Норильской интрузии, где смена составов пород по разрезу более постепенная. При содержании MgO >17% пикритовые и троктолитовые габбро-долериты Верхнеталнахской интрузии отличаются от Восточно-Норильской относительно пониженной кремнекислотностью. Такситовые габбро-долериты при

всех значениях окиси магния характеризуются занижением содержаний кремнекислоты (точки ложатся ниже фонового диапазона).


52.0
51.0
50.0
49.0
48.0
47.0
46.0
45.0
44.0
43.0
42.0
41.0
40.0
39.0
38.0
37.0
36.0
35.0
0
2
4
6
8
10
12
14
16
18
20
22
24
26
Mg 0 %

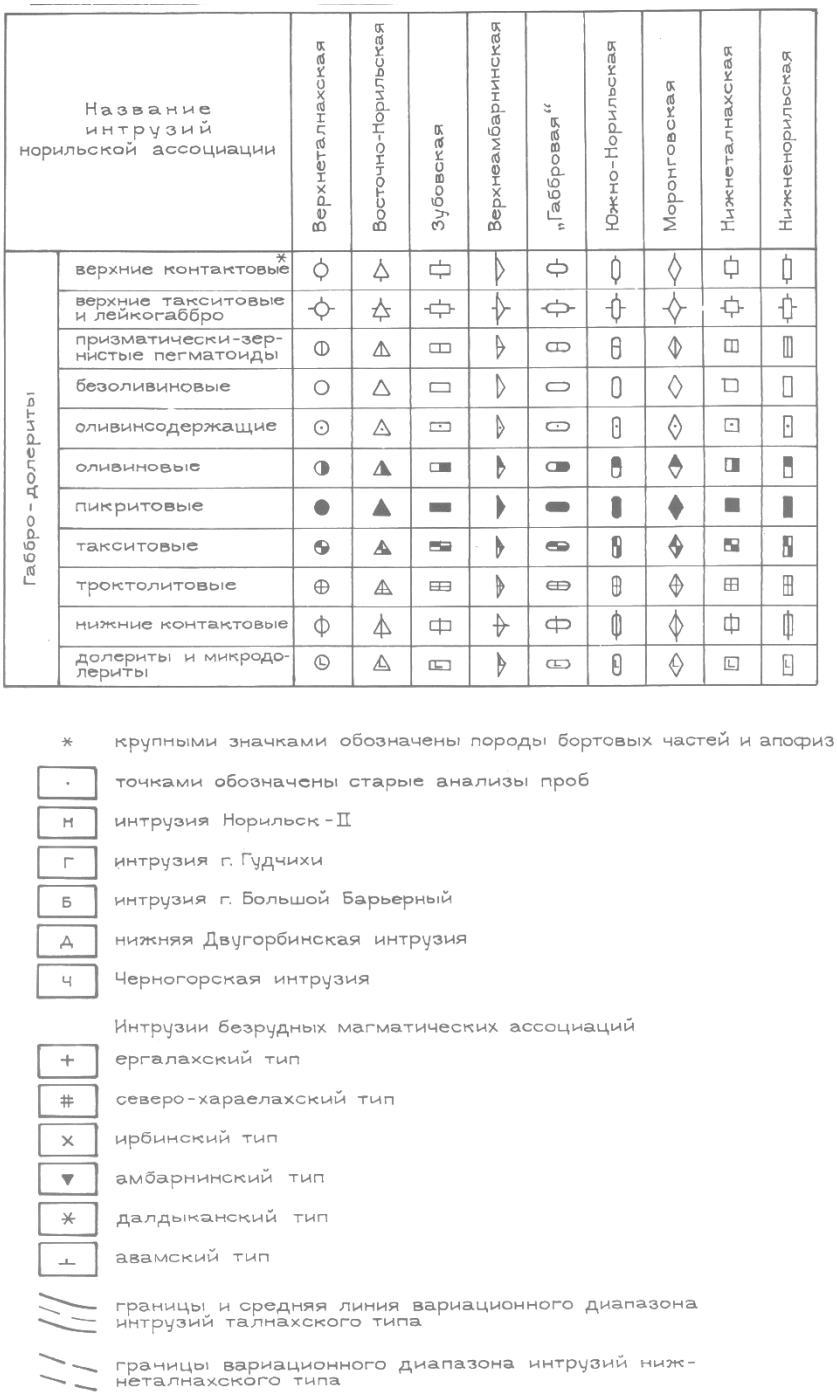


Рис. 12 Диапазон колебания содержаний SiO2 в зависимости от MgO в интрузии талнахского типа.

Апофизы интрузий талнахского типа по содержанию SiO2- MgO располагаются в том же диапазоне, что и породы основных тел. Даже такситовидные разновидности, нередко встречающиеся в апофизах, не выпадают из фонового диапазона, как правило (рис.13).

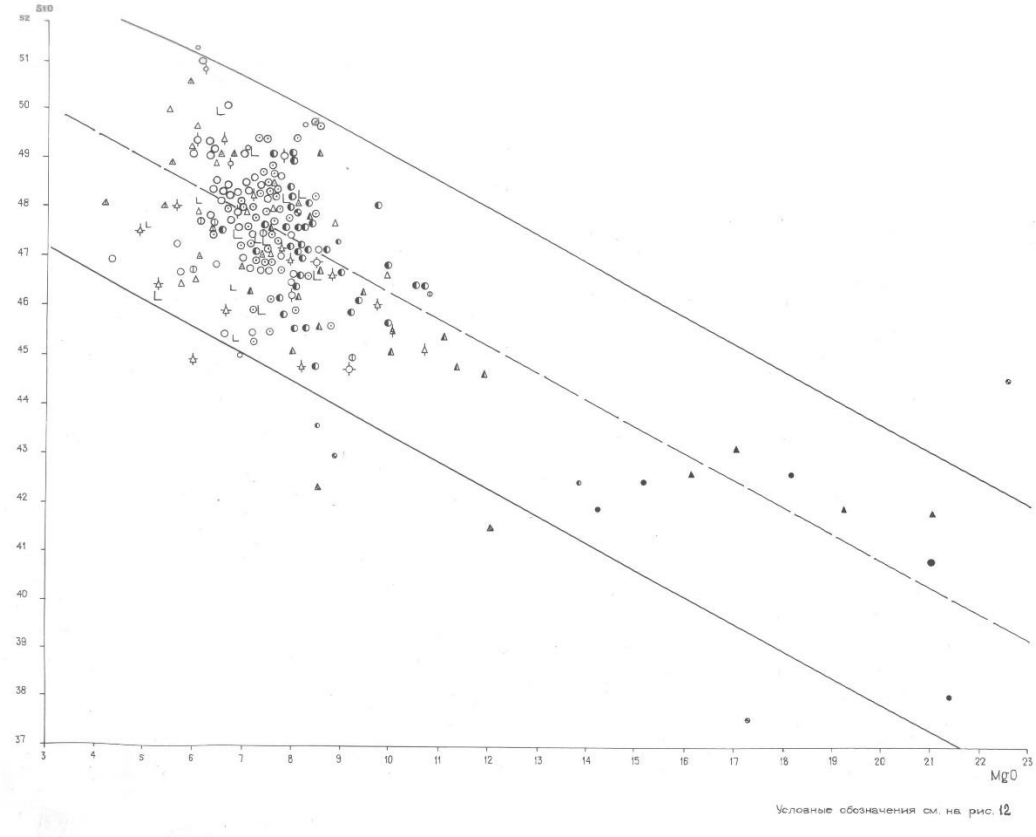


Рис. 13 Составы пород бортовых частей и апофиз интрузивов талнахского типа. Условные на рис. 12.

Область вариационной зависимости TiO2-MgO, имеющая вид полого наклоненной полосы в поле высокомагнезиальных составов, круто изгибается в низкомагнезиальной части диаграммы (рис.14).

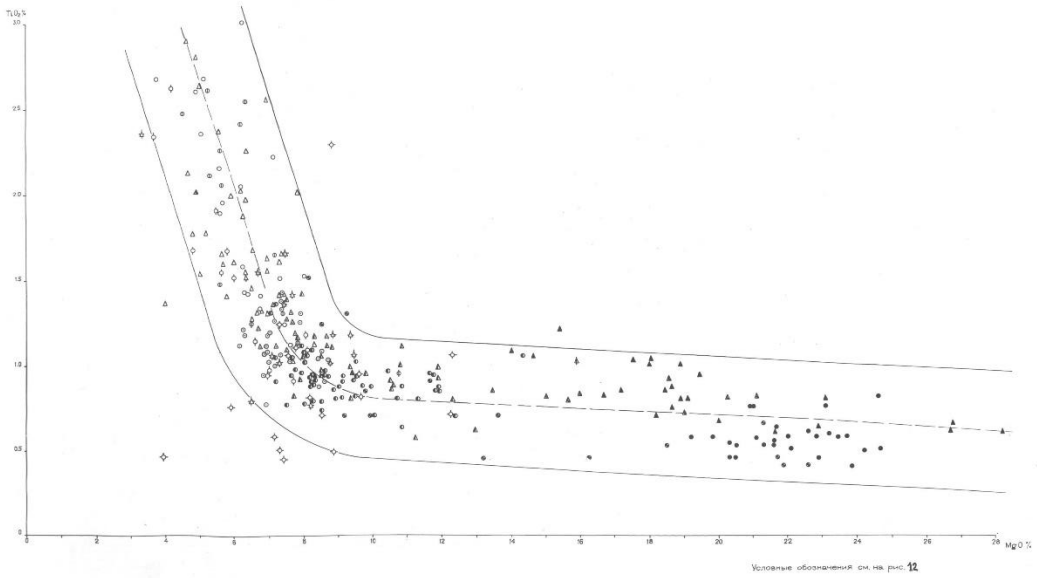


Рис. 14 Диапазон колебания содержаний TiO2 в зависимости от MgO в интрузиях талнахского типа.

Колебания содержаний титана в пикритовых и в большей части оливиновых габбро-долеритов близки: 0,4-1,1 и 0,6-1,2%. Пикритовые разности Верхнеталнахской интрузии в среднем по титанистости ниже (0,6%), чем Восточно-Норильской (0,77%), в то время как оливиновые – одинаковы (0,9%). Далее в направлении к безоливиновым дифференциатам в интервале 8-3,5% MgO размер содержаний окиси титана очень значительный – 0,7-3,0%. Различий в распределении MgO-TiO2 между рассматриваемыми интрузиями в этой части разреза не улавливается. В бортовых частях и апофизах содержания окиси титана не встречены более 1,9%, а чаще всего не превышают 1,5%. Но по сравнению с основным телом количество TiO2 в оливинсодержащих и оливиновых разностях увеличивается на 0,1-0,3% (рис.15).

Изменение соотношений оксидов железа и магния имеет сложную зависимость (рис. 16). Минимальным уровнем железа характеризуются оливинсодержащие – оливиновые разности в интервале MgO 7,5-8,5%. От них содержания железа нарастают в двух направлениях – к низкомагнезиальным и высокомагнезиальным дифференциатам. В первом случае сумма FeO и Fe2O3 достигает 17% в Восточно-Норильской интрузии и 20% в Верхнеталнахской. По направлению к пикритовым габбро-долеритам нарастание железистости идёт более ровно. В пикритовом горизонте

Верхнеталнахской интрузии размах содержаний FeO+Fe2O3 значительно шире, чем в Восточно-Норильской, что связано, главным образом, с более обильным оруденением. Но точки составов пород не выходят за границы фонового диапазона.

В апофизах Верхнеталнахской интрузии в безоливиновых разностях количество железа по сравнению с основным телом уменьшается (максимум достигает 15%), но в апофизах, развитых в пределах Норильского рудного узла завышается до 17%. В оливинсодержащих породах апофиз содержание оксидов железа может увеличиваться на 2%. В оливиновых габбро-долеритах изменений не наблюдается.

В распределении глинозема (рис.18) наблюдаются следующие закономерности. Содержание Al2O3 последовательно возрастают от 6 до 20% по мере снижения окиси магния от пикритовых к троктолитовым и оливиновым разностям. При уровне MgO 8-9% характер вариационной зависимости изменяется на противоположную, к верхним частям разреза содержание глинозема понижается до 11,5%. Характерно, что из корреляционного диапазона MgO- Al2O3 выпадают точки составов пород верхнего такситового горизонта, а именно лейкократового габбро, отличающегося максимальными значениями Al2O3 (18-22%) при низком уровне магния. Колебания глинозема в пикритовых габбро-долеритах Верхнеталнахской интрузии более значительны, чем в Восточно-Норильской, хотя средние значения Al2O3 – ниже (8,4 против 10,71%). Более ярко выраженный такситовый горизонт Верхнеталнахской интрузии также отличается и большим глиноземом (более 13% против 11-12%).

В апофизах интрузий содержание глинозема по сравнению с основным телом повышено только в безоливиновых разностях, где составляет 13-18% против 11,5-16%. В оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритах содержания не изменяются (рис.20).

Оксид кальция имеет аналогичные тенденции поведения в разрезе интрузий (рис.21): увеличение от пикритовых к оливиновым разностям и далее снижение, от оливиновых к безоливиновым. Породы верхнего такситового горизонта также нередко выпадают из вариационного диапазона, но в сторону занижения CaO. В область такситовых разностей (за пределы диапазона) часто ложатся точки составов безоливиновых, оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов, слагающих апофизы. Вариационная зависимость MgO-CaO в них нарушается.

Дифференцированные интрузии талнахского типа, как правило, обладают повышенной щелочностью. Сумма оксидов натрия и калия в разрезе изменяется от 0,6 – 5,8 % в обратной зависимости от магнезиальности пород (рис.22). Между пикритовыми и оливиновыми горизонтами (до 9% MgO) переход по щелочности происходит довольно плавно: размахи содержаний Na2O+K2O в них 0,9-2,2% и 1,2-3,0%. Разкое нарастание количества щелочей наблюдается в верхних горизонтах с содержанием MgO менее 9%: от оливиновых габбро-долеритов до габбро-диоритов

и верхних такситов. Последние, как правило, дают большой разброс точек, не укладывающийся в диапазон вариационной зависимости.

В породах Верхнеталнахской интрузии наблюдаются более значительные вариации щелочей по сравнению с Восточно-Норильской. При этом средние значения Na2O+K2O в пикритовых габбро-долеритах Восточно-Норильской интрузии выше (1,54 % против 1,28 %), а в безоливиновых ниже (2,8 – 3,5 % против 3,3 – 4,0 %).

Важно отметить повышенное содержание калия в породах Верхнеталнахской интрузии по сравнению с Восточно-Норильской, причем различия нарастают снизу-вверх по разрезу. В пикритовых горизонтах количества калия практически одинаковы. В оливиновых габбро-долеритах разница составляет 0,1% в безоливиновых – 0,2-0,3%, а в верхних такситах достигает 1%. В породах верхних эндоконтактов обеих интрузий количества калия достигает максимума и вновь выравниваются.

Апофизы интрузий талнахского типа, встреченные в пределах Норильской мульды, обычно характеризуются низкими содержаниями Na2O+K2O, нередко точки составов ложатся ниже границ фонового диапазона. Апофизы, связанные с Верхнеталнахским интрузивом, также, как и в основном теле, обнаруживают большой размах по содержанию щелочей и выходят из фонового диапазона в сторону высоких значений.

Содержания фосфора в целом увеличиваются снизу-вверх по разрезам. Колебания P2O5 в пикритовых и оливиновых габбро-долеритах близки и составляют 0,1-0,2%, в Восточно-Норильской и интрузии отмечаются отдельные значения до 0,36%. В оливинсодержащих разностях содержания фосфора возрастают незначительно (0,10-0,26%), но резко увеличиваются в безоливиновых дифференциатах (0,14-0,68%), что соответствует высоким значениям титана. Прямая связь фосфора и титана, хорошо выраженная в слабоанизотропных интрузивах (рис.24), в рассматриваемых расслоенных массивах тоже сохраняется, но при высоких значениях титана размах содержаний фосфора здесь очень велик.

В апофизах интрузий талнахского талнахского типа, несмотря на некоторое завышение уровня окиси титана, колебания P2O5 довольно постоянны и составляют 0,1-0,2%. Меньшие содержания (около 0,08%) устанавливаются только в лейкогаббро.

Представляется, что рассмотрение вариационных зависимостей Ni- MgO, Co-MgO имеет смысл только для бессульфидных пород, содержащих менее 0,2-0,3% серы. Высокомагнезиальные разновидности с низкими содержаниями серы в Верхнеталнахской интрузии очень редки: мы располагаем лишь 10 анализами безрудных пикритовых габбро-долеритов.

Для высокомагнезиальных областей диаграмм использовались, в основном, данные по Восточно-Норильскому интрузиву. В бессульфидных породах интрузий талнахского типа никель и кобальт показывают прямую зависимость от MgO, сохраняющуюся во всем диапазоне магнезиальности (рис.25, 26).

Вариационная зависимость Cr–MgO устанавливается только для низкомагнезиальных пород (рис.27). Оливиновые и пикритовые габбро- долериты Верхнеталнахского интрузива характеризуются аномально высокими концентрациями хрома. В восточно-Норильской интрузии аномалии хрома приурочены только к пикритовым габбро-долеритам, причем количество хрома здесь в 2 раза больше, чем в пикритах Верхнеталнахской интрузии. По-видимому, насыщенность магмы этой интрузии летучими компонентами препятствовала полной отсадке хромита в нижние горизонты и способствовала задержке его в вышележащих оливиновых габбро-долеритах. В нижнем такситовом горизонте, где насыщение летучими особенно велико, содержание хрома снижается до фоновых значений, а иногда может быть и ниже фона. В такситовом горизонте Восточно-Норильской интрузии содержания хрома остаются фоновыми и даже аномальными. Ниже, с целью последующего сопоставления с апофизами, приводится петро-геохимическая характеристика всех пород полнодифференцированных разрезов.

Прикровельный горизонт контактовых габбро-долеритов. Среди верхних контактовых габбро-долеритов интрузий талнахского типа выделяются две разновидности. Первая характеризуется повышенными содержаниями SiO2 – 49-52% и– 1,5-1,9%, пониженными MgO - 4-6%, и Al2O3 – 12,7-14,6%. Вторая отличается более низкими SiO2 – 46-47% и TiO2 – 1,0-1,2% при относительно повышенном MgO – 6-7% и Al2O3 - 15-16%. Обеим разновидностям свойственно повышенное содержание щелочей (4-5%), в том числе калия (обычно более 1%). Среди элементов-примесей характерны устойчиво высокие содержания бария (40-60, содержания элементов-примесей здесь и далее приводятся в 10^{-3} вес.% без указания единицы измерения). Кремнекислотные разности имеют также повышенный ванадий (30-36).

Различия в составе пород прикровельного горизонта обусловлены их положением в разрезе. Первые приближены к контакту с вмещающими породами. Вторые находятся вблизи верхнего такситового горизонта, вследствие чего в них повышаются содержания меди, никеля, хрома и серы.

Горизонт верхних такситовых габбро-долеритов отличается наибольшим разнообразием слагающих его пород. Здесь выделяются: 1 – лейкократовое габбро; 2 – лейкократовые пегматоиды с меланократовыми включениями, обогащенными оливином; 3 – такситовые габбро-долериты с сегрегациями хромита; 4 – оливиновые и 5 – оливинсодержащие габбро-долериты; 6 – диоритоподобные безоливиновые габбро-долериты (табл.5).

Таблица 5

Колебания составов пород верхнего такситового горизонта Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий

Разновидность	Лейкогаббро	Такситовый габбро-долерит	Такситовые габбро-долериты с сегрегациями хромита	Оливиновые такситовидные габбро-долериты	Оливинсодерж-ащие такситовидные габбро-долериты	Призматическ и-зернистые пегматоиды
Количество анализов	6	4	2	5	3	1
SiO_2	43,72-46,04	40,78-43,96	38,15-41,04	44,54-47,66	47,56-48,57	46,90
TiO_2	0,46-0,80	0,50-0,82	0,66-0,77	0,95-1,19	1,03-1,25	1,66
Al_2O_3	19,96-21,22	16,25-19,16	14,70	15,29-18,16	13,99-16,43	13,29
Fe_2O_3+FeO	8,15-10,52	8,10-11,31	13,55	9,49-13,31	9,65-11,87	13,72
MgO	3,97-8,17	8,17-10,64	8,30-10,96	7,75-9,62	7,30-7,54	7,14
CaO	11,49-12,83	8,22-10,41	4,82-8,93	8,23-11,75	10,35-12,45	11,18
Na_2O+K_2O	2,15-3,52	1,78-4,80	3,79	2,50-5,58	2,63-4,01	3,00
K_2O	0,20-1,68	0,23-2,28	1,43	0,40-1,83	0,46-1,18	0,93
P_2O_5	0,10-0,16	0,08-0,15	0,09	0,18-0,31	0,20-0,24	0,16
Медь	20,0-130,0	56,0-110,0	130,0-1050,0	43,0-300,0	9,6-59,0	10,0
Никель	30,0-67,0	30,0-260,0	120,0-280,0	19,0-170,0	5,4-20,0	4,6
Кобальт	1,8-7,9	4,0-8,1	7,0-15,0	5,0-12,0	3,2-3,6	3,0
Хром	13,0-100,0	20,0-81,0	360,0	18,0-32,0	14,0-62,0	40,0
Ванадий	8,0-16,0	10,0-15,0	15,0-22,0	8,7-20,0	16,0-17,0	36,0
Стронций	9,8-23,0	13,0-21,0	10,0-14,0	13,0-17,0	14,0-24,0	19,0
Барий	10,0-30,0	14,0-40,0	3,0-5,0	6,0-32,0	1,0-10,0	10,0

Лейкократовое габбро характеризуется сравнительно низкими содержаниями SiO2 43,7-44%, TiO2 – 0,46-0,77%, высокими алюминия 19-21% и повышенной ролью калия – 1,3-1,7%. Нередко лейкократовые породы содержат участки, обогащенные темноцветными компонентами, в результате чего в пробах фиксируется повышенное содержание MgO до 8-9% и суммы окислов железа до 9-10%, здесь же увеличивается SiO2 - до 46%. Чистое лейкократовое габбро имеет наиболее низкие значения MgO – 4-6% и FeO + Fe2O3 8-9%. Следует отметить очень своеобразные, характерные для верхнего такситового горизонта разновидности пород, представляющие лейкогаббро с «пузырьками» - миндалинами, выполненными темными слабораскристаллизованными продуктами, вторичными минералами или сульфидами, а иногда представляющими собой выщелоченные пустоты. К таким

породам бывают приурочены наиболее концентрированные скопления хромита, ассоциирующего с тонко-, мелкозернистыми обособлениями оливина. Их химический состав отличается следующими особенностями: резко снижается содержание SiO_2 до 41–38% увеличивается количество магния и суммарного железа, сохраняется высокая калиевость, а главное,

отмечаются аномальные значения хрома – более 300, а также меди – более

60, никеля – более 50 и кобальта – более 8. Характерно отсутствие бария. Содержания серы при этом повышается до 1%.

Предполагается, что ассоциация лейкогаббро с меланократовыми включениями, обогащенными оливином и хромитом, представляет продукты протокристаллизации, которые за счет флотации прижаты к верхней части

разреза интрузии. Блоки этих пород разобщены более поздними образованиями, отвечающими составом оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов. Нередко лейкогаббро смешано с диоритоподобными пегматоидами, затушевывающими габбровую структуру и изменяющими состав пород в сторону заметного увеличения TiO2 – до 1,7%, суммы окислов железа – до 13,7%, и снижения Al2O3 до 13,3%. Высокие содержания ванадия 36 (против 8-20 по всему горизонту) дополняют сходство с габбро-диоритами. Однако в отличие от призматически-зернистых пегматоидов безоливинового горизонта в них заметно повышены содержания хрома и низкий барий. Верхний такситовый горизонт, характеризующийся широкими вариациями составов пород, наличием аномальных содержаний меди, никеля и хрома, является главной особенностью интрузий талнахского типа и не встречается в дифференцированных интрузиях других типов, в том числе и в очень схожих по строению и составу интрузиях Зубовского типа.

Горизонт безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов объединяет породы с содержанием окиси магния от 5 до 7,8%. Здесь выделяются безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты призматическизернистые, мегматоиды или габбро-диориты и породы переходного состава (табл.6). Содержание пороообразующих окислов в тих разновидностях варьируют довольно широко. Не перекрываются главным образом значения TiO2 и Al2O3. Они связаны между собой обратной вариационной зависимостью. Максимальные количества TiO2 2,1–3,1% и минимальные Al2O3 11,6–13,9% наблюдаются в диоритоподобных пегматоидах – конечных продуктах дифференциации. В безоливиновых габбро-долеритах колебания TiO2 составляют 1,2–1,9%, Al2O3 13,0–14,5%, в оливинсодержащих происходит уменьшение TiO2 до 1,0–1,3% и увеличение Al2O3 до 14,0–17,6%.

Таблица 6

Колебания составов пород горизонта безоливиновых, оливинсодержащих габбро-долеритов Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий

Разновидности	Призматические – зернистые пегматоиды	Безоливиновые	Оливинсодержащие	Безоливиновые и оливинсодержащие
Количество анализов	28	24	20	9
SiO_2	42,00-48,80	47,70-49,90	46,0-49,12	47,70-50,30
TiO_2	2,10-3,10	1,25-1,90	1,00-1,36	1,10-1,40
Al_2O_3	11,60-13,90	13,00-14,50	13,38-17,64	13,00-15,90
Fe_2O_3+FeO	11,93-22,10	11,50-15,40	9,50-12,00	10,60-13,30
MgO	3,70-8,90	5,60-7,50	6,20-8,80	6,20-8,30
CaO	6,20-10,20	8,90-12,90	10,80-12,60	9,00-12,30
Na_2O+K_2O	2,66-4,90	2,50-4,50	2,37-3,70	2,80-4,50
K_2O	0,39-1,56	0,54-1,50	0,34-1,15	0,50-1,45
P_2O_5	0,14-0,78	0,10-0,28	0,10-0,27	0,12-0,22
Медь	3,0-79,0	8,1-100,0	10,0-89,0	14,0-56,0
Никель	3,0-7,0	3,0-11,0	6,2-43,0	3,0-14,0
Кобальт	2,6-6,2	2,0-6,2	3,0-6,8	3,0-5,2
Хром	0,5-13,0	1,0-19,0	5,4-40,0	5,4-20,0
Ванадий	15,0-130,0	20,0-35,0	13,0-24,0	16,0-38,0
Стронций	10,0-33,0	13,0-39,0	6,9-35,0	11,0-29,0
Барий	20,0-80,0	4,0-50,0	3,0-32,0	1,0-30,0

Для призматически-зернистых пегматоидов свойственно- высокое содержание ванадия (до 60-80 и выше). Характерной чертой безоливиновых габбро-долеритов является повышенные количества меди (8-30) и ванадия (15-40) при пониженных содержаниях хрома, никеля (не более 10) и кобальта (не более 5) в условиях отсутствия сульфидов. Повышение серы с 0,3 до 0,5% приводит к возрастанию меди до 30-100. Никель и кобальт возрастают только при увеличении серы выше 0,5%. В бортовых частях интрузий никель, кобальт, хром еще более низкие, а ванадий увеличивается до 25-40, медь (в бессульфидных породах) – до 25-58.

В оливинсодержащих разностях значения меди и ванадия снижаются, составляя 10-20, для меди и 13-26 для ванадия. Доля хрома увеличивается и уже превышает уровень 10. С увеличением количества серы до 0,3-0,5% концентрация меди возрастает до 25-80, никеля до 10-40, кобальта до 7, хрома до 28-40. В бортовых

частях интрузии увеличиваются содержания меди и ванадия, а никеля и хрома незначительно понижаются.

В безоливиновы-оливинсодержащих разновидностях при более повышенных значениях ванадия 20-26 возрастает содержание хрома (более 10), никель не увеличивается. При снижении доли ванадия до 15-19 наблюдается увеличение содержаний никеля свыше 10, хром не увеличивается. Эта редкая для основного тела талнахских интрузий разновидность с содержанием никеля выше хрома очень характерна для оливинсодержащих габбро-долеритов интрузивов моронговского типа, а также отмечается в «Габбровой» и Южно-Норильской интрузиях.

Вариации содержаний стронция в горизонте безоливиновых-оливинсодержащих габбро-долеритов составляют 8-22 (Восточно-Норильская интрузия) и 10-39 (Верхнеталнахская интрузия). Колебания содержаний бария равны 10-32 в первой и 10-50 во второй.

Сравнивая безоливиновые, оливинсодержащие и переходные между ними разновидности Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий (при одинаковых значениях серы), можно сказать, что количество меди, никеля, кобальта, хрома, ванадия аналогичны и только содержания стронция и бария в Верхнеталнахской интрузии значительно выше.

Горизонт оливиновых габбро-долеритов, объединяющий породы с магнезиальностью 7,6–14,0%, также характеризуется неоднородностью состава (табл. 7). По петрографическому составу здесь выделяются собственно оливиновые габбро-долериты, переходные к ним оливинсодержащие разности и такситовидные породы.

Таблица 7

Колебания составов пород горизонта оливиновых и габбро-долеритов Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий

Разновидности	Оливиновые	Оливин-содержащие	Оливиновые - такситовидные
Количество анализов	61	11	3
SiO_2	44,90-49,00	45,22-48,92	45,72-48,86
TiO_2	0,59-1,07	0,78-1,37	0,95-1,07
Al_2O_3	14,80-19,00	14,80-18,02	15,20-17,60
Fe_2O_3+FeO	6,60-13,40	7,67-12,30	9,93-10,36
MgO	7,64-14,40	6,93-8,10	8,12-8,50
CaO	9,11-13,07	10,04-12,84	11,67-11,80
Na_2O+K_2O	1,18-3,53	2,25-4,20	2,36-2,83
K_2O	0,31-1,20	0,35-1,11	0,54-0,76
P_2O_5	0,09-0,26	0,08-0,16	0,11-0,15
Медь	8,5-1700,0	9,6-190,0	14,0-130,0

Разновидности	Оливиновые	Оливин-содержащие	Оливиновые - такситовидные
Количество анализов	61	11	3
Никель	10,0-460,0	5,3-77,0	6,0-83,0
Кобальт	3,5-17,9	2,8-5,8	4,1-7,6
Хром	23,0-270,0	17,0-63,0	18,0-180,0
Ванадий	7,4-20,0	13,0-28,0	20,0-26,0
Стронций	7,0-27,0	15,0-32,0	10,0-29,0
Барий	1,0-40,0	4,0-40,0	8,00-100,0

Содержания MgO в оливинсодержащих габбро-долеритах ограничены 8 %, в то время как в оливиновых преимущественно составляют 8 – 12 % и достигают 14 %.

Количество меди в породах оливинового горизонта Верхнеталнахской интрузии составляет 8 - 25, что связано с низким содержанием серы. В единичных пробах с содержанием серы от 0,3 % до 0,57 % количество меди возрастает до 25 – 220. Значения никеля, кобальта и хрома находятся в их прямой зависимости от окиси магния (табл. 8)

Таблица 8

Элементы примеси относительно концентраций оксида магния

MgO, %	Кол-во анализов	Элементы-примеси, п 10^{-3}				
		медь	никель	Кобальт	хром	ванадий
7-8	10	11,7	8,6	2,8	26,0	14,9
8-9	11	13,4	10,7	3,2	32,2	13,5
9-10	25	12,6	14,1	3,9	37,0	12,0
10-11	30	11,1	19,0	4,0	42,2	11,8
11-12	28	12,3	20,4	4,4	49,8	11,7

Оливиновые – оливинсодержащие разности имеют более низкие содержания никеля 5,3 – 11 и повышенные ванадия 13 – 28. Количество хрома в 2 – 3 раза выше никеля. В оливиновых габбро-долеритах содержание никеля всегда не менее 10, колебания его при отсутствии серы составляют 10-30, ванадий снижается до 7,4 – 18. Хром в 2 – 7 раз выше никеля. Оливиновые такситовидные габбро-долериты в основных разрезах имеют небольшое распространение, чаще они развиты в бортовых частях интрузии, а в апофизах являются преобладающей разновидностью среди оливиновых разностей. Характерные черты этих пород: содержание окиси магния более 8 %, повышенная медь (не ниже 14) и ванадий (20 – 26). Отмечаются аномальные содержания никеля 53 – 83 и хрома (70 – 180).

Вариации содержаний стронция в оливиновом горизонте составляют 10 – 36. Максимальные его содержания отмечаются при 7–8 % оксида магния. Колебания бария по горизонту в пределах 8–40.

Оливиновые разности Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий различаются по содержаниям стронция и бария, колебания которых в последней значительно ниже, составляют 3,9–18,0 и 3,0–27,0. Кроме того, в Восточно-Норильской интрузии аномального хрома в оливиновом горизонте не отмечается.

Горизонт пикритовых габбро-долеритов обычно хорошо обособлен в разрезах дифференцированных интрузий талнахского типа и четко

отличается по химическому составу, практически не перекрываясь с породами других горизонтов. В основном теле Верхнеталнахской интрузии пикритовые габбро-долериты содержат от 18 до 27% окиси магния. Породы со значениями MgO 14-18% встречаются только в ее бортовых частях, где обычно заменяют более магнезиальные пикритовые разности. В Восточно-Норильской интрузии разрыва по магнию между оливиновым и пикритовым горизонтами нет даже в основном теле интрузии.

Таким образом, в горизонте пикритовых габбро-долеритов выделяются две разновидности: 1 – собственно пикритовые габбро-долериты с содержанием MgO более 18%; 2 – пикритоподобные габбро-долериты и троктолиты с содержанием MgO 14-18%.

Колебания содержания окислов в породах пикритового горизонта Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий приведены в табл.9. В целом вариации окислов в собственно пикритовых габбро-долеритах (с содержанием MgO 18-27%) имеют следующие значения: SiO_2 35,5-43%, TiO_2 – 0,4-1,0%, Al_2O_3 – 6,4-1,28%, $FeO+Fe_2O_3$ – 12,2-18,5%, CaO – 4,3-8,0%, Na_2O+K_2O – 0,8-2,0%, P_2O_5 – 0,04-0,28%.

Пикритоподобные разности (с MgO 14-18%) Верхнеталнахской интрузии укладываются в эти диапазоны. В то время как аналогичные породы Восточно-Норильской интрузии по размаху колебаний окислов выходят за указанные пределы. Причем, в порядке нарастания кремнистости располагаются вначале пикриты Верхнеталнахской интрузии, затем ее пикритоподобные бортовые разности, далее пикритовые и пикритоподобные габбро-долериты Восточно-Норильской интрузии. Породы Восточно-Норильской интрузии по сравнению с Верхнеталнахской, также, как и

пикритоподобные разности по сравнению с пикритовыми в каждой из этих интрузий отмечаются также большими значениями Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5. Известковистость и щелочность в основных разрезах обеих интрузий имеет близкие значения, но заметно повышена в пикритоподобных габбро-долеритах по сравнению с пикритовыми. Максимальные количества окислов

железа, фиксирующиеся в Верхнеталнахской интрузии, обусловлены высокими концентрациями сульфидов.

Таблица 9

Колебания составов пород пикритового горизонта Верхнеталнахской и Восточно-Норильской интрузий

Интрузии	Верхнеталнахская		Восточно-Норильская	
Разновидности габбро-долеритов	Пикритовые	Пикритоподоб-ные, троктолитовые	Пикритовые	Пикритоподоб-ные, троктолитовые
Кол-во анализов	29	8	16	7
SiO_2	35,50-41,90	37,60-42,50	39,50-42,90	40,10-45,00
TiO_2	0,40-1,00	0,50-0,90	0,60-1,00	0,80-1,20
Al_2O_3	6,40-10,20	11,20-13,00	6,60-12,80	9,50-13,90
Fe_2O_3+FeO	13,10-18,50	13,90-15,70	12,20-14,60	12,20-14,80
MgO	18,00-27,00	14,00-18,00	18,00-28,00	14,00-18,00
CaO	4,30-7,40	8,00-9,50	4,40-8,00	6,50-8,90
Na_2O+K_2O	0,80-1,80	1,90-2,50	1,00-2,00	1,40-2,40
K_2O	0,18-0,50	0,25-0,90	0,23-0,50	0,20-0,60
P_2O_5	0,04-0,15	0,12-0,15	0,09-0,28	0,11-0,28
Медь	40,0-1550,0		59,0-180,0	11,0-590,0
Никель	120,0-510,0	190,0-900,0	71,0-150,0	35,0-240,0
Кобальт	10,0-37,0	12,0-21,3	8,3-17,0	7,2-16,0
Хром	72,0-430,0	90,0-320,0	68,0-1100,0	110,0-320,0
Ванадий	6,3-13,0		8,1-18,0	12,0-22,0
Стронций	9,3-13,0		3,0-14,0	10,0-15,0
Барий	1,0-60,0		3,0-10,0	8,0-10,0

Пикритовые габбро-долериты интрузивов талнахского типа имеют высокие содержания меди, никеля, кобальта, хрома и минимальные ванадия, стронция, бария. В бортовых частях интрузивов значения меди при равных количествах серы аналогичны (табл. 10).

Таблица 10

Количества меди при различных содержаниях серы составляют

Количество серы, %	Содержание MgO, %	Интрузии			
		Верхнеталнахская		Восточно-Норильская	Тангаралахская
		основное тело	борт	основное тело	
до 0,3	14-18		22-41	11-83	19-52

Количество серы, %	Содержание MgO, %	Интрузии			
		Верхнеталнахская		Восточно-Норильская	Тангаралахская
		основное тело	борт	основное тело	
	18-26	10-110		60-85	11-40
0,3-0,5	14-18 18-26	150-180	80-420	200-590 130-210	160
0,5-1,0	14-18 18-26	150-650	150-560	120-180	1000
1,0-2,0	14-18 18-26	510-1550			1000-1070

В пикритовых габбро-долеритах Верхнеталнахской интрузии, в основном, представлены аномальные концентрации никеля, что связано с наличием сульфидов. При отсутствии сульфидов (содержания серы не превышают 0,3%) количество никеля соответствует фоновым значениям. В бортовых частях интрузии содержания никеля при низких значениях серы не опускаются ниже фоновых содержаний. В пикритовых габбро-долеритах северной части Северо-Западной ветви (скв. СГ-18) значения никеля снижаются (при отсутствии серы) ниже фонового диапазона.

По скв. СВ-29 (на севере Северо-Восточной ветви) пикритоподобные габбро-долериты имеют аномальные содержания никеля, в пикритовых-троктолитоподобных разностях содержания никеля фоновые. Содержания никеля в пикритовых габбро-долеритах Восточно-Норильской интрузии отвечают, в основном, фоновым значениям и при наличии сульфидов аномальны.

Изменения содержаний никеля в связи с магнезиальностью в породах разных интрузий следующие:

MgO, %	Фоновые содержания	Интрузии		
		Верхнеталнахская	Восточно-Норильская	Та ская
14-15	39-93	42-270	46-93	
15-16	46-97		38-240	49
16-17	52-104		62	80
17-18	59-111	870	140-190	49
18-19	66-118	120-260	59-110	53
19-20	72-125	100	71-120	57
20-21	79-132	80-220	140	63
21-22	86-139	110-370	96-110	60
22-23	93-146	110-320	100	80

MgO, %	Фоновые содержания	Интрузии		
		Верхнеталнахская	Восточно-Норильская	Тангарацкая
23-24	99-153			
24-25	105-160	140-270		100
25-26	116-167	140-170		
26-27	123-173		140-170	

По содержанию кобальта пикритовые габбро-долериты Верхнеталнахской интрузии, в основном, отвечают аномальным концентрациям, редко фоновым. В бортовых частях интрузии количество кобальта в пикритовых габбро-долеритах не опускается ниже фонового диапазона. В Восточно-Норильской интрузии кобальт представлен, в основном, фоновыми содержаниями, что связано с низкими содержаниями серы, и редко аномальными. В Тангаралахской интрузии кобальт отмечается в виде фоновых значений, редко аномальных (при высоких содержаниях серы). В отдельных пробах отмечаются содержания ниже фона:

MgO, %	Фоновые содержания	Интрузии		
		Верхнеталнахская	Восточно-Норильская	Тангарацкая
14-15	5,9-10,9	7,6	7,2-9,0	
15-16	6,4-11,4		8,5;015,0	9,3
16-17	6,9-11,9		11,0	1,0; 23,0
17-18	7,4-12,5		13,0-16,0	8-3-9,8
18-19	7,9-13,0	11,0	8,3-13,0	9,3
19-20	8,4-13,5	12,0-16,0	10,0	8,9-12,0
20-21	8,9-14,0	15,0-24,0	14,0	8,5-23,0
21-22	9,4-14,5	9,6-20,0	11,0-12,0	8,5-12,0
22-23	9,9-15,1	10,0-31,0		11,0; 13,
23-24	10,4-15,6	16,0-37,0		13,0
24-25	10,9-16,1	22,0; 27,0		
25-26	11,4-16,6	11-13		
26-27	11,9-17,1		15,0-17,0	

К горизонту пикритовых габбро-долеритов приурочены максимальные значения хрома:

Содержание MgO, %	Фоновые содержания	Интрузии	
		Верхнеталнахская	Восточ Норильская
14-15	29-83	89; 130	110; 32
15-16	33-87		76-320
16-17	37-91		62; 200
17-18	41-95	360	250; 51
18-19	45-99	190	210-11
19-20	49-103	160; 300	280; 47
20-21	53-108	81-250	660
21-22	57-112	83; 150-350	460
22-23	61-116	96-300	250
23-24	65-120	150-230	
24-25	69-124	72; 300-320	
25-26	73-128		
26-27	77-132		110-12

В целом, колебания хрома в пикритовых – пикритоподобных габбро-долеритах Верхнеталнахской интрузии составляют 72-430, Восточно-Норильской – 76-660, иногда достигают более высоких значений (до 1100).

В пикритовых габбро-долеритах скв. СГ-18 (Север Северо-Западной ветви) содержания хрома составляют 220-450, т.е. соответствуют аномальным значениям.

В пикритоподобных габбро-долеритах скв. СВ-29 (север Северо-Восточной ветви) содержания хрома соответствуют аномальным значениям, но в пикритовых троктолитоподобных габбро-долеритах количество хрома снижается до фоновых содержаний и ниже.

Вариации содержаний ванадия в пикритовых габбро-долеритах интрузий талнахского типа составляют 6-19, в бортовых частях интрузий устанавливается меньший диапазон колебаний 11-14. Содержания стронция а бария составляют 9-18 и 3-10. В пикритовых габбро-долеритах Верхнеталнахской интрузии иногда наблюдаются аномальные концентрации бария 30-60.

Горизонт нижних такситовых габбро-долеритов характеризуется пестротой состава пород, что связано с его положением (в типичном случае) на границе пикритовых габбро-долеритов и оливиновых габбро-долеритов нижнего эндоконтакта. Содержания окиси магния варьируют между уровнями названных пород и, в общем, снижаются сверху вниз. Кремнекислотность пород обычно

невысокая, то тоже имеет значительный размах (39 – 46 %). Количество окиси титана, наоборот, довольно равномерное (0,6 – 1,0 %). Характерно, что названные окислы в составе такситового горизонта не обнаруживают зависимости от магния. По этой причине в такситовом горизонте, несмотря на разнообразие его состава, практически нельзя найти полных аналогов пород вышележащей части разреза.

Такситовые габбро-долериты, наряду с пикритовыми, являются рудовмещающими породами. Вследствие этого в них отмечаются высокие содержания серы и железа, а также меди, никеля и кобальта, особенно в Верхнеталнахском рудоносном массиве. Большое количество сульфидов в пробах сокращает объем силикатов, и, по-видимому, искажает содержание некоторых окислов.

Содержание меди и никеля в такситовом горизонте Верхнеталнахской интрузии в 10 раз, а кобальта в 3 – 5 раз выше, чем в Восточно-Норильской, что связано с количеством сульфидов. Единичные пробы такситовых габбро-долеритов Верхнеталнахской интрузии с низкими содержаниями серы (до 0,3%) показывают концентрации меди и никеля аналогичные такситовым габбро-долеритам Восточно-Норильского интрузива. По содержанию хрома такситовые габбро-долериты Верхнеталнахской интрузии отвечают фону (32 – 53), но могут иметь и более низкие значения. В Восточно-Норильской интрузии колебания хрома равны фоновым (46 – 72) и аномальным 160 – 460. Вопросы, касающиеся концентрации хрома в нижнем такситовом горизонте были рассмотрены выше.

Содержание ванадия, стронция и бария в такситовых габбро-долеритах аналогичны их значениям в пикритовых разностях.

Горизонт нижних контактовых габбро-долеритов Верхнеталнахской интрузии в сравнении с породами верхнего эндоконтакта отличается пониженной кремнекислотностью, щелочностью и повышенной магнезиальностью. Содержание SiO_2 изменяются от 45,8 до 47,3% (в Северо-Западной ветви они обычно понижены до 45,8-46,3%, а в апофизах от борта Северо-Восточной ветви – повышены до 47,9%). Количество щелочей (в сумме) составляет 2,2-3,6% при K_2O 0,38-1.25%. Содержания окиси магния колеблются в пределах 6,8-9,5%, причем стабильно повышены (более 9%) в нижнем эндоконтакте Северо-Западной ветви. Уровень окиси титана 0,97-1,31%. Более высокие значения относятся к контактовым зонам апофиз – 1,37-1,53% TiO_2. Из элементов-примесей сравнительно с верхними контактовыми габбро-долеритами понижены содержания бария (10-20) и ванадия (9-19). Эти данные касаются бортовых частей интрузивов. С сульфидной минерализацией, тяготеющей к низам разреза, связано общее увеличение меди и никеля.

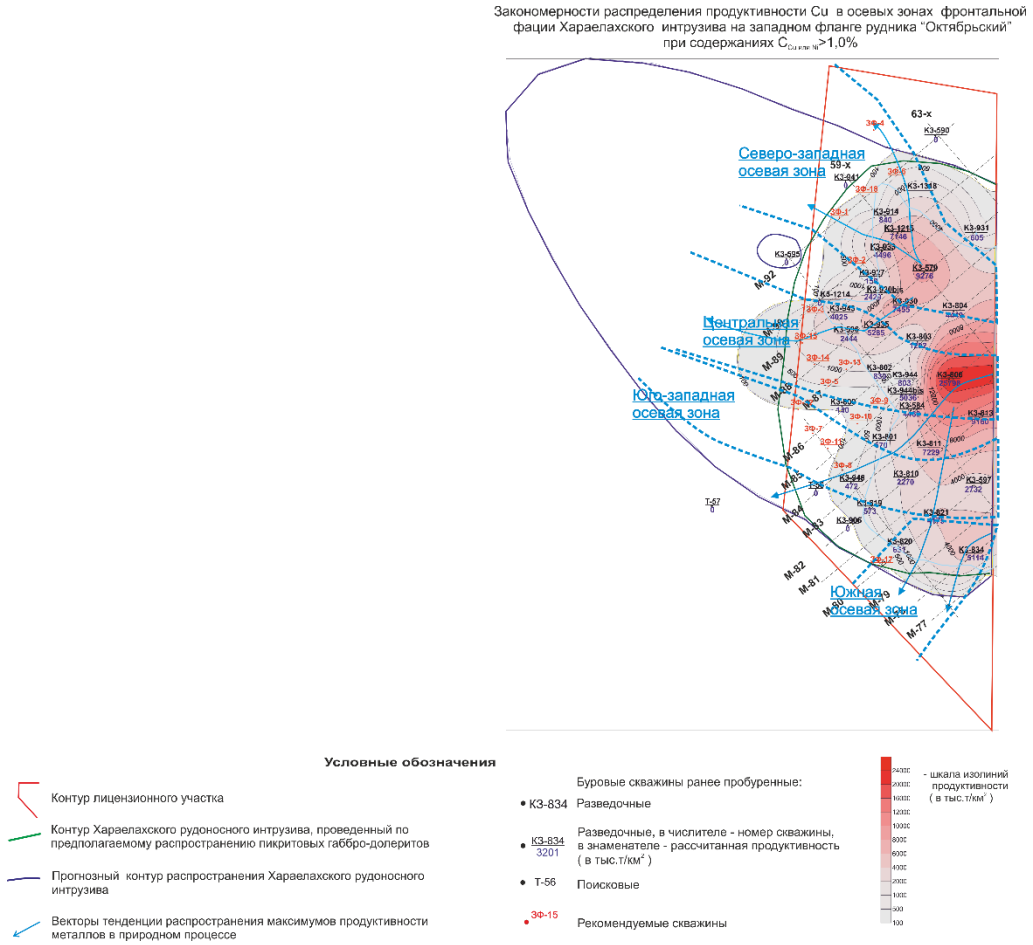


Рис. 5.7. Закономерности распределения Cu в пределах Хараелахской ветви на западном фланге рудника Октябрьский. Схема составлена по данным разведочного (КЗ (Кравцов, 1969) и поискового (Т (Люлько, 1967) бурения скважин.

Ответвления Верхнеталнахского интрузива, «Габбровая» интрузия – как пример тела-спутника Верхнеталнахского интрузива, геологическое соотношение которого с рудоносным массивом однозначно не определено; Южно-Норильская интрузия, являющаяся, по-видимому, удаленным от месторождения продолжением интрузива Норильск 1.

5.3. Апофизы Верхнеталнахского интрузива

При характеристике апофиз отдельно рассматриваются ответвления в кровле интрузии и апофизы, находящиеся за контуром основного тела. Характеристике

химического состава предшествует краткое геологическое описание типичных апофиз.

Апофизы в кровле интрузии. Первые сравнительно крупные отщепления обнаруживаются в кровле Верхнеталнахского интрузива при появлении признаков перехода основного тела к бортовым частям (нарушение дифференциации, повторение горизонтов, появление прослоев гибридных пород и др.).

В разрезе скв. КЗ-1734 в кровле Северо-Восточной ветви (при мощности основного тела около 100 м) наблюдается серия апофиз, разделенных прослоями (мощность до 3-5 м) ороговикованных пород тунгусской серии. Зона инъекций распространяется вверх на расстояние около 30 м от контакта основного тела.

Верхняя инъекция, занимающая интервал 993,1-996,5 и вверху представлена мелкозернистыми безоливиновыми габбро-долеритами офито-пойкилоофитовой структуры, внизу – оливинсодержащими и оливиновыми пойкилоофитовыми разностями. Вблизи контактов заметны крупные (до 5 мм) субизометрические вкрапленники плагиоклаза.

В интервале 997,3-1001,9 и залегает инъекция мелко-средне-зернистых оливиновых пойкилоофитовых габбро-долеритов, участками значительно измененных. Вниз по разрезу степень раскристаллизованности пород увеличивается, появляются сетчатые лейкопратизированные участки. Вверху отмечаются маломощные (несколько сантиметров) прожилки тонкозернистых долеритов. Контакты апофизы резкие, волнистые ориентированы под углом $10\text{-}20^0$.

В зоне непосредственного перехода к основному разрезу интрузии (инт.1002,0-1023,6 м) наблюдается переслаивание многочисленных долеритоподобных инъекций мощностью 10-20 см (контакты четкие под углом $30\text{-}40^0$) с альбитизированными, карбонатизированными, пиритизированными вмещающими породами тунгусской серии. В интервале 1007,8-1012,8 представлена более мощная инъекция сильно измененного оливинового габбро-долерита офито-пойкилоофитовой структуры. С глубины 1015,2 м развиты измененные долеритоподобные породы, чередующиеся с гибридными породами и прослоями роговиков. Они постепенно переходят в основное тело интрузии, начинающееся с глубины 1023,6 м.

Породы, слагающие апофизы, представлены безоливиновыми, оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами с колебаниями SiO_2 – 47,3-51,6% и MgO – 6,0-8,1%. Характерно, что количество окиси титана является близким во всех разновидностях (1,25-1,35%), то есть в безоливиновых разностях произошло снижение уровня титана, а в оливиновых – незначительное повышение.

Верхняя инъекция представлена типичными безоливиновыми разностями без заметного повышения кремнекислоты (48%) и титана (1,5%) и нормальным содержанием окиси магния – 6,5-6,8%. Нижняя инъекция по составу более основная

и, как было отмечено, дифференцирована от безоливиновых до оливиновых разностей. Количество окиси магния в последних увеличивается до 8%, кремнекислота снижается до 46,8%. Здесь выделяются также оливиновые габбро-долериты с вкрапленниками и гломероскоплениями плагиоклаза. Эти породы, которые редко встречаются в основном теле, мы называем такситовидными.

Рассматриваемые апофизы имеют следующие отклонения химического состава от пород основного тела. Содержания кальция очень изменчивы и даже снижаются ниже вариационного диапазона CaO-MgO (см. рис.21). В безоливиновых габбро-долеритах количество меди, никеля, ванадия по сравнению с основным телом одинаковое, но заметно снижается содержание кобальта, что обусловлено вторичными изменениями пород. Привлекает особое внимание значительное увеличение хрома до аномальных значений – 49-80, в 7-10 раз больших, чем количество никеля. Доля стронция повышается до 34, в то время как в безоливиновых габбро-долеритах основного тела норма стронция до 20. Количество бария в безоливиновых разностях увеличивается вверх по разрезу от 35 до 80. В оливиновых габбро-долеритах повышено количество щелочей (до 3,0-3,5%), в том числе калия до 1,2%; содержание элементов-примесей аналогично основному телу. Только в такситовидных разностях, не характерных для основного тела, наблюдается увеличение стронция до 46, бария до 60. Количество хрома в них в 3 раза больше никеля.

Следует отметить, что и в других апофизах над кровлей Верхне-талнахской интрузии наблюдалось заметное превышение содержания хрома над никелем. Например, в долерите, расположенном в 40 м от кровли Северо-Восточной ветви (скв. СВ-8 гл. 1436,6м), количество хрома составляет 50 – в 7 раз выше никеля. Долериты в кровле восточного борта (скв. КЗ-1781, гл. 1195,8; 1196,4; 1198,5) имеют содержания хрома 14-15 – в два раза выше никеля. Апофизы, развитые за контуром основного тела, по мере удаления от рудоносного интрузива уходят все более высокие стратиграфические горизонты постепенно уменьшаются в мощности и расщепляются вначале на довольно крупные, а затем все более мелкие и более частые инъекции. Апофизы Северо-Восточной ветви Верхнеталнахского интрузива, поднимаясь вверх, пересекают силлы трахидолеритов и располагаются выше их (рис.30). Наблюдаются разрезы, в которых апофизы перемежаются с сильно переработанными, с трудом узнаваемыми блоками трахидолеритов.

Проследить одну и ту же апофизу на большом протяжении не удается, так как скважины за контуром рудных тел очень редки. На рис.30 совмещены разные типы разрезов апофиз восточного борта Северо-Восточной ветви, расположенные по мере их удаления от основного тела интрузива на расстояние от 50-100 до 500 м. Здесь выделяются: 1 – дифференцированные апофизы с большим объемом лейкократового габбро, расположенные вблизи контура основного тела; 2 – апофизы

вблизи контура интрузива, характеризующиеся отсутствием лейкократового габбро; 3 – расщепленные «перистые» апофизы с дифференцированной инъекцией в основании разреза; 4 – маломощные апофизы оливинсодержащих габбро-долеритов с редкими шлирами лейкогаббро; 5 – маломощные крутовоздымающиеся апофизы оливинсодержащих габбро-долеритов без лейкократового габбро.

Аналогичные типы апофиз (типы разрезов) устанавливаются в связи с Северо-Западной ветвью Верхнеталнахского интрузива, причем здесь они уделяются на значительные расстояния (см. раздел 4.1.1.1). Так, например, дифференцированные апофизы с большим объемом лейкократового габбро развиты не только вблизи основного тела, но удаляются до 5-7 км (скв. ВС-7, ВС-30). Расщепленные «перистые» апофизы устанавливаются на расстоянии до 1,5 км (скв. СГ-23), маломощные воздымающиеся апофизы оливинсодержащих габбро-долеритов – до 2,0-2,5 км (скв. СГ-1, ЛБТ-1).

1. Дифференцированные апофизы с большим объемом лейкократового габбро. В разрезе скважина КЗ-1773 в интервале 1202-1205 м (см. рис. 30) мощность интрузивного тела достаточно велика – 73 м, но дифференциация в разрезе проявлена слабо. Не обнаруживается даже локального проявления пикритовых габбро-долеритов.

В верхней части разреза до глубины 1214 м среди мелкозернистых габбро-долеритов контактового облика наблюдаются включения лейкократового габбро в виде шлиров размером от первых сантиметров до 10-20 см. Лейкократовые блоки могут быть представлены лишь скоплениями нескольких крупных кристаллов плагиоклаза. Отмечаются также отдельные оплавленные вкрапленники размером до 2 см. Лейкогаббро сильно изменено, в нем отмечаются резко ксеноморфные лапчатые и овоидные вкрапленники сульфидов размером 10-20 мм. Состав вкрапленников существенно пирротиновый с каймами халькопирита и вторичным пиритом. Мощность пород 12 м.

Ниже по разрезу в мелкозернистом субстрате офито-пойкилоофитовой структуры выделяются более раскристаллизованные участки пегматоидного строения с ксеноморфными выделениями оливина и крупнопризматическим плагиоклазом. Наряду с ними сохраняются включения редких мелких (2-3 см) блоков лейкогаббро и отдельных разрозненных таблитчатых кристаллов плагиоклаза размером до 1 см. Мощность этого горизонта около 6,8 м.

КС-45
КЗ-1701
КЗ-1432
КЗ-1727
КЗ-1773
СФ-6
КЗ-1734
КЗ-1778
СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ИНТРУЗИВНАЯ ЧАСТЬ РАЗРЕЗА
КЗ-1415
СГ-13
КЗ-1705
КЗ-1726
ВОСТОЧНЫЙ БОРТ
ЗАПАДНЫЙ БОРТ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ К РИС. 30

Породы разреза дифференцированной интрузии:
1 – лейкогаббро; 2 – габбро-диориты; 3-15 – габбро-долериты;
3 – безоливиновые; 4 – оливинсодержащие; 5 – оливиновые;
6 – пикритовые; 7 – пикритоподобные; 8 – такситовые;
9 – такситовидные; 10 – с гломероскоплениями плагиоклаза;
11 – контактовые; 12 – гибридные; 13 – метаморфизованные;
14 – скарнированные; 15 – раздробленные; 16 – долериты;
17 – трахидолериты; 18 – вмещающие породы тунгусской серии;
19 – ороговикованные породы тунгусской серии;
20 – ороговикованные породы девона.

Ниже (интервал 1220,8 – 1225,7 м) следует прослой лейкократового габбро мощностью 4,9 м. В породе также отмечаются ксеноморфные и овальные вкрапленники сульфидов пирротинового состава с небольшой примесью халькопирита. Количество сульфидов 2-3 %.

Ниже, в переходной зоне к оливиновым габбро-долеритам (до гл. 1229 м) отмечаются редкие разрозненные шлиры лейкогаббро среди оливинсодержащих разностей. Таким образом, проявления лейкократового габбро встречаются в верхней части интрузии, составляющей почти треть разреза.

Оливиновые габбро-долериты, слагающие основной объем тела (их мощность около 40 м) имеют офито-пойкилоофитовую структуру и нередко такситовидный облик, проявляющийся с различной интенсивностью.

Развитие в верхней части разреза породы контактового облика с включениями лейкогаббро по химическому составу соответствуют оливинсодержащим габбро-долеритам верхнего такситового горизонта основного тела. В сравнении с ним можно отметить некоторое повышение окислов титана до 1,45%, алюминия до 16-17% и снижение суммы щелочей (менее 3%), из них K_2O составляет 0,4%. Отмечается незначительное повышение меди. Содержание других элементов-примесей аналогично основному телу интрузии (при отсутствии сульфидов). Количество хрома в 2 раза выше никеля.

Горизонт габбро-долеритов с участками пегматоидов включает оливинсодержащие и переходные к оливиновым разности. В сравнении с оливинсодержащими разностями основного тела, в них заметно увеличено содержание глинозема 17,1-17,7%. Количество окиси титана, суммы щелочей и окиси калия также повышено и приближается к их максимальным значениям в основном теле и бортовых частях. Содержание элементов-примесей в оливинсодержащих габбро-долеритах отвечает типичным разностям. Можно отметить несущественное повышение меди. В пегматоидных участках завышен только барий – до 35. Содержание всех других компонентов соответствует оливинсодержащим габбро-долеритам.

Состав лейкократового габбро соответствует вариациям типичных разновидностей в основном теле. В связи с присутствием сульфидов повышены содержания меди до 83, никеля до 30.

Состав типичных оливиновых габбро-долеритов соответствует норме, а в переходных оливиновых – оливинсодержащих разностях завышаются значения титана до 1,66% (против 1,35 в основном теле). При отсутствии серы содержания меди, никеля, а также других элементов-примесей аналогичны основному телу. С появлением серы более 0,3% количество меди и никеля повышается, но в меньшем масштабе, чем в основном теле. Например, при 0,4% серя никель равен 22, а в основном теле при таком же уровне серы никель дает аномальные содержания –

более 60. аномальные содержания никеля (74) в апофизах отмечаются при 0.66% серы.

2. Апофизы вблизи контура основного тела, характеризующиеся отсутствием лейкократового габбро. По скв. СВ-6 наблюдаются две крупные апофизы в интервале 1308,0–1344,3 м и 1351,1–1368,4 м, разделенные прослоем метаморфических полевошпатовых пород. Верхнее тело мощностью 36,3 м представлено преимущественно породами пойкилоофитовой структуры: вверху разреза безоливиновыми габбро-долеритами со шлирами призматическизернистых пегматоидов, сменяющихся оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами, а вблизи низшего контакта – такситовидными разностями. В последних наблюдаются округлые миндалинки, выполненные поздними продуктами (хлоритом, амфиболом) и пиритом. Сульфидная вкрапленность приурочена к низам разреза в виде редких ксеноморфных (5-7 мм) вкрапленников халькопирит-пирротинового состава.

Нижняя апофиза, имеющая мощность 17,3 м, также сложена оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами пойкилоофитовой структуры, которые, по сравнению с вышележащим телом, более обогащены оливином. Породы имеют слабо выраженный такситовидный облик. Содержание сульфидов увеличено до 5-6%. Вкрапленность интерстиционная, каплевидная, гнездообразная халькопирит-пирротинового состава. Отмечаются прожилки пирита.

Химический состав безоливиновых габбро-долеритов отвечает аналогичным разновидностям основного тела. В оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритах количество окиси титана приближается к максимальным значениям в соответствующих дифференциатах основного тела. В оливинсодержащих разностях до максимальных значений увеличено также количество калия – 1,1%. В оливиновых габбро-долеритах отмечается незначительное снижение глинозема – 14,1% (против 14,8-18,0% в основном теле). Количество меди увеличивается вниз по разрезу от 19 до 35. Содержания никеля, кобальта и хрома отвечают их значениям в основном теле (при отсутствии сульфидов): в безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах количество никеля и кобальта не превышает 5, в оливиновых – 19 (т.е. как и в основном теле выходят за 10). Содержания хрома выше 10 появляются в оливинсодержащих разновидностях и в оливиновых достигает 60, причем в тех и других хрома в 3 раза больше никеля. Закономерно снизу вверх по разрезу возрастают содержания бария от 3 до 35.

Аналогичное строение разреза имеют апофизы от восточного борта Северо-Западной ветви, наблюдающиеся в разрезе скв. КЗ-1680. Две раскрепощенные апофизы прослеживаются в отложениях мантуровской свиты среднего девона. Верхнее тело, мощность 20,1 м (интервал 1795,0-1815,1 м) сложено

оливинсодержащими габбро-долеритами офитовой структуры; нижнее мощностью 13,6 м (инт. 1819,7-1833,3 м) – оливинсодержащими габбро-долеритами с корродированными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза (отдельные из них достигают размеров 10 мм) и породами такситового облика с лейкократовыми шлирами, напоминающими лейкогаббро. Такситовое строение наиболее заметно проявлено в средней части. Здесь наблюдается два сульфидных прожилка (мощностью около 3 см), представленных стерильным пирротином. Мелкая ксеноморфная вкрапленность пирита отмечается в нижнем эндоконтакте апофизы.

Химический состав (том 2) оливиносодержащих разностей в верхней и нижней апофизах имеет колебания SiO_2 от 48,15-49,07% и MgO – 7,6-8,5%. Содержания титана немного больше, чем в оливинсодержащих разностях основного тела: 1,25-1,29% (против 1,0-1,2%). Содержания меди, никеля и хрома по отношению к данному уровню магния примерно в два раза ниже, чем в основном теле. Такая же закономерность проявляется и в других апофизах Верхнеталнахского интрузива.

В нижней апофизе наряду с подобными оливинсодержащими габбро-долеритами, развиваются высокоглиноземные породы, содержащие до 19,4% Al_2O_3, сопоставимые с верхними такситы. Но как всегда в апофизах, они имеют более высокие значения титана 0,7-1,0% (против 0,5-0,8), а также повышенный калий до 1,3% (против 0,8). Кроме того, они отмечаются высокой кремнекислотностью 47,4-49,4%, так как примесь лейкократового габбро здесь невелика. В такситовых разностях тоже наблюдается снижение меди, никеля и хрома по сравнению с основным телом, но основные особенности, присущие «верхним такситам» сохраняются. По сравнению с другими равномагнезиальными породами здесь всегда заметно выше медь и несколько повышен никель (сравниваются породы при содержаниях серы до 0,3%). В такситовых разностях медь составляет 30,0-71,0, никель 14,0-20,0, в то время как в оливинсодержащих габбро-долеритах содержания меди – до 20,0; никеля до 10,0.

3. расщепленные «перистые» апофизы с дифференцированной инъекцией в основании разреза. Разрез скв. КЗ-1727 находится примерно в 100-150 м за контуром основного тела. Своеобразие разреза заключается в том, что апофизы от восточного борта Северо-Восточной интрузии пересекают здесь силлы трахидолерита и образуют при этом серию расщепленных тел, разделенных реликтовыми блоками сильно переработанного трахидолерита.

Самая верхняя инъекция мощностью 3,85 м (инт. 1027,45-1031,3) расположена над силлом трахидолерита в метаморфизованных породах тунгусской серии. Она имеет резкие извилистые контакты с зонами закалки мощностью около 30 см габбро-долериты оливинсодержащие с вкрапленниками и гломероскоплениями плагиоклаза размером 5-20 мм. Встречен очень крупный

резорбированный кристалл плагиоклаза длиной до 30 мм, ориентированный под углом 30^0. Характерны темные дендритовидные выделения оливина, замещенного вторичными продуктами. У нижнего контакта с вмещающей породой располагается сульфидный прожилок мощностью 30 см (инт. 1031,3-1031,6) сложенный пирротином с примесью халькопирита и вторичным пиритом.

Ниже по разрезу залегает блок мощностью 10,8 м скарнированных выщелоченных ноздреватых аподолеритовых пород с тонкорассеянной вкрапленностью пирита. Они сменяются сильно измененными трахидолеритами. На контакте с нижележащей апофизой дифференцированной интрузии наблюдается зонка дробления, после которой следуют оливинсодержащие габбро-долериты мощностью 17,1 м (инт. 1043,0-1060,1 м). По всему разрезу апофизы чередуются участки тонкозернистого и более раскристаллизованного офитово-пойкилоофитового строения. Породы сильно изменены. Характерно присутствие ксеноморфных псевдоморфоз бовлингита по оливину. У нижнего контакта присутствует сульфидный прожилок мощностью 10 см, существенно пирротиновый с примесью халькопирита и пирита. Прожилок постепенно (через зонку густой сульфидной пропитки) сменяется сильно измененными скарнированными трахидолеритами, среди которых в инт. 1084,2-1091,6 м опять инъекция-апофиза измененного оливинсодержащего пойкилоофитового габбро-долерита. В ней также отмечается сульфидная вкрапленность пирротинового состава с пиритом. На глубине 1091,6 м апофиза по резкой границе сменяется блоком скарнированных нацело измененных трахидолеритов.

Ниже в основании этого «перистового разреза» общей мощностью около 70 м располагается апофиза дифференцированного строения мощностью 27,2 м (в инт. 1097,0-1124,2 м). Около половины разреза (до гл. 1122,7 м) здесь занимают породы, содержащие в большом объеме включения лейкогаббро. Характерны многочисленные выделения крупнотаблитчатых зерен плагиоклаза, образующего гломероскопления, шлиры, блоки лейкогаббро, цементирующиеся мелкозернистой мелано-кратовой офитовой массой. Отмечаются миндалинки, выполненные вторичным материалом. В составе горизонта представлены мелкозернистые участки долеритового облика, не содержащие вкрапленников плагиоклаза, сильно измененные, иногда выщелоченные – ноздреватые. Редкая сульфидная вкрапленность представлена пиритом.

В инт. 1112,7-1116,0 среди пойкилоофитовых оливиновых габбро-долеритов наблюдаются секущие дайки долеритов. Наиболее мощная (20 см) в начале интервала. С глубины 1116,0 м в них снова появляются включения гломероскоплений плагиоклаза и мелких блоков лейкогаббро. Наблюдается мелкая вкрапленность пирротина и халькопирита, вниз по разрезу увеличивающаяся от 1 до 3%.

Внизу разреза, в интервале 1120,0-1122,0 выделяются горизонт такситовых габбро-долеритов. Сульфидная минерализация в нем в виде мелкой ксеноморфной вкрапленности. Количество сульфидов до 5-6%, состав халькопирит-пирротиновый. Халькопирит с пленками окисления.

У нижнего контакта около 2 м мощности разреза составляют мелкозернистые пойкилоофитовые габбро-долериты со слабовыраженной такситовидной текстурой. В них отмечается ксеноморфная, иногда изометричная вкрапленность халькопирит-пирротинового состава, встречаются вкрапленники существенно халькопиритового состава. На контакте с вмещающей породой, как и в основании выше описанных апофиз, наблюдается маломощный – 35 см сульфидный прожилок.

Химический состав пород, слагающих верхние апофизы, в основном, соответствует оливинсодержащим габбро-долеритам основного тела, но отмечаются некоторые особенности. Содержания кремнекислоты (45,8-46,9%, ,в одном анализе 48,4%) близки нижнему пределу колебаний в оливинсодержащих разностях основного тела, но количество титана на 0,1% выше. Здесь оно составляет 1,32-1,50% (против 1,10-1,35%). Сумма окислов железа незначительно повышается до 12,3-13,0% (против 9,5-12,0%). Известковистость пород ближе к нижнему пределу содержаний. В составе щелочей отмечаются повышение калия до 1,0-1,25%. Особое внимание привлекает увеличение фосфора до 0,21-0,38% (против 0,10-0,17% в основном теле). Это может быть обусловлено тем, что апофиза в данном случае располагается в теле трахидолеритов. Количество меди составляет 26-39, что типично для верхних дифференциатов интрузии. С увеличением содержания серы значения меди, а также никеля не повышается (что обусловлено развитием пиритизации). Количество никеля – менее 10, кобальта – менее 5, хрома – больше 10, что соответствует горизонту оливинсодержащих габбро-долеритов (не содержащих сульфидной вкрапленности). Повышение уровня стронция до 32-45 и бария до 40, как и фосфора, очевидно обусловлено зараженностью материалом трахидолеритов.

Реже встречаются оливиновые габбро-долериты, для которых примечательно значительное увеличение окиси титана до 1,44%, что на 0,3% больше максимальных значений в основном теле. За счет присутствия сульфидной вкрапленности количество меди возросло до 96, но содержания никеля (25) и кобальта (7) для такого уровня серя – 0,64% невелики.

Породы, слагающие дифференцированную апофизу, имеют следующие отличия от соответствующих пород основных тел интрузивов талнахского типа. В лейкократовом габбро и в такситовой породе со шлирами лейкогаббро происходит увеличение окиси титана до 0,96-1,25% (против 0,46-0,8% в основном теле). Вместе с титаном повышается фосфор. Количество калия снижается до 0,7-0,8% (против 1,2-

1,7%), хотя общая сумма щелочей не уменьшается. Содержания никеля, кобальта и хрома (при отсутствии сульфидов) заметно ниже, чем в таких же породах основного тела (хрома здесь также в 2 раза больше никеля). С появлением сульфидной вкрапленности медь, никель и кобальт увеличиваются соответственно до 72,0; 15,0 и 6,3.

Типичный разрез апофиз перистового строения с дифференцированной пластиной в основании вскрывается также на продолжении северного выступа Северо-Западной ветви по скв. СГ-23.

Отдельные инъекции имеют здесь мощность от нескольких сантиметров до 9 метров и чередуются с интервалами метаморфизованных пород мантуровской свиты мощностью 1-3 м. Нижняя апофиза (интервал 1832,3-1843,9 м) имеет несколько большую мощность (11,6 м) и отличается дифференцированным строением. Серия апофиз, чередующихся с вмещающими породами, занимает интервал разреза около 70 м.

Верхние инъекции представлены долеритами брекчиевидного облика с угловатыми или резко изогнутыми границами. В более мощных апофизах также наблюдается брекчирование у контактов. Долериты имеют порфировую и гломеропорфировую структуру. Иногда заметно увеличение количества вкрапленников к нижней части тел. Вкрапленники корродированные, в более мощных и лучше раскристаллизованных инъекциях – офито-пойкилоофитовая. У верхних контактов наблюдаются небольшие миндалекаменные зоны.

По мере приближения к дифференцированной пластине долериты образуют зону почти непрерывных инъекций, где перемежаются с ангидрит-пироксеновыми и ангидрит-форстеритовыми метасоматитами. На контакте долеритов с дифференцированным телом в них появляются участки «диоритоподобных» пород с призматическизернистой структурой, что, по-видимому, связано с эманациями нижележащей пластины.

В разрезе дифференцированной апофизы выделяются: 1 – оливиновые офито-пойкилоофитовые габбро-долериты слабовыраженной такситовидной структуры. В них наблюдаются неясно очерченные вкрапленники и гломероскопления плагиоклаза, и повышена лейкократовость основной массы породы. Мощность 5,3 м. 2 – оливинсодержащие габбро-долериты офито-пойкилоофитовой структуры с редкой гнездовидной вкрапленностью пирротина и халькопирита. Мощность 0,9 м. 3 – горизонт такситового строения приуроченный, как и в других апофизах, ближе к середине разреза. В основании его (около 10-15 см) шлир лейкократового габбро, не содержащий сульфидов. В такситах отмечается интерстиционная и ксеноморфная сульфидная укрепленность существенно пирротинового состава с небольшим количеством халькопирита. Внизу увеличивается размер вкрапленников (до 20-30 см) и количество сульфидов (от 4 до

7%). Мощность 0,7 м. 4 – офито-пойкилоофитовые оливиновые-оливинсодержащие габбро-долериты с периодически повторяющимися лейкократизированными участками, что придает горизонту такситовидный облик. Вкрапленность сульфидов интерстиционная и гнездовидная размером 5-10 мм, редко 20-30 мм, халькопирит-пирротиновая, составляет 3-4%, в такситовидных участках увеличивается до 5-7%. Мощность 3,0 м. 5 – Порода, подобная вышеописанной, но элементы такситового строения здесь исчезают, и преобладает пойкилоофитовая структура. Отмечаются редкие вкрапленники пирротина. Нижний контакт резкий, крутой под углом около 60^0. Мощность 1,4 м.

Химический состав всех рассмотренных долеритоподобных инъекций (см. том 2) соответствует оливинсодержащим разновидностям основного тела Верхнеталнахской интрузии с уровнем окиси магния 6,8-7,8%. Содержание кремнекислоты в маломощных инъекциях (0,1-1 м) составляют 46,8-47,0%, в более крупных – 46,9-48,3%. Содержания титана довольно ровные 1,3-1,4%, что на 0,1-0,2 больше, чем в типичных оливинсодержащих габбро-долеритах, и ближе к разностям, переходным от оливинсодержащих к безоливиновым. Вместе с титаном, закономерно повышены содержания фосфора. Количество других окислов отвечает средним значениям оливинсодержащих габбро-долеритов. Существенных различий по окислам в составе верхних и нижних инъекций не обнаруживается.

Содержания меди в долеритах составляют 20-30, никеля 9,6-11 (что несколько выше, чем в оливинсодержащих разностях основного тела, где содержания никеля обычно меньше 10), кобальта 4-5. содержание хрома в два раза выше никеля. Ванадий составляет 21-27; стронций в верхних инъекциях 25-26, в нижних 28-32; барий 10-25 и верхних и 30-40 в нижних.

В дифференцированной апофизе мы располагаем анализами оливинового такситовидного габбро-долерита (MgO 9,74%) и переходной оливинсодержащей – оливиновой разновидности (MgO 7,7-8%). Содержание окислов в целом аналогично соответствующим породам основного тела. Следует отметить типичное для апофиз завышение титана в оливиновом габбро-долерите – 1,43 (на 0,3% больше) и значительное снижение кальция до 6,5% (против 11). Везде несколько повышено содержание фосфора – 0,19%. В рассматриваемых породах количество никеля и особенно хрома несколько ниже, чем в основном теле Верхнеталнахской интрузии. Как отмечалось выше, это явление характерно для всех апофиз, в переходных оливинсодержащих разностях увеличивается ванадий до 21-23 (в основном теле 10-19). Содержание других элементов-примесей соответствует норме.

4. маломощные апофизы оливинсодержащих габбро-долеритов с редкими шлирами лейкогаббро. В разрезе скважины КЗ-1432 в интервале 1358,6-1376,9 м (мощность 18,3 м) представлена апофиза от восточного борта Северо-Восточной

ветви, залегающая в ороговикованных породах тунгусской серии между двумя силлами трахидолеритов. Апофиза сложена преимущественно оливинсодержащими габбро-долеритами офитовой и пойкилоофитовой структуры с характерными таблитчатыми корродированными вкрапленниками плагиоклаза размером 3-5 мм. В верхней части разреза они наблюдаются в виде отдельных кристаллов, в нижней части группируются в гломероскопления, придающие породе такситовидный облик. Примерно в середине разреза выделяются горизонт (мощностью 3,2 м), в составе которого значительный объем занимает лейкократовое габбро неоднородного строения, чередующееся с меланократовыми участками офитового, призматически-офитового, пойкилоофитового строения. В лейкогаббро отмечаются миндалинки округлой формы, выполненные хлоритом, кальцитом, пренитом. Встречаются сульфиды – в виде редких изометрических вкрапленников пирротина.

Оливинсодержащие габбро-долериты по всему разрезу имеют близкий уровень магнезиальности (7,0 – 7,7%). У верхнего контакта несколько повышается кремнекислота. Содержание всех окислов полностью соответствует аналогичной разновидности основного тела. Содержание меди в породах составляет 4-20, никеля 6-10, кобальта 2,9-4, хрома в два раза больше никеля, что полностью отвечает оливинсодержащим габбро-долеритам в основном теле. Количество ванадия, стронция и бария также не имеют отклонений.

Из горизонта лейкогаббро анализ представлен типичной высокоглиноземистой такситовой разностью. В нем повышено содержание титана до 1,37%. Из элементов-примесей, в связи с увеличением серы – 0,3%, повышено содержание никеля до 41.

В контактовых габбро-долеритах содержание серы увеличено до 0,68%, но при этом количество меди, никеля и кобальта не возросло. Очевидно, сера связана с пиритом. В этих породах высокие содержания бария – 50, что типично для верхних контактовых разностей интрузий талнахского типа.

5. Маломощные крутовоздымающиеся апофизы оливинсодержащих габбро-долеритов без лейкократового габбро. По скважинам КЗ-1701, КС-45, КС-47, по мере удаления от контура Северо-Восточной ветви апофиза прослеживается во все более высоких стратиграфических горизонтах (см. рис.30). В кровле основной апофизы наблюдаются дополнительные отщепления в виде тонких инъекций микродолеритов, вблизи которых обычно развиты зонки гибридизации. Направление контактов их обычно пологое, совпадающее со слоистостью. Но в углистых аргиллитах по скв. КЗ-1701 контакты долеритов имеют угловатую форму, повторяющую направление системы трещин.

Основная апофиза сложена оливинсодержащими габбро-долеритами, как правило, содержащими таблитчатые вкрапленники и гломероскопления оплавленного плагиоклаза. Иногда кристаллы плагиоклаза достигают очень

крупных размеров 3 и более сантиметров. Структура основной массы офитовая, участками преобладает пойкилоофитовая. У верхнего контакта, реже в середине разреза появляются зоны, содержащие мелкие миндалины, выполнение вторичными минералами. По скв. КС-47 в центральной части апофизы проявляется слабовыраженный горизонт такситовидного строения мощностью 5 м, где однородность пород нарушается образованием крупнозернистых лейкократовых участков призматически-офитовой структуры, а также мелких (1-2 см) шлировидных обособлений таблитчатого плагиоклаза, напоминающих лейкогаббро. Для разреза апофиз характерно также развитие тонких ветвящихся секущих инъекций микродолеритов.

Встречается сульфидная вкрапленность – ксеноморфная, а также в виде налетов на стенках трещин, представленная главным образом пиритом, иногда пирротином и халькопиритом. В породах нижнего эндоконтакта и зонках гибридизации, как правило, появляется более интенсивная пиритовая минерализация. В отщепленных инъекциях в кровле основной апофиз отмечается пирит – в виде тонкой вкрапленности и налетов по трещинам.

Верхние мелкие инъекции микродолеритов имеют своеобразный химический состав. Содержание кремнекислоты невелико (46,2-46,6%), хотя уровень магния изменяется от 5,3 до 8,5%. В них также выравниваются содержания окиси титана – около 1,4%, что соответствует норме в безоливиновых разностях, но заметно выше (на 0,4%), чем в оливиновых габбро-долеритах основного тела. Содержание других окислов не отклоняется от стандарта.

В этих породах отмечается повышенное содержание серы 0,49-0,69%. Количество меди также увеличено(37-46), а никель и кобальт изменяются незначительно. Хром в два раза выше никеля. Ванадий характеризуется довольно высокими значениями – 26 при 8,5% MgO и до 37 в более низкомагнезиальных породах. Такие сочетания титана и ванадия позволяют отличать подобные породы от схожих долеритов далдыканского и амбарнинского типов, где при таких значениях титана, содержания ванадия гораздо ниже.

Химический состав пород основного более мощной апофизы отвечает обычным оливинсодержащим габбро-долеритам с небольшими вариациями окислов в сторону увеличения или снижения основности. Уровень окиси магния составляет 7-8%. У верхнего контакта отмечается снижение MgO до 6,7%, кремнекислоты здесь незначительно повышается до 49,4%. Ниже по разрезу она колеблется от 46,7% до 48,4%. Количество окиси титана обычно составляет около 1,35%, но спорадически повышается до 1,49-1,53%, что на 0,1-0,2 выше аналогичных разновидностей основного тела. Общее содержание щелочей по всему разрезу повышено и колеблется от 2,4 до 3,5%, а в измененных разновидностях достигает 4,3%. Причем значения калия только в контактовых и безоливиновых разностях

достигает 0,8-1,0%, а чаще всего составляют 0,5-0,6%. Кальций обнаруживает более заметные отклонения. В контактовых разностях его содержания снижаются до 6,3%, что при данном уровне MgO (8,0%) ниже вариационного диапазона основного тела. В целом по разрезу кальций составляет 9,0-10,0%, что также несколько ниже по сравнению с типичными оливинсодержащими габбро-долеритами. Содержания фосфора в породах несколько повышены 0,15-0,28%.

Оливинсодержащие габбро-долериты имеют содержания меди 16,0-23,0, никеля до 10, кобальта до 5, хрома в два раза больше никеля, ванадия 25-27, стронция 18-31, бария 10-30, что соответствует значениям этих элементов в основном теле. В контактовых габбро-долеритах содержания элементов-примесей такие же. Но следует отметить, что в верхнем эндоконтакте значения серы довольно высокие – 0,6-1,9%, в количестве рудных компонентов не увеличилось (это говорит о наличии только пиритовой минерализации). У нижнего контакта наблюдается увеличение меди при низких значениях серы.

Маломощные удаленные апофизы, связанные с Северо-Западной ветвью, поднимающиеся в горизонты мантуровской и калергонской свит, наблюдаются по скважинам СГ-1, интервал 1918,7-1923,2 м (удаление от основного тела около 2 км) и ЛБТ-1, инт. 2031,8-2093,6 м (удаление около 2,5 км). Они представлены оливинсодержащими разностями с нормальными соотношениями окислов. Наиболее заметны колебания SiO_2 46,6-48,2% и MgO 6,9-8,3%. Содержания титана ровные 1,41-1,47%. Норме отвечают сумма железа и глинозем. По скважине ЛБТ-1 в боле удаленной и очень маломощной апофизе резко снижен CaO – 5,5% (при MgO 8,29%) и значительно повышен K_2O – 1,66%, а вместе с ним и барий – 40.

Сравнивая содержания элементов-примесей, следует отметить, что количество меди 22-33, никеля меньше 10, кобальта меньше 5, хрома больше 10 (хром в 2 раза выше никеля) довольно низкие, но они соответствуют оливинсодержащим разностям основного тела при отсутствии в породах сульфидов. Содержания серы здесь 0,06-0,12. Другие элементы-примеси также отвечают норме.

Подробно рассмотрев строение типовых разрезов, апофиз над кровлей и за контуром основного тела Верхнеталнахской интрузии, отметим следующие их особенности.

Апофизы в кровле интрузии появляются в ее прибортовых частях, одновременно с нарушением дифференциации в основном теле. Апофизы представлены безоливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами, для которых характерно «выравненное» содержание TiO_2 (1,25-1,35%) – более низкое по сравнению с безоливиновыми и более высокое по сравнению с оливинсодержащими габбро-долеритами основного тела. Характерной

особенностью безоливиновых габбро-долеритов является весьма значительное (в 7-10 раз) преобладание хрома над никелем.

Ближайшие из апофиз, расположенные за контуром основного тела, представлены широким спектром дифференциатов, среди которых отсутствуют только пикритовые и нижние такситовые габбро-долериты. Большой объем занимает лейкогаббро, содержание которого резко снижается в расщепленных апофизах даже вблизи контура интрузии, где расщепленные тела имеют еще достаточно большую мощность (до 30 м). При этом выделения лейкогаббро приурочены только к нижней апофизе. По мере удаления от основного тела лейкогаббро встречается все реже и нередко заменяется габбровидными лейкократовыми шлирами (такситовые габбро-долериты, аналогичные верхнему такситовому горизонту). Такие апофизы не следует путать с описанной ниже (раздел 4.1.2.1.4) «Габбровой» интрузией, которая, имея значительный объем лейкогаббро, характеризуется своеобразными особенностями состава. Удаленные апофизы с лейкогаббро (см. раздел 4.1.1), например вскрытая скважинами ВС-7, ВС-30, вероятно, принадлежит к типу «Габбровой» интрузии и, как указывал А.П.Лихачев (1965), представляют раннюю субфазу внедрения.

Лейкогаббро ближайших апофиз отличаются от соответствующих пород основного тела большим размахом содержаний окислов алюминия, железа, кальция, щелочей (табл.9). При этом в них понижается уровень K_2O до 0,67-1,45% (против 1,27-1,68% в основном теле верхнеталнахской интрузии*). Содержания кремнекислоты не имеют отклонений. Резко увеличены количества TiO_2 – 0,8-1,1% (против 0,46-0,8). Значения меди, никеля и кобальта, в виду снижения в породах количества сульфидов, уменьшаются. Также снижается и хром до 9,8-15 (против 13-100). Содержания ванадия, стронция и бария не изменяются.

В высокоглиноземистых такситовых разностях (аналоги верхних такситов) наряду с типичными составами, отмечаются случаи увеличения кремнекислоты до 49%, а также некоторые увеличения окиси титана, усиливающиеся по мере удаления от основного тела от 0,7 до 1,37% (против 0,5-0,8%). Очень большой размах колебаний наблюдается в содержании окиси кальция 5,9-15,5% (против 8,2-10,4%) и щелочей 2,5-6,5% (против 1,8-4,8%), хотя увеличение количества калия не наблюдается. Снижение известковистости и увеличение щелочности, как отмечалось выше, свойственно бортовым частям интрузии и, по-видимому, их ближайшим апофизам. Но гипертрофированное завышение этих компонентов в данном случае связано с поздними изменениями пород.

---

* В лейкогаббро Восточно-Норильской интрузии встречаются весьма низкие содержания K_2O – до 0,2%.

Безоливиновые габбро-долериты в апофизах, расположенных за контуром Верхнеталнахского интрузива, появляются редко и отмечаются, в основном, в ответвлениях более дифференцированного строения вблизи основного тела. Составы пород не имеют отклонения по сравнению с основным телом, более того значения всех компонентов близки к средним для этой разновидности.

Оливинсодержащие габбро-долериты являются преобладающими породами в составе апофиз, как в крупных отщеплениях вблизи основного тела, так и маломощных (содержащих и не содержащих лейкогаббро), удаленных в оливинсодержащих габбро-долеритах отмечаются стабильно повышенные значения окиси титана (1,20-1,26%), приближающиеся к верхнему пределу размаха колебаний в аналогичных породах полнодифференцированных разрезов, где колебания составляют 1,0-1,3%. Оливинсодержащие габбро-долериты верхних инъекций в разрезах «перистых» апофиз и в крутовоздымающихся маломощных апофизах, удаленных до 300-700 м, имеют более высокий уровень окиси титана 1,3-1,5%, что на 0,1-0,2 больше, чем в основном теле. В апофизах удаленных до 2-2,5 м (скв. ЛБТ-1, СГ-1) отмечаются значения TiO_2 1,4-1,47%. Вместе с увеличением титана в породах наблюдается незначительное увеличение фосфора от 0,12 до 0,28 (против 0,10-0,17).

Таблица 9

Содержания породообразующих окислов (вес.%) и элементов-примесей (10-3 вес.%) в породах основных тел, бортов и апофиз интрузивов талнахского типа

Порода	Верхние контактовые габбро-долериты				Лейкогаббро	
Количество анализов	Высококремнистые		Низкокремнистые			
	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы
	4	4	3	3	6	5
SiO_2	48,74-52,18	48,33-50,84	45,18-46,72	46,17-47,00	43,72-46,04	45,34-46,90
TiO_2	1,52-1,90	1,10-1,35	0,98-1,38	1,19-1,53	0,46-0,80	0,81-1,11
Al_2O_3	12,71-14,61	14,56-15,21	13,78-15,12	15,17-16,87	19,96-21,22	18,00-21,35
$Fe_2O_3 + FeO$	11,49-15,44	8,46-11,46	10,72-14,00	11,67-12,20	8,15-10,52	7,19-12,75
MgO	4,01-6,35	6,15-7,78	6,60-6,99	7,74-8,06	3,97-8,17	4,29-7,24
CaO	5,58-10,17	9,80-10,67	9,31-10,68	6,31-11,03	11,49-12,83	7,65-13,07
$Na_2O + K_2O$	3,07-5,74	3,25-4,08	3,37-4,69	3,19-3,4	2,15-3,52	2,80-4,45
K_2O	0,72-2,00	1,25-1,64	0,62-1,68	0,58-1,00	0,20-1,68	0,67-1,45
P_2O_5	0,17-0,31	0,17-0,27	0,15-0,22	0,14-0,27	0,10-0,16	0,08-0,19
Медь	4,0-17,0	6,2-12,0	17,0-110,0	13,0-51,0	20,0-130,0	24,0-230,0
Никель	2,6-6,3	3,0-5,6	9,0-13,0	5,5-9,6	30,0-67,0	3,0-48,0
Кобальт	2,8-5,0	2,5-4,5	5,0-9,3	3,8-4,3	1,8-7,9	2,0-6,3
Хром	7,0-11,0	7,2-13,0	15,0-32,0	16,0-45,0	13,0-100,0	9,8-15,0
Ванадий	12,0-36,0	14,0-20,0	17,0-23,0	23,0-34,0	8,0-16,0	11,0-16,0
Стронций	15,0-26,0	19,0-29,0	15,0-21,0	10,0-23,0	9,8-23,0	14,0-29,0
Барий	3,0-56,0	3,0-50,0	54,0-59,0	10,0-25,0	10,0-30,0	3,0-30,0

Продолжение табл. 9

Порода	Верхние такситовые габбро-долериты с сегрегациями хромита		Верхние такситовые габбро-долериты		Безоливиновые габбро-долериты	
	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы
Количество анализов	2	1	4	11	24	12
SiO_2	38,15-41,04	42,42	40,78-43,96	41,20-43,96	47,70-49,90	46,48-52,81
TiO_2	0,66-0,77	0,88	0,50-0,82	0,59-1,37	1,25-1,90	1,25-2,04
Al_2O_3	14,70	11,00	16,25-19,16	17,14-19,33	13,00-14,50	13,15-14,26
$Fe_2O_3 + FeO$	13,55	12,78	8,10-11,31	5,56-11,55	11,50-15,40	10,07-14,89
MgO	8,30-10,96	13,69	8,17-10,64	3,96-7,54	5,60-7,50	6,24-6,65
CaO	4,82-8,93	7,81	8,22-0,41	5,93-15,93	8,90-12,90	8,79-10,73
$Na_2O + K_2O$	3,79	2,08	1,78-4,80	2,53-6,79	2,50-4,50	2,92-5,08
K_2O	1,43	0,44	0,23-2,28	0,26-2,29	0,54-1,50	0,72-1,84
P_2O_5	0,09	0,10	0,08-0,15	0,03-0,16	0,10-0,28	0,16-0,24
Медь	130,0-1050,0	290,0	56,0-110,0	30,0-110,0	8,1-100,0	14,0-44,0
Никель	120,0-280,0	200,0	30,0-280,0	30,0-66,0	3,0-11,0	3,0-9,3
Кобальт	7,0-15,0	13,0	4,0-8,1	2,5-6,2	2,0-6,2	2,1-4,5
Хром	360,0	290,0	20,0-81,0	2,8-27,0	1,0-19,0	2,6-95,0
Ванадий	15,0-22,0	20,0	10,0-15,0	8,3-19,0	20,0-35,0	16,0-38,0
Стронций	10,0-14,0	14,0	13,0-21,0	10,0-37,0	13,0-39,0	20,0-34,0
Барий	3,0-5,0	10,0	14,0-40,0	1,0-60,0	4,0-50,0	20,0-80,0

Продолжение табл. 9

Порода	Безоливиновые оливинсодержащие габбро-долериты		Оливинсодержащие габбро-долериты		Оливинсодержащие оливиновые габбро-долериты	
	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы
Количество анализов	9	9	20	51	11	7
SiO_2	47,70-50,30	46,16-48,42	46,50-49,12	45,46-49,96	45,22-48,92	43,34-47,44
TiO_2	1,10-1,40	1,25-1,65	1,00-1,36	0,95-1,57	0,78-1,37	1,39-1,66
Al_2O_3	13,00-15,90	13,84-16,87	13,38-17,64	14,19-17,16	14,80-18,02	15,65-16,24
$Fe_2O_3 + FeO$	10,60-13,30	11,07-13,01	9,50-12,00	8,77-13,69	7,67-12,30	10,25-13,50
MgO	6,20-8,30	5,25-7,64	6,20-8,80	8,25-8,12	6,93-8,10	7,22-8,53
CaO	9,00-12,30	7,14-11,42	10,80-12,60	5,54-11,98	10,04-12,84	6,76-10,57
$Na_2O + K_2O$	2,80-4,50	2,55-5,06	2,37-3,70	2,34-6,32	2,25-4,20	2,60-4,88
K_2O	0,50-1,45	0,40-1,20	0,34-1,15	0,48-1,66	0,35-1,11	0,39-2,38
P_2O_5	0,12-0,22	0,16-0,26	0,10-0,27	0,11-0,30	0,08-0,16	0,10-0,28
Медь	14,0-56,0	12,0-56,0	10,0-89,0	8,7-140,0	9,6-190,0	25,0-740,0
Никель	3,0-14,0	4,1-20,0	6,2-43,0	4,7-20,0	5,3-77,0	2,0-200,0
Кобальт	3,0-5,2	3,6-4,6	3,0-6,8	2,7-5,5	2,8-5,8	14,0-22,0
Хром	5,4-20,0	10,0-33,0	5,4-40,0	6,9-39,0	17,0-63,0	3,1-23,0
Ванадий	16,0-38,0	18,0-33,0	13,0-24,0	7,0-28,0	13,0-28,0	15,0-22,0
Стронций	11,0-29,0	13,0-26,0	6,9-35,0	11,0-28,0	15,0-32,0	13,0-23,0
Барий	1,0-30,0	15,0-30,0	3,0-32,0	8,0-40,0	4,0-40,0	10,0-30,0

Продолжение табл. 9

Порода	Оливиновые габбро-долериты		Оливиновые такситовидные габбро-долериты		Пикритовые габбро-долериты	
	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы
Количество анализов	61	10	3	13	45	1
SiO_2	44,90-49,00	44,64-47,98	45,72-48,86	42,96-48,00	35,50-42,90	42,64
TiO_2	0,59-1,07	0,77-1,44	0,95-1,07	0,71-1,43	0,40-1,00	0,95
Al_2O_3	14,80-19,00	14,13-17,70	15,20-17,60	13,90-16,93	6,40-12,80	12,52
$Fe_2O_3 + FeO$	6,60-13,40	9,06-15,02	9,93-10,36	9,66-13,64	12,20-18,50	13,07
MgO	7,64-14,40	7,41-10,50	8,12-8,50	7,05-9,95	18,00-28,00	18,01
CaO	9,11-13,07	8,49-11,65	11,67-11,80	6,54-13,76	4,30-8,00	6,26
$Na_2O + K_2O$	1,18-3,53	2,30-4,28	2,36-2,83	2,48-3,84	0,80-2,00	1,25
K_2O	0,31-1,20	0,41-1,27	0,54-0,76	0,48-2,72	0,18-0,50	0,44
P_2O_5	0,09-0,26	0,10-0,25	0,11-0,15	0,09-0,29	0,04-0,28	0,16
Медь	8,5-1700,0	13,0-640,0	14,0-130,0	12,0-370,0	40,0-1550,0	150,0
Никель	10,0-460,0	8,0-150,0	6,2-83,0	10,0-90,0	71,0-510,0	260,0
Кобальт	3,5-17,9	2,8-7,1	4,1-7,6	2,6-10,0	8,3-37,0	16,0
Хром	23,0-270,0	14,0-110,0	18,0-180,0	5,0-23,0	68,0-1100,0	190,0
Ванадий	7,4-20,0	12,0-24,0	20,0-26,0	9,1-28,0	6,3-18,0	14,0
Стронций	7,0-27,0	12,0-42,0	10,0-29,0	12,0-51,0	3,0-14,0	12,0
Барий	1,0-40,0	3,0-30,0	8,0-100,0	10,0-40,0	1,0-60,0	10,0

Продолжение табл.9

Порода	Пикритоподобные, троктолитовые габбро-долериты		Нижние такситовые габбро-долериты (при MgO 14)		Нижние контактовые габбро-долериты	
	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы	Основное тело	Борта и апофизы
Количество анализов	61	10	3	13	45	1
SiO_2	37,60-45,0	41,86-42,42	40,38-48,42	43,34-46,96	45,82-47,32	42,18-47,92
TiO_2	0,50-1,20	0,54-0,77	0,89-1,25	0,95-1,53	0,97-1,13	0,59-1,37
Al_2O_3	9,50-13,90	13,02	14,20-16,49	13,84-16,87	14,80-15,66	13,22-15,40
$Fe_2O_3 + FeO$	12,20-15,70	13,92-14,31	9,91-16,10	10,16-13,97	12,95-12,97	13,23-15,27
MgO	14,00-18,00	14,07-14,96	8,02-12,52	7,87-9,92	7,74-9,39	6,85-11,52
CaO	8,00-9,50	9,04-9,49	9,02-11,04	6,31-12,84	10,62-11,04	8,97-10,67
$Na_2O + K_2O$	1,40-2,50	1,91-2,02	1,62-3,63	2,93-5,28	2,21-2,38	2,30-3,66
K_2O	0,20-0,90	0,41-0,67	0,27-1,00	1,10-1,79	0,38-0,46	0,94-1,25
P_2O_5	0,11-0,28	0,12-0,17	0,11-0,16	0,10-0,21	0,12-0,18	0,13-0,18
Медь	11,0-590,0	480,0-740,0	11,0-1910,0	13,0-590,0	32,0-190,0	20,0-980,0
Никель	35,0-240,0	200,0-270,0	12,0-810,0	6,9-170,0	12,0-54,0	9,6-560,0
Кобальт	7,2-17,0	16,0-18,0	5,6-29,0	3,2-13,0	4,4-8,3	4,0-25,0
Хром	68,0-1100,0	89,0-130,0	17,0-53,0	14,0-21,0	15,0-24,0	17,0-78,0
Ванадий	8,1-22,0	8,9-9,3	8,5-20,0	16,0-26,0	9,3-16,0	11,0-27,0
Стронций	3,0-15,0	20,0-23,0	14,0-34,0	10,0-30,0	17,0-19,0	18,0-28,0
Барий	3,0-10,0	3,0-5,0	10,0-30,0	8,0-40,0	10,0-20,0	10,0-40,0

Примечание: Основные тела охарактеризованы на примере Верхнеталнахского и Восточно-Норильского интрузивов, бортовые разрезы и апофизы – на примере Верхнеталнахского интрузива.

Количество щелочей также обычно приближается к верхнему пределу содержаний (см. табл. 9). Часто повышены и значения калия 1,1 – 1,6 %. Кальций в оливинсодержащих габбро-долеритах апофиз бывает значительно занижен, изменяясь от 5,5 до 12 % (против 10,8 – 12,6 %), что как уже отмечалось свойственно и другим породам апофиз.

Содержания железа варьируют более значительно, чем в основных телах – как в сторону повышения, так и понижения.

Содержания меди, никеля и кобальта соответствуют минимальным значениям их в основном теле Верхнеталнахской интрузии при отсутствии в породах серы. С появлением серы незначительно увеличивается медь (до 30-70).

Содержание хрома в оливинсодержащих габбро-долеритах апофиз в 2 раза больше никеля.

Оливиновые габбро-долериты наиболее заметно проявлены в дифференцированных апофизах вблизи контура интрузии, где они отличаются разнообразием составов. Наряду с типичными оливиновыми габбро-долеритами наблюдаются их такситовидные разновидности и породы переходного оливинового-оливинсодержащего состава. По мере удаления от основного тела (на расстояние около 400 м) оливиновые разности, включая такситовидные, исчезают. Далее в маломощных воздымающихся апофизах преобладают оливинсодержащие габбро-долериты, в небольшом объеме отмечаются переходные оливиновые-оливинсодержащие разности. В апофизах, удаленных на расстояние 2-2,5 км от Северо-Западной ветви (по скв. СГ-1, ЛБТ-3), оливиновые габбро-долериты также не встречены.

Все разновидности оливиновых габбро-долеритов апофиз отличаются повышенными значениями TiO_2 0,94-1,5%, чаще всего 1,3-1,4%. Количество K_2O повышается лишь вблизи основного тела, где составляет 1-1,2% (против 0,3-1,2) и в дальнейшем (через 400-500 м) выравнивается до 0,46-1,0.

Содержания меди, никеля и хрома в оливиновых породах также снижаются, но количество хрома практически всегда в 2 раза больше никеля (при отсутствии серы), даже на значительном удалении (до 2,5 км). Как уже отмечалось, повышение серы здесь связано, главным образом, с пиритовой минерализацией, и количество металлом в апофизах за контуром основных тел очень редко достигает аномальных значений.

5.6. Апофизы в северо-западном фланге Талнахского рудного узла

Скважинами ВП-102, 103, 105, 107, 108, расположенными между зонами Норильско-Хараелахского и Тангаралахсого разломов, вскрываются маломощные субпластовые тела недиференцированных габбро-долеритов и долеритов,

химический состав которых позволяет отнести их к апофизам интрузивов талнахского типа. Недостаток геологических данных не дает возможности сделать обоснованный вывод о связи этих тел с каким-либо известным интрузивом (Верхнеталнахским, Танагаралахским или Томулахским), которые удалены на расстоянии 7-10 км, 5-8 км и 3-6 км.

Мощность тел варьирует от 3 м до 22 м. Их количество в разрезах отдельных скважин меняется от 4 до 6. При сопоставлении разрезов выделяются две системы апофиз, в каждой из которых мощность тел и основность слагающих их пород имеют тенденцию увеличения к нижним стратиграфическим горизонтам. Первая система объединяет тела, залегающие в накохозской, каларгонской, фокинской свитах и в низах тунгусской серии; вторая – в разведочнинской, мантуровской и юктинской свитах.

Среди тел, относящихся к первой системе в отложениях тунгусской серии (скв. ВП-105, инт. 749,4-753,7), залегает инъекция пойкилоофитовых габбро-долеритов, среди которых отмечаются пегматоиды, характеризующиеся повышенным TiO_2 – 2,22% и низким уровнем MgO – 4,14%. При этом они показывают низкие содержания SiO_2 – 43,78%, высокий глинозем – 16,36%, ванадий – 33 и барий – 40. Эти признаки характерны для такситовидных разновидностей верхних частей разреза интрузий талнахского типа.

В фокинской свите (скв. ВП-105 инт. 888,7-892,0 и ВП-107 инт. 666,9-675,7) представлены тела габбро-долеритов, которые отвечают по составу оливиновым такситовидным разностям, встречающимся в бортах и апофизах Верхнеталнахской интрузии. При уровне MgO 7?6-9?6% в них отмечаются повышенные значения TiO_2 до 1,39%, железа – до 13,1% и снижение глинозема до 13%. Как всегда в такситовидных разностях заметно повышена сера – 0,29-0,36%, а вместе с тем медь – до 30, никель до 25 и кобальт до 7. Отмечаются повышенные для апофиз содержания хрома – до 32. Все отмеченные особенности составов свойственны только породам высокохромистых дифференцированных интрузий.

В каларгонской свите (скв. ВП-105 инт. 933,8-943,2; ВП-108 инт.352,1-369,5) апофизы, по сравнению с вышеописанными, характеризуются более высокой магнезиальностью – 8,1-9,4% и пониженной кремнекислотностью – 43,3-48,6%. По скв. ВП-105 апофиза габбро-долеритов представлена оливиновыми разностями. Верхние контактовые габбро-долериты имеют уровень MgO – 9,36%. Оливиновой разновидности соответствуют также содержания других окислов и элементов-примесей. Повышенный барий (30) свидетельствует о близости контакта. Заметим, что такая повышенная магнезиальность в Верхнеталнахской интрузии (включая апофизы) обычно наблюдается в зоне Верхнеталнахской интрузии (включая апофизы) обычно наблюдается в зоне нижнего эндоконтакта. Здесь по всему разрезу породы представлены оливиновыми габбро-долеритами. В них, как и в апофизах от

бортов Верхнеталнахской интрузии при уровне MgO 8,1-9,2% наблюдается завышение TiO_2 до 1,35, небольшое снижение CaO до 9,7% и значительное увеличение суммы щелочей – до 4,0-4,3%, количество калия изменяется от 0,5 до 1,3%.

Более кислая разновидность, имеющая состав промежуточный между безоливиновым и оливинсодержащим габбро-долеритами, встречена в апофизе, залегающей в каларгонской свиты по скв. ВП-108. Здесь также отмечается увеличение титана, щелочей, в том числе калия и снижения кальция (следует отметить, что породы изменены). Содержания элементов-примесей соответствуют данной разновидности в апофизах Верхнеталнахской интрузии.

Ниже по разрезу в отложениях накохозской свиты апофизы оливинового состава прослеживаются по скважинам ВП-105, инт. 1122,8-1129,5 м; ВП-107 инт. 922,0-931,0 м; ВП-108 инт.373,1-379,5 м и 400,6-406,4 м). Содержания в них окислов и элементов-примесей соответствуют апофизам талнахского типа: при уровне MgO 7,3-8,3% в них несколько увеличены по сравнению с основными телами содержания окиси титана – 1,2-1,45% и сумма щелочей – 3,8-4,9%, иногда повышен K_2O до 2,1%, часто снижен CaO до 7,9-9,3%. Из элементов-примесей можно отметить повышение бария до 30-60 (в породах с высоким калием). Как было отмечено ранее, в апофизах от борта Верхнеталнахской интрузии, по сравнению с основным телом, заметно снижение содержания никеля и хрома. При этом сохраняется соотношение: количество хрома в оливиновых габбро-долеритах в 2 раза и более выше никеля (при низкой сере). В рассматриваемых оливиновых породах также снижены содержания никеля – 8,7-13,0 и хрома 11,0-15,0. Но количество хрома незначительно (менее чем в 2 раза) превышает никель. Возможно, это объясняется большой удаленностью апофиз от основного тела интрузии. При наличии сульфидной вкрапленности содержания меди в характеризуемых породах увеличиваются до 39-104, никеля до 26-45, кобальта до 5-7. Хром при этом составляет 10.

Из числа апофиз второй системы, приуроченной к разведочнинской-юктинской свитам, в юктинской свите (скв. ВП-103, инт.1015,0-1020,9 м) залегает тело, сложенное породами, промежуточными между безоливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами. Химический состав типичный.

В мантуровской свите (скв.ВП-105, инт. 1359,2-1362,7 м) залегает маломощная апофиза, где подобно верхней апофизе первой системы, среди пойкилоофитовых габбро-долеритов встречены высокотитанистые (2,16% TiO_2) породы с повышенным (для такого уровня титана) глиноземом - 15,6% и магнием – 7,19%. Характерно высокое содержание суммы щелочей – 4,11% и K_2O – 1,2%, низкие значения CaO – 7,26%. Из элементов-примесей есть сведения только по никелю, кобальту и меди. Следует обратить внимание, что при низкой сере – 0,17% содержание никеля – 16,

что при данном уровне магния и титана соответствует такситовым разностям верхних частей разреза интрузий талнахского типа.

Апофизы габбро-долеритов в разведочнинской свите прослеживаются в виде 2-3 тел по скв. ВП-102, 103, 105. Верхняя инъекция сравнительно маломощная – 4,3-8,0 м, нижние – до 13-31 м. Первая представлена безоливиновыми и безоливиновыми-оливинсодержащими габбро-долеритами; последние – такими же породами переходного состава и оливинсодержащими разностями. Безоливиновые габбро-долериты по содержанию окислов отвечают типичным безоливиновым разновидностям разрезов интрузий талнахского типа. Особенности отмечаются в содержании элементов-примесей. Количество никеля в безоливиновых разностях интрузий талнахского типа не превышает (при отсутствии серы) 10, а кобальт редко достигает 5. В данном случае мы имеем повышенное содержание никеля – 14 и кобальта – 5 (при сере 0,07%). Количество меди, хрома, ванадия, стронция и бария соответствуют норме для безоливиновых пород.

Разновидность, переходная между безоливиновыми и оливинсодержащими габбро-долеритами выделяется повышенными значениями TiO_2 – 1,4-1,8%, что на 0,2-0,4% больше, чем в аналогичных породах основного разреза интрузий талнахского типа, но встречается в апофизах. Отмечаются довольно низкие содержания калия 0,35-0,44% (наряду с ними есть содержания 0,62-0,66%). В апофизах Верхнеталнахской интрузии обычно калий повышен. Содержание других окислов и микроэлементов типичны для данной разновидности. Отметим, что с увеличением серы до 0,78% количества меди, никеля и кобальта не увеличивается.

В оливинсодержащих габбро-долеритах также можно отметить повышенные количества окиси титана 1,47-1,55% (против 1,1-1,4 в дифференцированном разрезе). Для апофиз талнахского типа это норма.

Закономерное изменение химического состава при переходе от верхних к нижним телам в обеих системах апофиз позволяет предположить, что каждая из систем образована при расщеплении более крупных тел. Возможно, что та и другая система продолжает какой-либо из известных интрузивов: Верхнеталнахский, Тангаралахский или Томулахский. Об удаленности свидетельствует более значительное, чем в ближних апофизах завышение титана (на 0,2-0,4%), некоторое снижение калия и меньше, чем в ближних апофизах, превышение хрома над никелем (отношение выше 1:1, но ниже 2:1). Не исключено также, что обе описанные системы апофиз (или одна из них) относятся к самостоятельным инъекциям магматического материала и непосредственными ответвлениями крупных массивов не являются.

«Габбровая» интрузия

«Габбровая» интрузия впервые выделена нами (Федоренко и др., 1982) в восточном борту Норильско-Хараелахского разлома (к северу от Центрального грабена), где локализована в 30-90 м ниже подошвы Северо-Восточной ветви Верхнеталнахского интрузива. Типичные разрезы раскрываются скважинами СВ-8, 13, 23, 34, 39; КЗ-1416, 1552. Северным продолжением «Габбровой» интрузии является, по-видимому, интрузив, вскрытый в восточном борту разлома скважиной СВ-45 (инт. 2155,3-2161,6), где основное тело Верхнеталнахского интрузива не представлено. Сходная интрузия вскрывается в западном борту Норильско-Хараелахского разлома скважинами СГ-18 (инт. 2021,6-2049,2) и КЗ-1849 (инт.1918,3-1940,1), где залегает в 7.31 м ниже подошвы Северо-Западной ветви. Эти тела рассмотрены нами, как апофизы, продолжающие «Габбровую» интрузию.

Как к востоку, так и к западу от Норильско-Хараелахского разлома «Габбровая» интрузия залегает в отложениях зубовской-курейской свит и можно предположить, что это единое тело. Учитывая тесную пространственную связь с Верхнеталнахским интрузивом, «Габбровую» интрузию можно рассматривать как апофизу. Среди апофиз Северо-Западной и Северо-Восточной ветвей Верхнеталнахского интрузива встречаются тела с аналогичным строением, но они обычно воздымаются от основного тела в верхние стратиграфические горизонты. «Габбровая» интрузия и ее мелкие ответвления имеют постоянный горизонт локализации. Вполне вероятно, что эта интрузия является относительно самостоятельной и представляет, согласно модели А.П.Лихачева (1965), раннюю субфазу внедрения рудоносных интрузивов.

Мощность интрузии варьирует от 10 м и 50 м. Верхняя часть разрезов (1-14 м) представлена горизонтом такситового строения с преобладанием лейкогаббро. Ниже залегают оливиновые габбро-долериты: пойкилоофитовые и, нередко, такситовидные. Подробная характеристика разреза приведена в отчете В.А.Федоренко и др. (1982).

Одним из главных характерных признаков интрузии является широкое развитие лейкогаббро, которые в некоторых полных разрезах составляют около трети объема. Мелкие обособления лейкогаббро встречаются по всему разрезу. В апофизах «Габбровой» интрузии выделения лейкократового габбро могут ограничиваться небольшими шлирами, а в тонких отщепленных инъекциях наблюдаются лишь гломероскопления плагиоклаза. Химический состав типичных разновидностей лейкократового габбро свидетельствует о преобладании в них алюмосиликатов высокой основности: очень понижены содержания кремнекислоты (42-44%) и максимально увеличены количества глинозема (20-21%) при низком уровне магнезиальности пород (4-6%). Но, как правило, в лейкократовом габбро присутствуют участки меланократового состава, небольшие включения, обогащенные оливином, из-за чего в породе повышаются содержания

кремнекислоты, титана, магния, снижается глинозем. Поэтому в среднем составе лейкогаббро SiO_2 составляет 45,3%, Al_2O_3 – 19,8%, MgO – 6,8%.

Разновидности, в которых посторонние примеси в лейкогаббро составляют значительную часть, мы назвали такситовыми (аналоги верхнего такситового горизонта). В их составе сохраняются основные черты лейкогаббро, но колебания окислов более значительны: кремнезем может увеличиваться до 47,5%, титан до 1,2%, магний до 8,0%, а глинозем снижается до 17,0%. Следует отметить, что как в лейкогаббро, так и в такситовых разностях в сравнении с аналогичными породами основного тела Верхнеталнахской интрузии содержания титана поднимаются до более высоких значений, составляя 0,5-1,2% (против 0,5-0,8%), а количество калия нередко снижается до 0,3-0,7% (в Верхнеталнахской интрузии всегда выше 1%).

Эти породы (при отсутствии сульфидов) по содержанию меди 13-56, никеля 5,5-30,0, кобальта 2,0-5,0 аналогичны породам верхнего такситового горизонта Верхнеталнахской интрузии. При наличии сульфидов содержания металлов возрастают до аномальных значений, составляя для меди 85-420, никеля 110-130, кобальта 8-13. Количество хрома в данных породах варьирует в интервале 5,2-51,0 (преобладают значений 10-20). Аномальные концентрации хрома (выше 70) в «Габбровой» интрузии не встречены. В аналогичных породах Верхнеталнахской интрузии содержания хрома изменяются от 10 до 360. Из них чаще встречаются значения 30-40: аномальные значения составляют 100-360 (обычно это связано с присутствием сегрегаций хромита).

В небольшом объеме встречаются оливинсодержащие такситовидные габбро-долериты. По сравнению с типичными оливинсодержащими разновидностями, в них при повышенном содержании кремнекислоты – 48,3-49,6% несколько снижены значения титана – 0,86-1,07% и ванадия – 12-18.

Наиболее распространенными породами в разрезе «Габборовой» интрузии являются оливиновые габбро-долериты, которые могут быть очень разнообразны по составу и подразделяются на несколько разновидностей, имеющих аналоги в оливиновом и верхнем такситовом горизонте основного тела Верхнеталнахской интрузии. Количество окиси магния в них изменяется в пределах 6,6-12,8%, кремнекислоты – 43,6-47,6%, окислов титана 0,9-1,4%, глинозема 13,7-17%, кальция 7,0-11%, суммы железа 10,0-14,7%. Характерно повышенное количество щелочей 2,0-4,7%, из них K_2O составляет 0,5-2,2% (чаще 0,6-1,3). Высокие значения свойственны такситовым разностям.

Несмотря на то, что по минеральному составу породы отвечают оливиновым разностям, их химический состав существенно варьирует. Так, например, количество кальция нередко снижается до 7-8%, что характерно для такситов верхнего горизонта Верхнеталнахской интрузии, а также для пород апофиз. В то же время содержание титана во всех оливиновых разновидностях обычно повышенное до 1,2-

1,4%, что не свойственно верхним такситам, но отмечается в оливиновых габбро-долеритах апофиз. При уровне MgO 7,5-11,0% отмечаются содержания железа до 14,7%, превосходящие вариационный диапазон интрузий талнахского типа. В разрезе «Габбровой» интрузии пикритовый горизонт не развивается. Отмечаются лишь участки пикритоподобного состава, обогащенные оливином по сравнению с основной массой. Проявление их настолько локально, что в пробах они разубожены до составов обычных оливиновых разностей.

По содержаниям элементов-примесей оливиновые разности «Габбровой» интрузии, в целом, близки оливиновому горизонту Верхнеталнахской интрузии. Отличия заключаются в соотношении никеля и хрома. В Верхнеталнахской интрузии при отсутствии сульфидов содержания хрома всегда преобладают над никелем в 2-10 раз, а в бортовых частях в 2-5 раз. В апофизах талнахского типа, представленных оливиновыми разностями, количество никеля и хрома значительно ниже, чем в основном теле, но и здесь хром всегда преобладают над никелем не менее, чем в 2 раза. И только при наличии сульфидной вкрапленности (содержания серы более 0,3%) никель может преобладать над хромом. В противоположность этому, в оливиновых разностях «Габбровой» интрузии никель почти всегда преобладает над хромо или близок ему по содержанию. Лишь в нижнем контактовом габбро-долерите встречен хром – 43, в три раза больше содержания никеля – 14.

Характерной особенностью пород «Габбровой» интрузии является отсутствие аномальных содержаний хрома при аномальных значениях никеля и кобальта, в то время как во всех разновидностях пород верхнего такситового и оливинового горизонтов интрузий талнахского типа при аномальных концентрациях никеля и кобальта количество хрома тоже аномально. Эта закономерность может нарушаться только в нижнем такситовом горизонте интрузий талнахского типа.

Следует подчеркнуть, что аномальные содержания никеля 100-200 и кобальта 8-16 в оливиновых породах «Габбровой» интрузии имеют значения более высокие, чем в оливиновом горизонте Верхнеталнахской интрузии (где никель всегда ниже 100, а кобальт ниже 8). Значения, приведенные выше, свойственны только пикритовому и такситовому горизонтам рудоносных массивов.

Апофизы «Габбровой» интрузии располагаются в том же стратиграфическом горизонте (в зубовской и курейской свитах) и удалены от подошвы Северо-Западной и Северо-Восточной ветвей на 0,5-25 и более метров. Они наблюдаются в виде одиночных инъекций или 2-4 расщепленных тел мощностью 0,5-10,0 м. Тонкие инъекции представлены мелко-тонкозернистыми (до стекловатых) долеритоподобными породами с вкрапленниками и гломероскоплениями плагиоклаза, последние иногда укрупняются до шлирообразных выделений. В более мощных телах наблюдаются хорошо раскристаллизованные офитовые и пойкилоофитовые («горошчатые») оливинсодержащие и оливиновые габбро-

долериты. Встречаются такситовые разности, неоднородная структура которых обусловлена наличием шлиров лейкогаббро, а также в различной степени лейкократизированных участков. Вкрапленники плагиоклаза заметны даже в хорошо раскристаллизованных пойкилоофитовых габрро-долеритах. Химический состав пород более крупных апофиз (мощностью 8,0-10,0 м) охарактеризован по скв. СВ-39, СВ-45 и КЗ-1849. В них представлены такситовые разности (КЗ-1849), близкие по составу к лейкократовому габбро и аналогичные верхним такситам Верхнеталнахской интрузии. Они выделяются низким титаном 0,4-0,8% и высоким глиноземом 17,3-19,2. В связи с наличием сульфидов в породах отмечаются высокие содержания меди - 210-35, никеля до 110 и кобальта до 13. При этом содержания хрома остаются низкими - 12-13.

В небольшом объеме наблюдаются оливинсодержащие разности типичного состава, но с несколько пониженными значениями титана 0,86-1,07% (против 1,1-1,25). Содержание микроэлементов отвечает норме. При наличии сульфидов резко увеличивается медь – до 220, никель до 30.

Оливиновые габбро-долериты развиты в апофизах «Габбровой» интрузии наиболее широко (они преобладают в разрезе скважин СВ-45 и СВ-39). Как и в самой «Габбровой» интрузии, оливиновые разности апофиз характеризуются повышенным титаном 1,0-1,37% и особенно калием 1,4-2,7%, который часто преобладает над натрием. Это отличает их от непосредственных апофиз Верхнеталнахской интрузии. Содержания магния колеблется от 7,3 до 8,5%, содержания кальция несколько понижены (8,6-9,9%), что также характерно для апофиз. Уровень железа отклонений от фона не имеет. Количество никеля и хрома в оливиновых габбро-долеритах при низких значениях серы примерно равны, или никель незначительно преобладает. Это согласуется с рассмотренными выше особенностями «Габбровой» интрузии, но не характерно для основного тела Верхнеталнахской интрузии, где хром всегда преобладает над никелем в два раза и более.

Долеритоподобные породы апофиз с вкрапленниками и гломероскоплениями плагиоклаза имеют наиболее высокие содержания титана 1,3-1,8% (при колебаниях магния 6,5-8,2%) и калия 1,5-3,2%, который обычно преобладает над натрием. Из элементов-примесей их характеризуют высокие значения ванадия 27-36, стронция 30-78 (редко 130) и бария 30-50.

В составе интрузий во всех изученных разрезах установлены четыре группы пород: габбро-делериты (1), габбро-долериты, обогащенные $TiO2$ (2), лейкогаббро (3) и метасоматически измененные (скарнированные) породы (4), располагающиеся на контакте габбро-долеритов и лейкогаббро и предположительно развивавшиеся по лейкогаббро. Концентрации главных компонентов приведены в приложении 3 (таб. П3.2). Выделенные петрографически группы такситовых и пойкилоофитовых

габбро-долеритов (рис. 5.2.1.) близки между собой по химическому составу и отнесены к одному типу габбро-долеритов.

Доминирующими во всех разрезах являются габбро-долериты, которые обладают типичными для интрузивных пород круглогорского типа вещественными характеристиками. По петрохимическому составу они соответствуют габбро/базальтам и на диаграмме SiO2 – Na2O+K2O располагаются вдоль границы пород нормального и субщелочного ряда (рис. 5.2.2а). Повышенная суммарная щелочность (Na2O+K2O до 4%) обусловлена обогащением K2O в следствие вторичных изменений. Габбро-долериты имеют широкий диапазон содержания MgO и Mg# от 45 до 59. Содержание MgO имеет обратную корреляцию с концентрациями CaO, Al2O3, TiO2 и Fe2O3 (рис. 5.2.3). Наиболее высокая магнезиальность присуща породам разреза ПР-6. По содержанию TiO2 в диапазоне 1.0-1.7% габбро-долериты принадлежат преимущественно низкотитанистому типу (рис. 5.2.2б), и только наиболее дифференцированные разности с низким Mg# пересекают границу между породами низко- и высоко-Ti типов, что позволяет связывать накопление TiO2 с процессом фракционной кристаллизации одной исходной магмы.

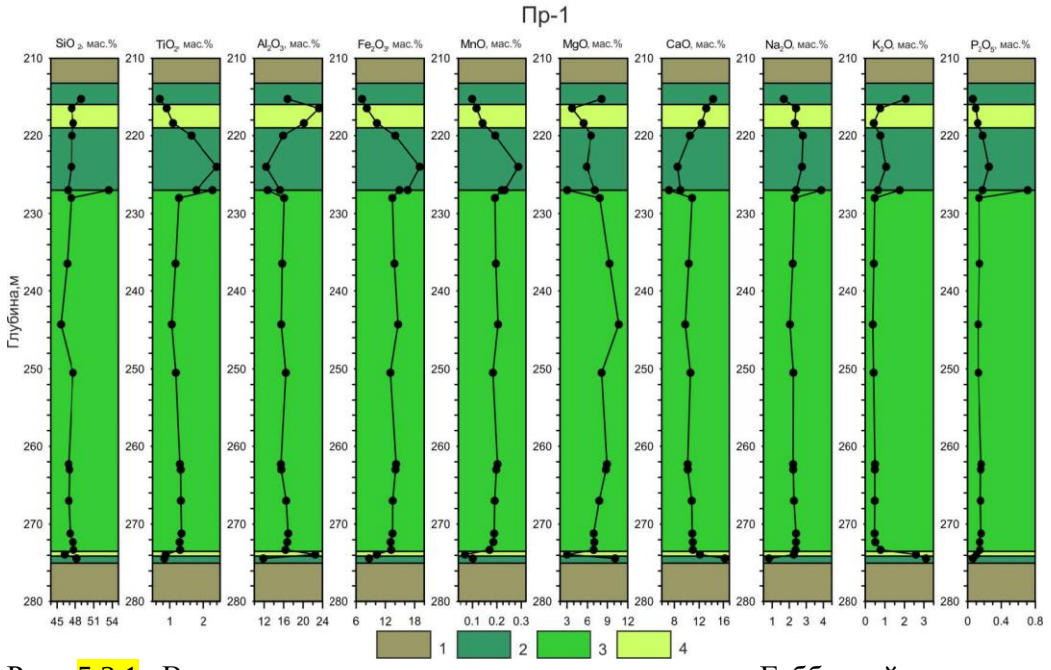


Рис. 5.2.1. Вариации главных элементов по разрезам Габбровой интрузии круглогорского типа

Рис. 5.2.1а. Скважина ПР-1. 1 – ороговикованные осадочные породы, 2 – такситовые габбро-долериты, 3 – пойилоофитовые габбро-долериты, 4 – лейкогаббро.

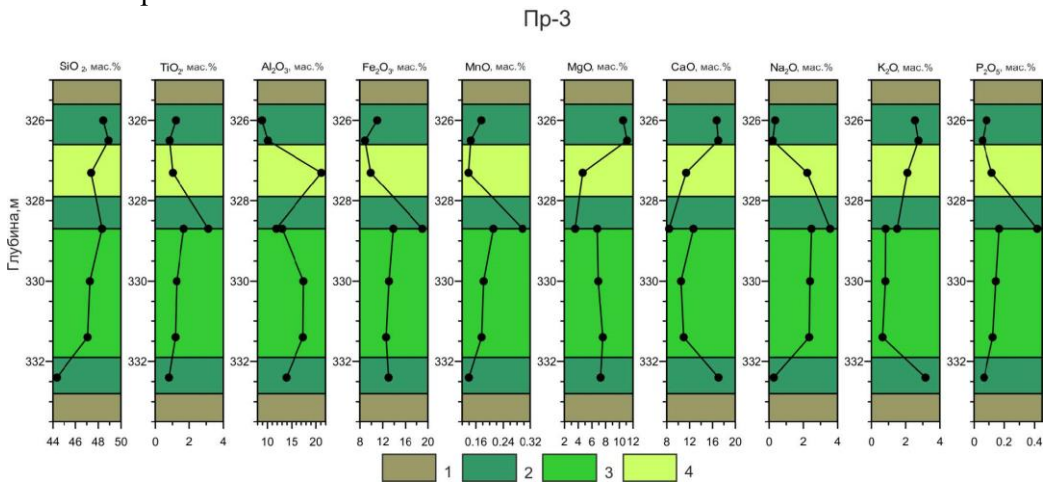


Рис. 5.2.1б. Скважина ПР-3.

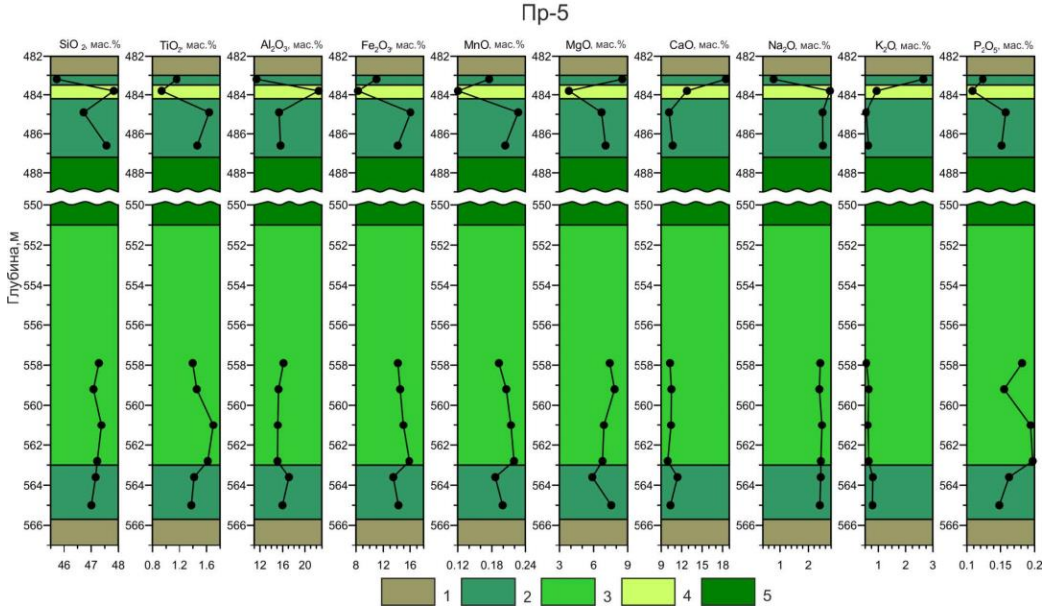


Рис. 5.2.1в. Скважина ПР-5.

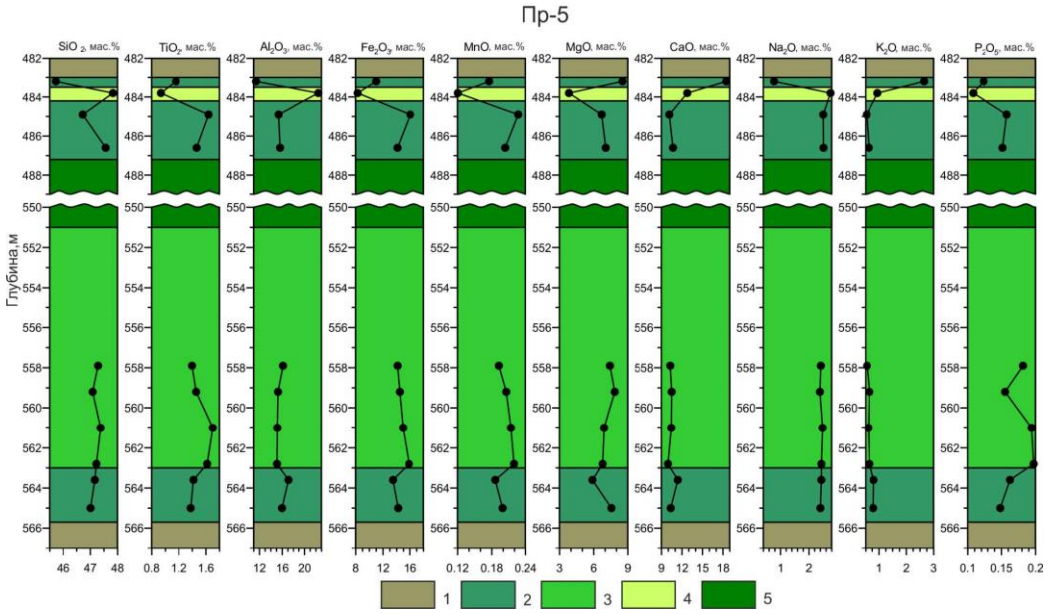


Рис. 5.2.1г. Скважина ПР-6.

Четыре образца (ПР-1/224, 227а, 227б; ПР-3/328,7а) из 60 проанализированных показали повышенные концентрации TiO2 (TiO2=1.8-3.1%) и были объединены в группу высокотитанистых габбро-долеритов. Они приурочены к нижней части верхнего такситового горизонта в разрезах по скважинам ПР-1 и ПР-3. Эти породы имеют низкий Mg# (46-27), повышенную суммарную щелочность (3.1-5.6%) и содержание Fe2O3 и P2O5 (рис. 5.2.2, 5.2.3). Все эти черты типичны для мафических пород повышенной щелочности. Можно предположить образование высоко-Ti габбро-долеритов в результате кристаллизации остаточной порции расплава, что согласуется с их низким Mg# и накоплением Fe2O3, TiO2 и P2O5.

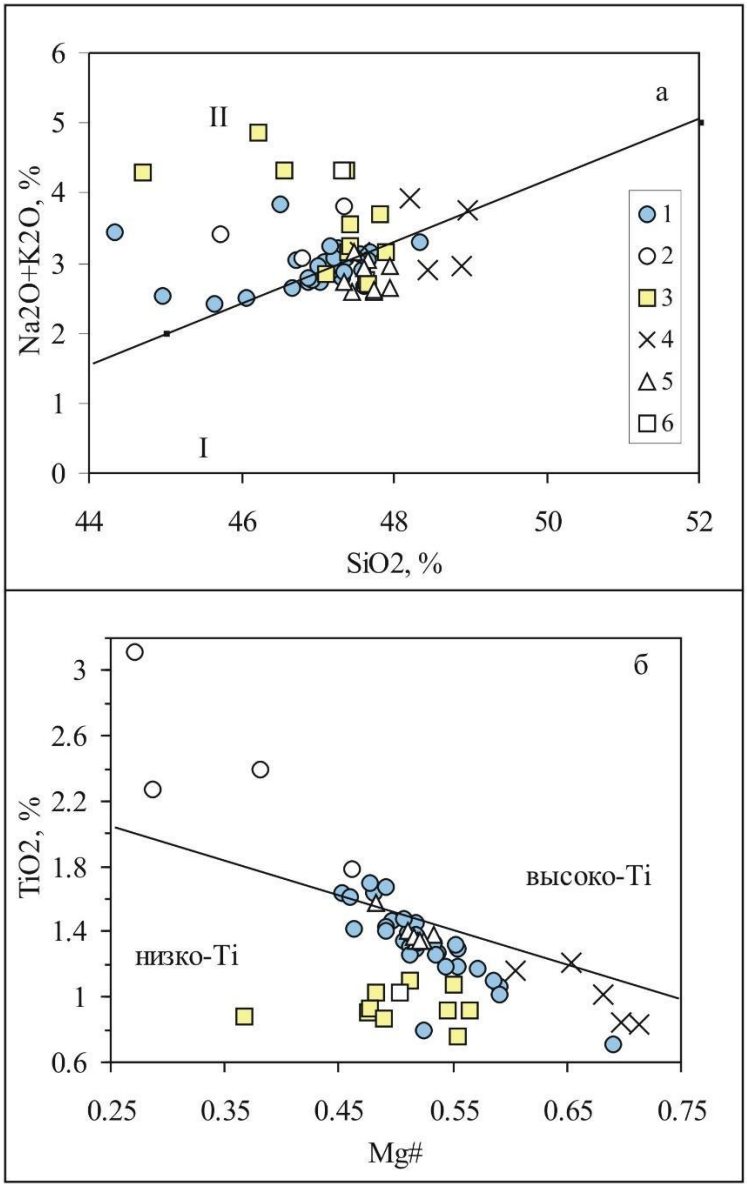


Рис. 5.2.2. Состав пород из интрузий участка Кулюмбэ на диаграммах SiO_2 – Na_2O+K_2O (а) и Mg# - TiO_2 (б).

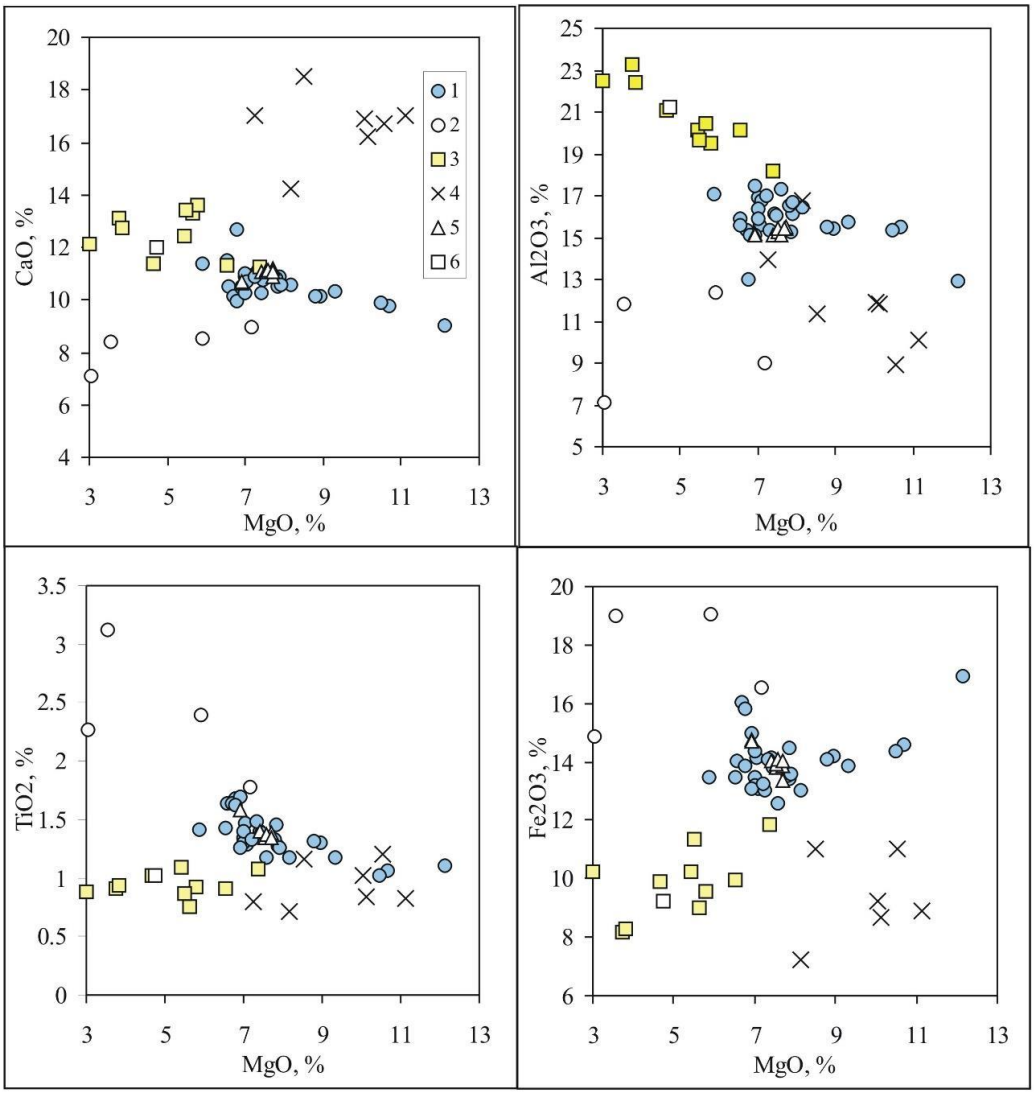


Рис. 5.2.3. Состав пород из интрузий участка Кулюмбэ на вариационных диаграммах петрогенных элементов. Условные обозначения соответствуют рис. 5.2.2.

Породы интрузий круглогорского типа: 1 – габбро-долериты, 2 – габбро-долериты, обогащенные TiO2, 3 – лейкогаббро, 4 – метасоматически измененные (скарнированные) лейкогаббро; 5-6 породы интрузий норильского типа (5 – габбро-долериты, 6 – лейкогаббро), вскрытых скважинами ПР-1 и ПР-6 (показаны для сравнения). А – поля: I - нормальной щелочности, II – субщелочное.

Третий тип пород – лейкогаббро установлен в виде маломощных прослоев во всех разрезах, наиболее широко эти породы представлены в разрезе ПР-6. Прослои лейкогаббро находятся либо внутри слоя верхних и нижних такситовых пород, либо на границе такситов и габбро-долеритов. Среди лейкогаббро доминируют породы с повышенным Na2O+K2O, что обусловлено максимальной степенью их вторичных изменений. Лейкогаббро характеризуются величинами Mg# 37-56 близкими к таковым габбро-долеритов. Для лейкогаббро наиболее отчетливо проявлена отрицательная корреляция MgO и Al2O3 и положительная MgO с Fe2O3 и TiO2. В сравнении с габбро-долеритами эти породы обеднены Fe2O3 и TiO2 (1.1-0.8%) и принадлежат к низкотитанистому типу.

Четвертый тип - это метасоматически измененные (скарнированные) породы, образованные предположительно по лейкогаббро. Они характеризуются повышенным содержанием MgO (11.1-8.5%), CaO (16.2-18.5%) и пониженным Al2O3 (8.9-11.9%) и Fe2O3 (8.7-11%) в сравнении с лейкогаббро. Характерная черта данных метасоматических пород это высокое содержание K2O (1.6-3.1%) при низком до крайне низкого Na2O (0.21-1.7%). В сочетании с низкими концентрациями TiO2 (0.7-1.2%) и P2O5 (0.06-0.12%) это позволяет предполагать, что обогащение K2O и обеднение Na2O не является первичной чертой этих пород, а обусловлено замещением исходного основного плагиоклаза и развитием биотита (?). Относительный рост MgO и CaO связан с развитием в этих породах карбонатной фазы.

Габбро-долерит, слагающие самостоятельное тела в верхней части разрезов ПР-1 и ПР-6, которые отнесены к норильскому типу, не обнаруживают значимых отличий по содержанию главных петрогенных элементов от габбро-долеритов интрузий круглогорского типа (рис. 5.2.2 и 5.2.3). Аналогично, образец лейкогаббро сопоставим с одноименными породами изученных интрузий круглогорского типа.

5.2.2. Редкоэлементный состав пород Габбровой интрузии стр. 64 Калугина

Южно-Норильская интрузия

южно-Норильская интрузия, находящаяся на южном продолжении интрузивы Норильск 1 (см. раздел 4.1.1.2), по своему строению аналогичная «Габбровой». Наиболее распространенными породами здесь являются лейкогаббро и близкие им такситовые породы, оливиновые габбро-долериты и их такситовидные разновидности. В подчиненном количестве представлены оливинсодержащие габбро-долериты. Иногда встречаются призматически-зернистые пегматоиды. По скв. ПЕ-17 отмечалось наличие пикритовых габбро-долеритов, но их анализы

(глубина 408,2; 413,8; 414,8; 416,7) отвечают составам пикритовых базальтов гудчихинской свиты, находящихся здесь в нижнем экзоконтакте.

Ввиду сходства мощностей, строения разрезов и идентичности набора дифференциатов, химический состав Южно-Норильской интрузии рассматривается в сравнении с «Габбровой».

Лейкократовые габбро Южно-Норильской интрузии по содержаниям SiO_2 44,0-47,8%, Al_2O_3 17,5-21,3%, суммы железа 7,4-11,5% аналогичны «Габбровой» интрузии. Отличия заключаются в повышенной титанистости – 0,9-1,4% (против 0,6-1,0%) и известковистости 10,0-11,5% CaO (против 7,6-8,8%). Понижены значения MgO – 3,8-6,0% (против 7,2-8,2%) и суммы щелочей 1,0-3,4% (против 4,3-5,0), в том числе калий – 0,2-0,7% (против 1,0-1,8).

Такситовые породы представляют собой лейкогаббро с другими разностями и потому сохраняют, с небольшими отклонениями основные черты химизма лейкогаббро: 45,0-47,0% SiO_2 , 1,0-1,3% TiO_2 , 17,6-18,6 Al_2O_3. По содержанию приведенных окислов такситовые породы Южно-Норильской интрузии аналогичны такситам «Габбровой», но отличаются от последних снижением MgO 5,3-6,3% (против 6,4-8,0) и суммы щелочей 2,5-3,0% (против 3,3-4,4), в том числе K_2O 0,27-0,80% (против 1,1-2,1). Повышена сумма железа 11,0-11,6 (против 9,0-9,5) и кальция – 11,0% (против 9,0-10,0).

Содержания элементов-примесей в этих разновидностях (лейкогаббро и такситовых габбро-долеритах) полностью аналогичны «Габбровой» интрузии: меди 7,6-50,0; никеля 4,5-20,0; кобальта 1,9-6,0; хрома 4,1-12,0; ванадия 9,5-26,0; стронция 10,0-40,0; бария 10,0-30,0.

Оливиновые габбро-долериты и оливиновые такситовидные разности аналогичны одноименным породам «Габбровой» интрузии по содержаниям SiO_2 (44,0-47,5%), MgO (7,5-11,0%), суммы железа (10,5-14,7), CaO (8,6-11,5%), но имеют более широкие колебания TiO_2 (1,0-1,7%) и Al_2O_3 (13,8-18,0%). Как и в других породах здесь более низкая общая щелочность 2,3-2,9% (против 2,1-4,7) и значительно меньше содержания K_2O 0,2-0,47% (против 0,43-2,6).

Содержания никеля и хрома в оливиновых и оливиновых такситовидных разностях примерно равны или никель незначительно преобладает. При низкой сере (до 0,3%) никель составляет 13,0-30,0, хром 10,0-20,0, редко до 30,0, а при повышении серы (0,36-0,58%) 19,0-30,0 и 17,0-30,0. такими же соотношениями с преобладанием никеля над хромом характеризуется и «Габбровая» интрузия.

Оливинсодержащие разности развиты в этом типе интрузий ограничено. Они имеют по сравнению с «Габбровой» более низкий уровень MgO 5,5-6,5% (против 6,6-7,1). Так и в других породах понижен калий – 0,43-0,62% (против 0,74-2,0). Содержания никеля в них иногда превышает 10,0, а хрома – всегда ниже 10,0. Кроме того, в Южно-Норильской интрузии изредка встречаются призматически-зернистые

(диоритоподобные) пегматоиды, которые, как и в других интрузиях отличаются наиболее высокими значениями TiO_2 до 2,8% и низкими Al_2O_3 13,0-14,5%. Из элементов-примесей характерны высокие содержания ванадия 25,0-42,0 и очень низкие (до 5,0) никеля и хрома.

Подводя итог, еще раз подчеркнем, что породы Южно-Норильской интрузии по сравнению с «Габбровой», как правило, имеют более высокие содержания титана, пониженные щелочи и особенно низкий калий. В отличие от «Габбровой» интрузии в Южно-Норильской не встречено аномальных содержаний меди, никеля и кобальта. Вместе с тем сохраняется их общая особенность, существенно отличающая их от полнодифференцированных интрузий – Верхнеталнахской и Восточно-Норильской, и апофиз талнахского типа – преобладание никеля над хромом. В последних хром всегда в два раза и более преобладает над никелем (сравниваются породы с одинаково низкими содержаниями серы до 0,3%).

Нерасчлененные интрузивы норильско-талнахской группы

Химический состав нерасчлененных интрузивов норильско-талнахской группы характеризуется на примере интрузий горы Малой Барьерной, горы Большой Барьерной, горы Гудчихи и Нижней Двугорбинской, которые развиты в пределах Норильского рудного узла (см. раздел 4.1.1.2).

Интрузия горы Малой Барьерной охарактеризована химическими анализами по скважинам НС-24 (мощность 172,0 м) и НС-19 (мощность 16,2 м), где представлены безоливиновые, переходные безоливиновые оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты.

Безоливиновый габбро-долерит (один анализ) имеет состав, характерный для соответствующей разновидности интрузий талнахского типа: высокий кремнезем – 50,6%, низкие Al_2O_3 – 13,9% и MgO – 5,8%. Также отвечают норме количества титана – 1,55% и суммы железа – 12,1%. Незначительно понижен кальций – 8,3% (против 8,9-12,9 в талнахском типе). Сумма щелочей – 3,9% и калий – 1,1% отвечают повышенным значениям, но укладываются в размах содержаний. Содержания микроэлементов полностью соответствуют этой разновидности.

В переходных безоливиновых-оливинсодержащих габбро-долеритах колебания содержаний окислов также соответствуют подобным породам талнахского типа. Нужно отметить, что содержания титана приближаются к верхнему пределу 1,3-1,55% (против 1,1-1,4), а частота встречаемости высоких значений суммы щелочей (3,3-3,9%) и калия (0,8-1,2%) увеличена. Содержания меди 15,0-20,0, никеля менее 10,0, кобальта – менее 5,0, хрома 23,0-36,0 (в два раза выше никеля), ванадия 26,0-34,0 и других элементов-примесей типичны для данной разновидности.

Единственный анализ оливинового габбро-долерита (при MgO 11,0%), по содержаниям окислов и элементов-примесей, в основном, соответствует норме. Можно отметить несколько повышенный калий 0,83% (против 0,45-0,7) и повышенную медь – 51,0.

Таким образом, составы пород интрузии горы Малой Барьерной показывают почти полное соответствие интрузивам талнахского типа.

Интрузия горы Большой Барьерной охарактеризована по скважинам НС-6 (мощность 69 м) и НС-73 (мощность 38 м), где представлены разновидности верхних такситов, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые габбро-долериты и породы нижнего такситового горизонта (см. том 2). Содержания большинство окислов и элементов-примесей находятся в пределах фонового диапазона интрузий талнахского типа (ближе к породам краевых разрезов и апофиз). Однако, распределение ванадия по разрезу равномерно (10-20), что свидетельствует о слабой дифференциации. В интрузиях и апофизах талнахского типа в безоливиновых габбро-долеритах при уровне TiO_2 1,66-1,91% содержания ванадия всегда выше 30. Таким образом, несмотря на большое сходство химического состава пород интрузии горы Большой Барьерной и интрузивов талнахского типа, полного подобия не устанавливается.

Интрузия горы Гудчихи охарактеризована по скважинам КЕ-4, 5, 6, 7 (мощность от 50 м до 99 м), где представлены верхние контактовые, верхние такситовые, оливинсодержащие, переходные оливинсодержащие-оливиновые, оливиновые и нижние такситовые габбро-долериты. Имеется анализ пикритоподобного габбро-долерита.

Составы пород верхней части разреза (от безоливиновых до оливиновых габбро-долеритов) укладываются в пределы соответствующих дифференциатов интрузивов талнахского типа. Незначительные отклонения сводятся к следующему.

В верхнем эндоконтакте заметно понижены содержания окиси калия 0,4-0,6% (против 0,7-2,0 в интрузиях талнахского типа) и бария – 20,0-30,0 (против 40,0-60,0). В оливиновых габбро-долеритах повышаются содержания титана 1,0-1,3% (против 0,6-1,1) и снижается стронций до 10,0-25,0 (против 16,0-32,0). В переходных оливинсодержащих-оливиновых породах заметно понижен кальций до 8,1-10,8% (против 10,0-12,4). Значения титана в них также близки к верхнему пределу (1,3-1,4%). Такие отклонения с завышением титана и снижением кальция свойственны бортовым частям и апофизам талнахского типа.

В пикритоподобном габбро-долерите (его магнезиальность 16,2%) содержания ряда компонентов выходят за пределы вариационного диапазона интрузий талнахского типа: TiO_2 1,0% (против 0,5-0,9), Al_2O_3 9,8% (против 11,2-13,0), сумма железа 16,0% (против 13,9-15,7), CaO 6,6% (против 8,0-9,5), сумма щелочей 1,3% (против 1,9-2,5). Наиболее существенное отличие заключается в том, что содержание

хрома – 18,0 находится ниже фона (см. рис.31), при этом значения никеля и кобальта соответствуют данному уровню MgO. Такие соотношения никеля, кобальта и хрома встречаются в интрузиях зубовского типа.

Нижние такситовые габбро-долериты в целом по составу соответствуют нижнему такситовому горизонту интрузий талнахского типа. Однако следует подчеркнуть, что содержания хрома в них (42,0-64,0) гораздо выше, чем в пикритоподобной разности – 18,0. А в нижних такситах интрузий талнахского типа количество хрома всегда меньше, чем в пикритовом горизонте.

Таким образом, химический состав пород интрузии горы Гудчиха обнаруживает признаки, характерные для интрузий зубовского типа.

Нижняя Двугорбинская интрузия охарактеризована по скв. Гор-26 (мощность 197 м) и КЕ-3 (мощность 295,3 м). В анализах представлены безоливиновые призматически-зернистые пегматоиды, оливинсодержащие, оливиновые (включая такситовидные), пикритовые, пикритоподобные и нижние такситовые габбро-долериты (см. том 2).

Сравнивая их с соответствующими разновидностями интрузий талнахского типа, можно заметить, что почти во всех породах несколько занижены содержания титана. Например, в оливинсодержащих разностях титан не поднимается выше 1,0% (при этом они и более кремнекислые – 48,4-48,7%, против 46,5-47,5%). В оливиновых габбро-долеритах титан составляет 0,46-0,71% (против 0,6-1,1). В сторону меньших значений сдвигается сумма щелочей и особенно снижены содержания калия – по всему разрезу чаще всего отмечаются значения 0,2-0,4%, максимум – 1,05% в пегматоидах 9в интрузиях талнахского типа колебания калия по разрезу 0,4-1,56%).

Рассматривая поведение хрома в высокомагнезиальных разностях, следует отметить, что в пикритовом габбро-долерите его содержания соответствуют вариационному диапазону интрузий талнахского типа, а в пикритоподобной разновидности (MgO 17%) количество хрома составляет 30,0, что недостаточно для талнахского типа. К этому можно добавить, что отличающиеся в отдельных анализах оливиновых габбро-долеритов содержания титана 0,46% при сумме никеля, кобальта и хрома 61,0% (кн.2, рис.7), также не характерны для интрузий талнахского типа.

Таким образом, Нижняя Двугорбинская интрузия, обнаруживая явные признаки принадлежности норильско-талнахской группе (высокие содержания хрома в пикритах при нормальном соотношении глинозема и титана), не может сопоставляться ни с талнахским, ни с зубовским типом.

Заканчивая обзор химического состава интрузивов норильско-талнахской группы в целом, отметим следующее. Интрузии талнахского и зубовского типов хорошо различаются в полных разрезах при наличии пикритовых (пикритоподобных) пород. Однако, в этом случае не менее информативны и геолого-петрографические признаки (см. раздел 4.1.1.2). О краевых разрезах и апофизах

можно лишь приблизительно говорить, что породы ближе к талнахскому или зубовскому типу.

Среди неполнодифференцированных интрузий, относимых к нерасчлененным образованиям норильско-талнахской группы, выделяются тела, породы которых обнаруживают близость (но не абсолютную аналогично) одноименным дифференциатам интрузивов талнахского или зубовского типа. Породы Нижней Двугорбинской интрузии обнаруживают отличие как от талнахского, так и от зубовского типа. В дальнейшем эту интрузию следует, по-видимому, выделить в самостоятельный тип (внутри норильско-талнахской группы).

При достигнутом уровне изученности можно уверенно определять принадлежность неполнодифференцированных или недифференцированных интрузий и апофиз к норильско-талнахской группе в целом. Однако, признаки, которые были бы свойственны только ответвлениям интрузивов талнахского типа, несущим богатые руды, не устанавливаются. Ключ к определению этих признаков может дать детальное изучение петрогеохимической зональности рудоносных интрузивов и их апофиз, что должно стать объектом дальнейшего исследования.

Рассмотрение харкеровских диаграмм позволяет учесть содержания всех главных компонентов пород, в какой-то мере увязать химический состав пород с минеральным составом и сделать некоторые заключения о петрогенезисе. При интерпретации диаграмм учитывается следующее:

- оксид магния, находящийся на оси абсцисс, в основном отображает фракционирование оливина;
- полуторaоксид алюминия связан с фракционированием плагиоклаза;
- по оксиду кальция можно приблизительно отследить фракционирование клинопироксена;
- двойной оксид титана отображает содержание остаточной фракционированной жидкости в породе, связанных с ней титаномагнетита (ильменита), иногда – титанистого клинопироксена;
- повышенные содержания SiO_2 могут свидетельствовать о контаминированности пород коровым материалом, иногда, особенно в высокомагнезиальных породах, – о наличии ортопироксена или о значительной степени плавлении ортопироксена при образовании исходной магмы;
- полуоксид калия является показателем коровой контаминации и (или) метасоматической проработки породы;
- общий оксид железа отображает железистость пород (очень важный показатель), кроме того, в отдельных случаях, по этому показателю можно отследить кристаллизацию магнетита.

В каждом отдельном случае "работают" далеко не все диаграммы, но, в принципе, полезным может быть каждый компонент, в том числе фосфор.

Из расчетных показателей, важнейшим является MgNo (магний-номер Налдретта) [коэффициент фракционирования, рассчитываемый как молекулярное отношение MgO/(MgO+FeOT)], который отображает соотношение магния и железа в породе.

Из примесных элементов для базит-ультрабазитовых пород, в первую очередь, следует использовать Cr и Ni (которые вполне надежно определяются современным XRF), вынося их содержания на харкеровские диаграммы, подобно содержаниям окислов.

5.7. Вулканические образования Норильского района

Вулканические образования Сибирской платобазальтовой провинции подразделяются на четыре геохимических типа: низкотитанистый-1 (НТ-1), низкотитанистый-2 (НТ-2), умереннотитанистый (УТ) и высокотитанистый (ВТ). Три первые типа отвечают трапповой, последний – щелочно-ультраосновной формации (Федоренко, 2003).

Наиболее наглядной для предлагаемого разделения является диаграмма Th/U – Sm/Yb (рис. 7.2А). Породы, не несущие признаков коровой контаминации, хорошо подразделяются также на изотопных диаграммах. Для неконтаминированных пород каждого геохимического типа характерно экстремальное значение какого-либо из изотопных параметров (рис. 7.2Б, В). Это означает, что перечисленные геохимические типы не могут соотноситься друг с другом через процессы последовательного плавления в мантии, фракционирования или смешения магм в коре. Каждый из типов пород должен происходить из мантийного источника, имеющего специфический состав.

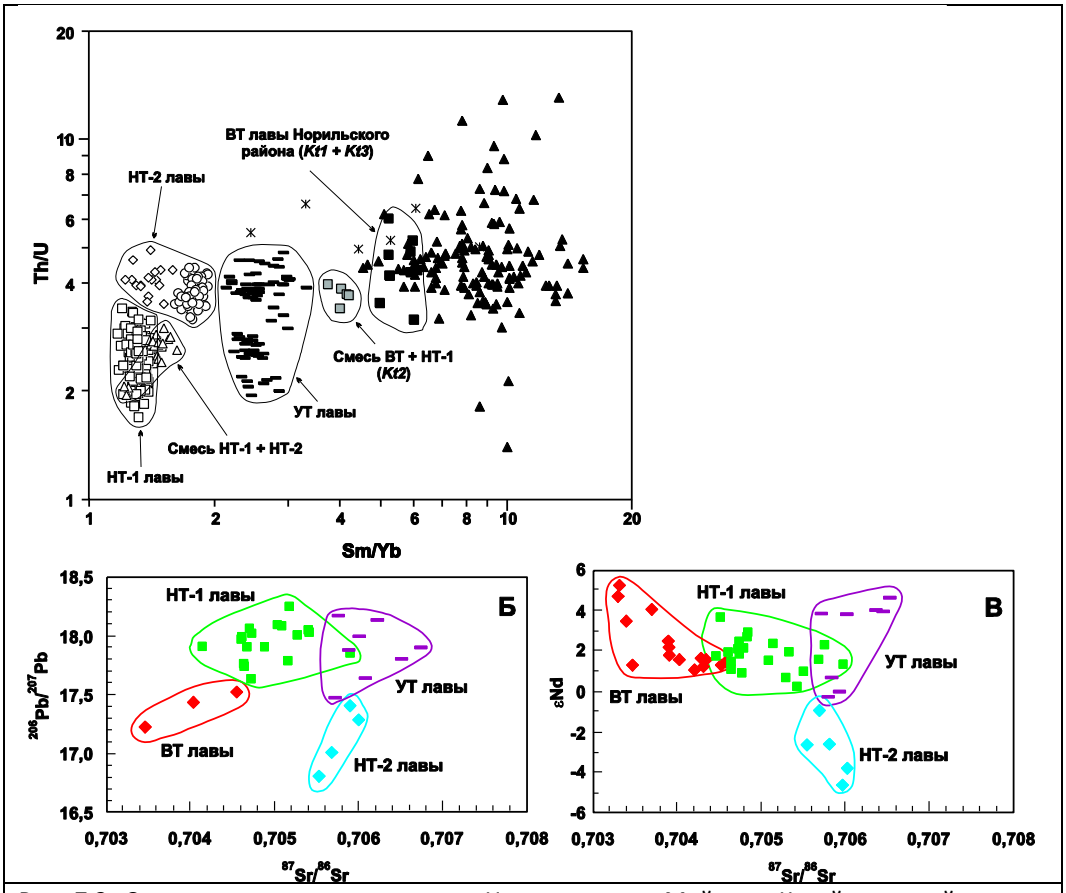


Рис. 7.2. Составы вулканических пород Норильского и Маймеча-Котуйского районов на диаграмме Th/U – Sm/Yb (А) и изотопных диаграммах (Б, В). По В.А. Федоренко (2003).

Общая мощность вулканической толщи Норильского района составляет 3500 м. В её составе выделяются 11 свит, снизу-вверх:

○ Ивакинская свита (***Iv***) общей мощностью до 475 м слагает основание вулканогенной толщи. Она образована щелочными и субщелочными лавами УТ геохимического типа. Породы свиты со стратиграфическим, а иногда угловым несогласием залегают на терригенных угленосных отложениях тунгусской свиты. В основании свиты залегают щелочные лейкотрахибазальты (***Iv***$_1$), вверх сменяющиеся субщелочными лейкобазальтами – титан-авгитовыми и пойкилоофитовыми (***Iv***$_2$), андезиновыми, лабрадоровыми и двуплагиоклазовыми (***Iv***$_3$). Изучение магнитной полярности ***Iv***$_1$ лав не производилось, но комагматичные им силлы ергалахского-1 типа (см. ниже) намагничены положительно. ***Iv***$_{2-3}$ лавы имеют отрицательную полярность (Lind et al., 1994). Породы представлены в основном субщелочными базальтами, хотя отмечаются, в меньшей степени, базальты и андезибазальты нормального ряда. Соответственно меняются и содержания как петрогенных, так и

редких элементов (рис. 5.20). Содержания кремнезема меняется от 46 до 54 мас.%. Обращает на себя внимание повышенное количество титана - во всех пробах более 2 мас.% и низкое содержание элементов группы железа, например, Cr от 3 до 180 мкг/г. Наибольшие колебания наблюдаются для подвижных элементов - Rb - 30-80, Sr - 300-1200, Ba-400-1600 мкг/г.

○ Сыверминская свита (***Sv***) мощностью 0-240 м, образованная УТ базальтами интерсертальной структуры, залегающими на вулканитах ивакинской или на отложениях тунгусской свит. Сыверминская свита и весь вышележащий разрез вулканической толщи вплоть до самоедской свиты имеет положительную магнитную полярность (Lind et al., 1994). Породы свиты в равной мере представлены субщелочными и толеитовыми (нормального ряда) базальтами (рис. 5.20б). Отмечается очень небольшое количество андезибазальтов. Соответственно породы обладают широким диапазоном содержаний некогерентных элементов Ba -130-1100, Rb - 8-92, Sr - 63-620 мкг/г, также в широких пределах меняется содержание K_2O от 0,3 до 3,5 мас.%. Содержания кремнезема достигают 54 мас.% (андезибазальты). Базальты нормального ряда (толеитовые) чаще всего приурочены к верхам разреза свиты.

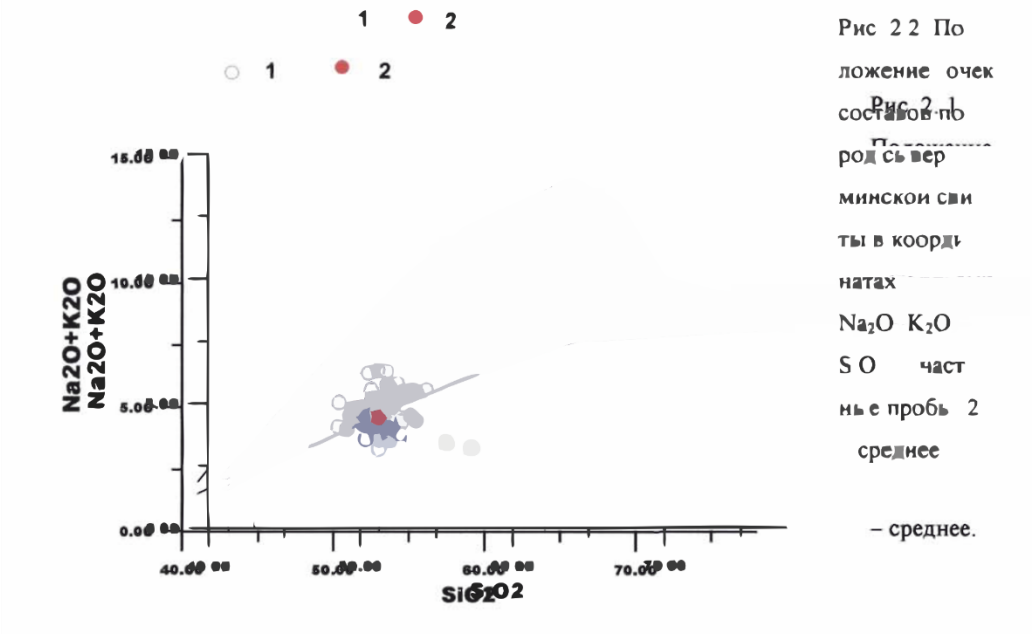


Рис. 5.20. Сравнительные составы пород вулканических серий.

○ Гудчихинская свита (***Gd***) мощностью до 180 м, тоже целиком образованная УТ породами (порфировыми и, реже, гломеропорфировыми и пойкилоофитовыми вулканитами) согласно перекрывает образования сыверминской свиты. Её нижняя

подсвита (***Gd₁***) представлена базальтами гломеропорфировой и порфировой структуры. Верхняя подсвита (***Gd₂***) сложена базальтами повышенной магнезиальности и пикробазальтами. Породы свиты обладают наибольшей изменчивостью как петрогенных, так и редких элементов. Так, содержание кремнезема меняется от 38 до 51 мас.%, MgO - от 7 до 17 мас.%, K_2O - 0,1-1,5 мас.%. Столь же значительные колебания присущи как некогерентным, так и когерентным элементам: Cr-20-1300, Rb- 1-66, Sr-20-850, Ba-30-850 мкг/г.

○ Хаканчанская свита (***Hk***), сложенная туффитом мощностью 18-25 м с включением редких потоков толеитовых базальтов, которые напоминают по составу перекрывающие туклонские или нижненадеждинские лавы. Базальтовые покровы чрезвычайно редки. Породы этой свиты залегают на базальтах гудчихинской свиты. В нашей выборке свита представлена единственным образцом обогащенного базальта нормального ряда (см. рис. 5.20 2.4).

○ Туклонская свита (***Tk***), представленная НТ-2 породами (зеленокаменными и пойкилоофито-интерсертальными базальтами), которая развита только в восточной части Норильского района. Она преимущественно образована базальтами пойкилоофитовой структуры, чередующимися с туффитами, подобными хаканчанским. Иногда в разных частях свиты встречаются от 1 до 3-х потоков мелабазальтов (до пикробазальтов) – 60–65 м. Общая мощность свиты достигает 220 м. По составу породы относятся к толеитовым (нормального ряда) и пикритовым базальтам (см. рис. 5.20). Соответственно они обладают достаточной изменчивостью: кремнезем - 45-51 мас.%, калий - 0,3-2,8 мас.%. Обращают на себя внимание низкие содержания Ti02- во всех типах пород ниже 1%. Как и в породах других свит, наибольшими вариациями обладают подвижные элементы: Rb - 1-57, Sr - 100-300 мкг/г. Из элементов группы железа больше всего изменяются концентрации хрома-300 -2000 мкг/г.

○ Надеждинская свита (***Nd***), включаетя три подсвиты. Большая часть вулканитов слагается базальтами нормального ряда (толеитовыми), но несколько более калиевыми (см. рис. 5.20рис. 2.5.). Меньшее количество пород относится к базальтам субщелочного ряда. Отдельные образцы попадают в поле андезибазальтов. Соответственно происходит изменение химического состава пород. Из петрогенных элементов самой большой изменчивостью обладает калий. Его содержания меняются от 0,11 (низкокалиевые базальты) до 2,6 мас.%, что соответствует субщелочному базальту. Такие некогерентные элементы, как Rb и Ba, также обладают большой изменчивостью концентраций (4-100 и 100-1300 мкг/г, соответственно). Нижненадеждинская (***Nd₁***) подсвита (50-260 м) и средненадеждинская (***Nd₂***) подсвита (75-260 м), представлены контаминированными базальтами НТ-2 геохимического типа. Эти породы отличаются наиболее высокими отношениями La/Sm (4–5) среди всех

низкотитанистых лав (рис. 5.21). Верхненадеждинская (***Nd*$_3$**) подсвита (25-150 м), образована гломеропорфировыми, реже порфировыми базальтами, которые, судя по совокупности геохимических и изотопных данных, представляют смесь магм НТ-2 и НТ-1 типа.

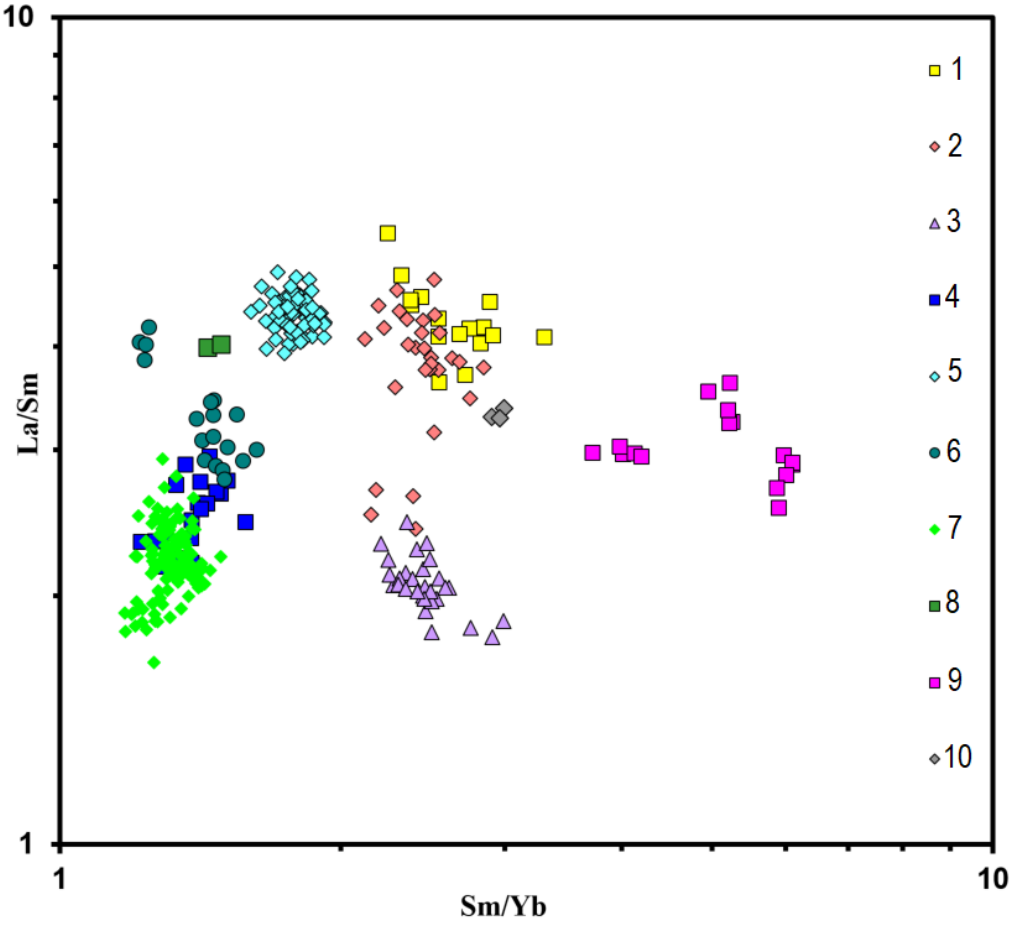


Рис. 5.21. Составы эффузивных пород Норильского района на диаграмме La/Sm – Sm/Yb. 1 – ивакинские лавы, 2 – сыверминские и нижнегудчихинские базальты, 3 – гудчихинские пикробазальты, 4 – туклонские лавы, 5 – нижне-средненадеждинские базальты, 6 – верхненадеждинские и нижнеморонговские базальты, 7 – верхнеморонговские-самоедские базальты, 8 – юряхские лейкобазальты, 9 – калтаминские анкарамиты, 10 – иконские лекобазальты.

○ Мороновская свита (***Mr***) мощностью от 300 до 700 м, разделяется на две подсвиты. Нижнеморонговская подсвита (***Mr*$_1$**), сложена базальтами, имеющими преимущественно афировую (микродолеритовую) структуру (45-150 м). Преобладающее количество проб относится к базальтам нормального ряда,

субщелочные базальты занимают подчиненное положение (см. рис. 5.20). Это, несомненно, отражается в химическом составе пород. В сравнении с выше перечисленными свитами, вулканиты этой свиты обладают достаточно монотонным составом, что, в общем, выражается в небольшой изменчивости как петрогенных, так и малых элементов. Хотя содержания подвижных элементов, таких как K, Rb и Ba меняются в достаточно широких пределах, большинство базальтов относится к низкокалиевой разновидности [] (Гладких и др., 1994) с концентрацией K_2O менее 0,3 мас.%. Как будет показано далее, субщелочные базальты занимают нижние части разреза или подошвенные части отдельных потоков. По геохимическим и изотопным характеристикам эти породы близки ***Nd*$_3$** лавам и тоже, по-видимому, образованы в результате смешения магм НТ-2 и НТ-1 типа. Верхнеморонговская подсвита (***Mr*$_2$**), представлена базальтами преимущественно пойкилоофитовой и афировой структуры (175-320 м), относящимися к НТ-1 геохимическому типу. В верхней части подсвиты иногда присутствуют своеобразные юряхские лейкобазальты и калтаминские анкарамиты.

Юряхские лейкобазальты (***Yur***), имеющие мощность до 140 м, развиты в районе озера Хантайское. Эти породы имеют среднее содержание SiO_2 = 51.2 вес.%, MgO = 3.9 вес.% и TiO_2 = 2.3 вес.%, что подобно ***Iv*$_2$** лавам. Однако, отношение Sm/Yb = 1.46 сильно отличает их от ***Iv*$_2$** пород; в ***Yur*** лейкобазальтах оно такое же низкое, как в ***Mr*$_2$*-Sm*** базальтах (см. рис. 5.21). Предполагается, что ***Yur*** лейкобазальты произошли из НТ-1 магмы, подобной ***Mr*$_2$**, в результате фракционирования и коровой контаминации (Федоренко, 1998фб).

Калтаминские анкарамиты (***Kt***), имеющие мощность до 35 м, занимают то же стратиграфическое положение, что и юряхские лавы (в верхней части ***Mr*$_2$** подсвиты), но развиты в северо-восточной части Норильского района, где обнаружены в трех изолированных местонахождениях на севере и северо-востоке Хараелахской мульды. Лавы каждого местонахождения отличаются друг от друга по составу и характеризуются нами как три отдельные группы: ***Kt1***, ***Kt2*** и ***Kt3*** (с запада на восток). ***Kt1*** (анкарамиты) и ***Kt3*** (мелаанкарамиты) имеют изотопные и геохимические характеристики, типичные для пород ВТ геохимического типа. ***Kt2*** анкарамиты (которые содержат 7.0-9.2 вес.% MgO) имеют отношение Sm/Yb = 3.7–4.2. Предполагается, что эти породы представляют смесь ВТ магмы (подобной ***Kt3***) и НТ-1 магмы, которая была контаминирована коровым материалом и испытала сегрегацию сульфидной жидкости (Федоренко, 1998ф).

Мокулаевская свита (***Mk***) мощностью 400-670 м, хараелахская свита (***Hr***) мощностью 475-600 м, кумгинская свита (***Km***) мощностью 160-210 м и самоедская свита (***Sm***) мощностью до 600 м, представленные НТ-1 базальтами порфировой, пойкилоофитовой, афировой и гломеропорфировой структуры. Породы подобны

Mr₂ лавам. Все ***Mr₂-Sm*** породы однообразны в геохимическом и изотопном отношении, хотя по разрезу наблюдаются незначительные, закономерные вариации состава. Например, содержание TiO_2 возрастает от 1,1–1,4 вес% в ***Mr₂-Mk*** и в трех нижних подсвитах ***Hr*** до 1.4-1.7 вес% в ***Hr₄-Sm***.

○ Структурно вулканиты мокулаевской свиты представлены всеми разновидностями базальтов от афировых до порфировых через гломеро- и пойкилоофитовые, которые с размывом на отложениях моронговской. По своему химическому составу (см. рис. 5.20)рис.2.7) большая часть базальтов относится к толеитовым, поэтому состав пород меняется незначительно. Наибольшие изменения составов отмечены у подвижных элементов - K, Sr, Ba. Но даже в этих случаях не наблюдается таких колебаний, как в нижележащих свитах и, естественно, наибольшие содержания присущи субщелочным породам. Среди пород разреза много низкокалиевых базальтов, в соответствии с этим и очень низки количества Rb -2-13 мкг/г.

○ Хараелахская свита мощностями от 400 до 670 м залегает на породах мокулаевской свиты. Породы представлены афировыми, порфировыми, пойкилоофитовыми и гломеропорфировыми разностями. Все вулканиты относятся к базальтам нормального ряда, большей частью низкокалиевых (см. рис. 5.20). В связи с этим они обладают малой вариабельностью как петрогенных, так и редких элементов. Хотя встречаются отдельные пробы с умеренной калиевостью - 0,52 мас.%. Этим объясняется небольшие концентрации и малая изменчивость подвижных элементов: Rb - 3-11 мкг/г; Sr - 140-200 мкг/г; Ba-60-130 мкг/г.

○ Породы кумгинской свиты мощностью 160-210 м развиты локально в пределах Хараелахской мульды и согласно перекрывают отложения хараелахской свиты. В основном это гломеропорфировые разности вулканитов. В основании свиты фиксируется туфогенный горизонт. Также как в хараелахской свите, базальты представлены в основном низкокалиевыми толеитами. Они имеют малую изменчивость петрогенных и малых элементов.

○ Самоедская свита мощностью до 700 м объединяет верхнюю часть разреза вулканогенной толщи и согласно залегает на кумгинской. Структура пород афировая, порфировая, пойкплоофитовая, реже гломеропорфпровая. В основании свиты - туфы. Они также редко встречаются в разрезе. По своему химическому составу все базальты представлены толеитовыми, в основном, низкокалиевыми с малой вариабельностью (см. рис. 5.20)рис. 2.9). Этим породы свиты очень напоминают вулканиты нижележащей кумгинской.

По содержанию петрогенных элементов отчетливо выделяются две группы пород, которые хорошо коррелируют с этапами магматизма - инициальным (рифтогенным) и конечным (внерифтовым или покровным). Несмотря на большую изменчивость составов, все точки составов изученных пород на диаграмме

щелочность - кремнекислотность располагаются в полях пород нормального и субщелочного рядов. Вулканиты нижних свит от ивакинской до надеюдинской представлены наиболее изменчивыми породами - от пикритобазальтов до субщелочных. Соответственно в них наблюдаются самые широкие вариации составов, как по петрогенным, так и по малым элементам. Это позволило отнести данный этап к инициальному (рифтогенному) [Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Кирда Н. П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика. -1999. - Т40. - №11. - С. 1575-1587]. Как и в любом правиле, здесь существуют исключения. Базальты верхних свит, в основном, являются низкокалиевыми недифференцированными толеитами и отнесятся к второму этапу - конечному (внерифтовому или покровному). Породы этого этапа наиболее широко распространены на всей территории Тунгусской синеклизы.

В двух местонахождениях на севере Хараелахской мульды в основании четвертой хараелахской подсвиты залегают 1-2 покрова лейкобазальтов мощностью до 15 м – иконские лейкобазальты (***Ik***). Породы имеют среднее содержание MgO = 3,8 вес.%, SiO_2 = 54,7 вес.%, TiO_2 = 2,3 вес.% и отношение Sm/Yb = 2,97. По своему составу они очень близки $\boldsymbol{Iv_3}$ лейкобазальтам и, возможно, представляют УТ магму.

Образования низкотитанистого-1 типа подразделяются на породы нормальной и повышенной железистости (рис. 7.3).

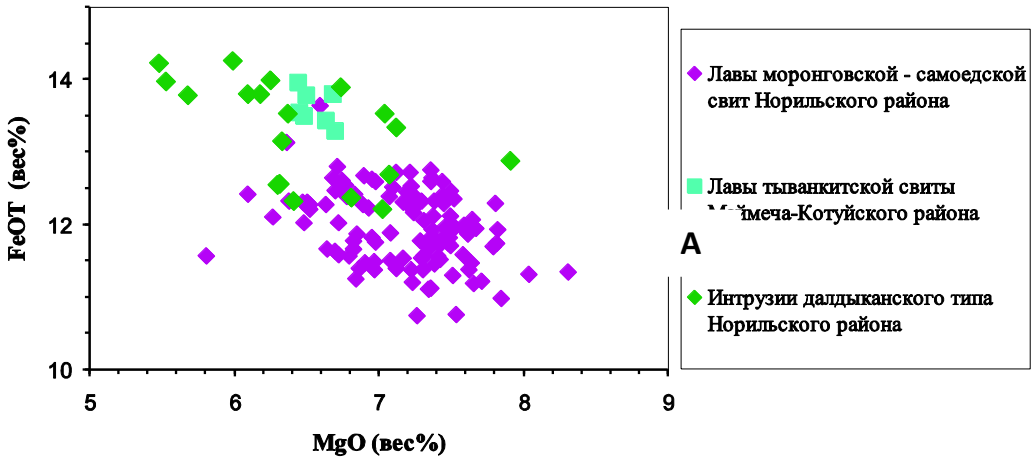


Рис. 7.3. Диаграмма FeOT – MgO, где приведены составы пород низкотитанистого-1 геохимического типа, имеющие нормальную железистость (моронговско-самоедские лавы) и повышенную железистость (тыванкитские лавы и интрузии далдыканского типа). По неопубликованным материалам В.А. Федоренко

Отношение La/Sm является индикатором корой контаминации (рис. 7.8). В разрезе выделяются два интервала отчетливо контаминированных пород – верхнеивакинские – сыверминские породы, залегающие в нижней части разреза, образованной умереннотитанистыми лавами, и надеждинская свита, образованная лавами низкотитанистого-2 типа.

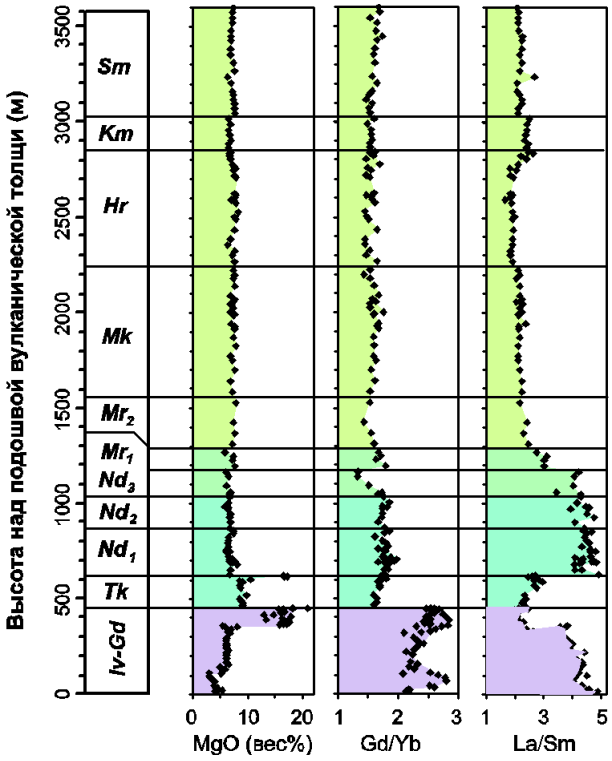


Рис 7.8. Вариации некоторых геохимических параметров в сводном разрезе вулканических образований Норильского района (по Fedorenko et al., 1996).

Нижняя часть разреза (ивакинская, сыверминская и гудчихинская свиты) сложена умереннотитанистыми породами, состав которых снизу вверх меняется от низкомагнезиальных трахибазальтов и андезибазальтов через нормальные базальты до пикробазальтов. Магнезиальность пород меняется снизу-вверх от 3–5 до 20–25 вес%. Однако, отношения Sm/Yb (также как Gd/Yb) во всех породах стабильны, составляя 2–3, что четко отличает их от пород верхней части разреза, где величина этих отношений всегда меньше 2.

Отношения Sm/Yb и Gd/Yb не зависят от фракционирования, контаминации и других процессов, происходящих при развитии мантийных магм в коре. В комагматичных образованиях эти отношения должны быть идентичны. Отношения Gd/Yb в породах интрузий норильского – нижнеталнахского типов и в гудчихинских

пикробазальтах (на рис. 7.9 они обозначены индексом ***Gd* пикр**) существенно различаются. Вулканические комагматы интрузий можно искать только среди низкотитанистых лав. На диаграмме Gd/Yb – La/Sm составы рудоносных интрузий отчасти ложатся в поле мокулаевских и верхнеморонговских базальтов, но в основном – в поле нижнеморонговских лав. Составы нижнеталнахских интрузий близки надеждинским лавам – в основном верхненадеждинским (рис 7.9).

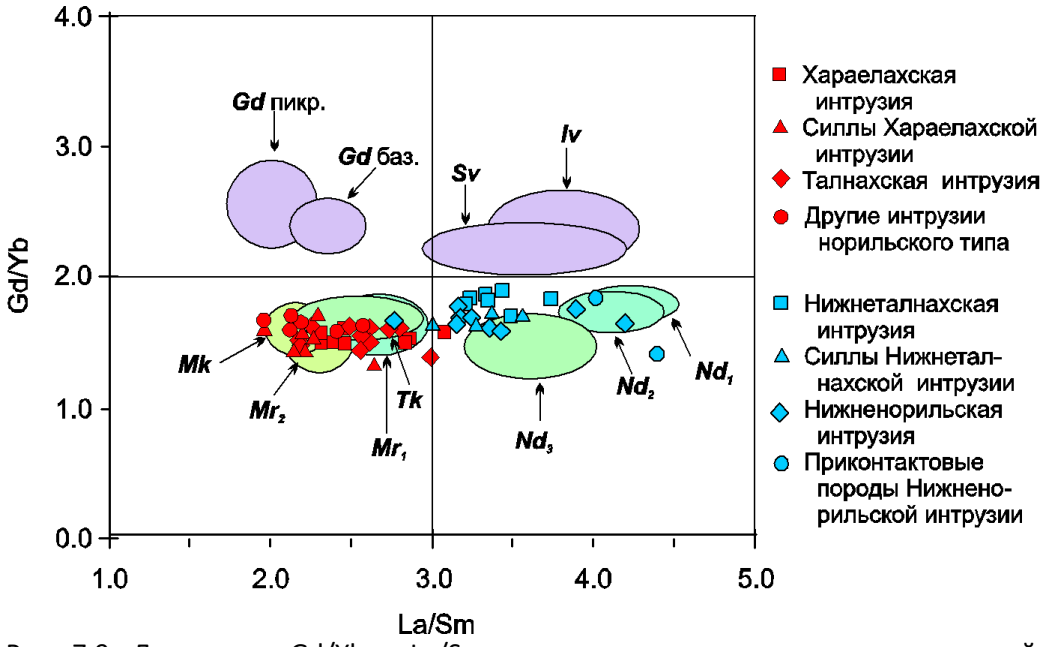


Рис. 7.9. Диаграмма Gd/Yb – La/Sm, показывающая составы пород интрузий норильского и нмжнеталнахского типов, наложенные на поля составов вулканических пород от ивакинской до мокулаевской свиты. По Naldrett et al. (1995); опубликовано в книге А.Дж Налдретта (2003).

Контаминированные лавы надеждинской свиты, имея обычную для базальтов магнезиальность, сильно обеднены медью и никелем и практически лишены Pt и Pd (рис. 7.10). Металлы, потерянные лавами, могли войти в состав Норильских руд.

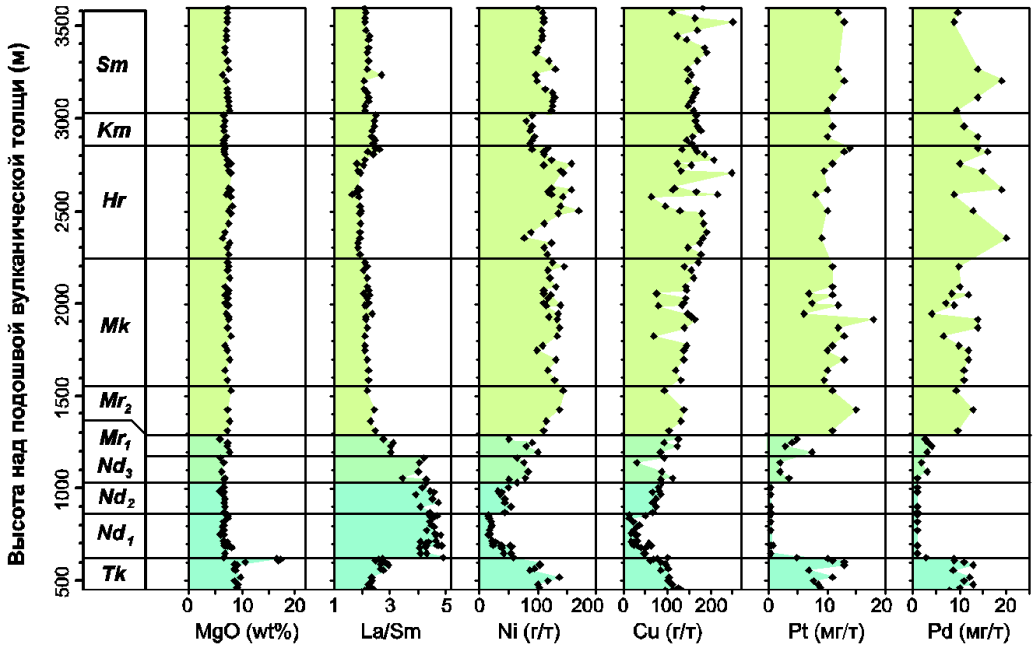


Рис. 7.10. Вариации халькофильных элементов (и некоторых других геохимических параметров) по разрезу низкотитанистых лав (от туклонской до самоедской свиты) (по Fedorenko et al., 1996).

В практическом смысле большое значение имеет разность в содержаниях прогнозируемого элемента в базальтах, не проходивших (трансканальная фация) и проходивших субвулканическую камеру (транскамерная фация) для каждого конкретного тектономагматического цикла.

Базальты, проходившие через субвулканическую камеру отличны от базальтов излившихся «напрямую» через субвертикальные трещины. Основным отличием базальтов транскамерной фации является их порфировая (плагиофировая), гломеропорфировая структура (рис. 5.1а), обусловленная присутствием крупных вкрапленников плагиоклаза размером до 5 мм, слагающих до 10-15% объема горной породы. В основной массе наблюдаются: долеритовая, микродолеритовая, пойкилоофитовая структуры. Базальты трансканальной фации имеют афировую структуру (Рис. 5.1б), лишенную вкрапленников, при этом в основной массе у них микродолеритовая и пойкилоофитовая структура, то есть такая же, как и у порфировых разностей. Кроме того, базальты транскамерной фации имеют химический состав, отвечающий магме, лишенной, в той или иной степени, твердой, ликвированной жидкой фазы.

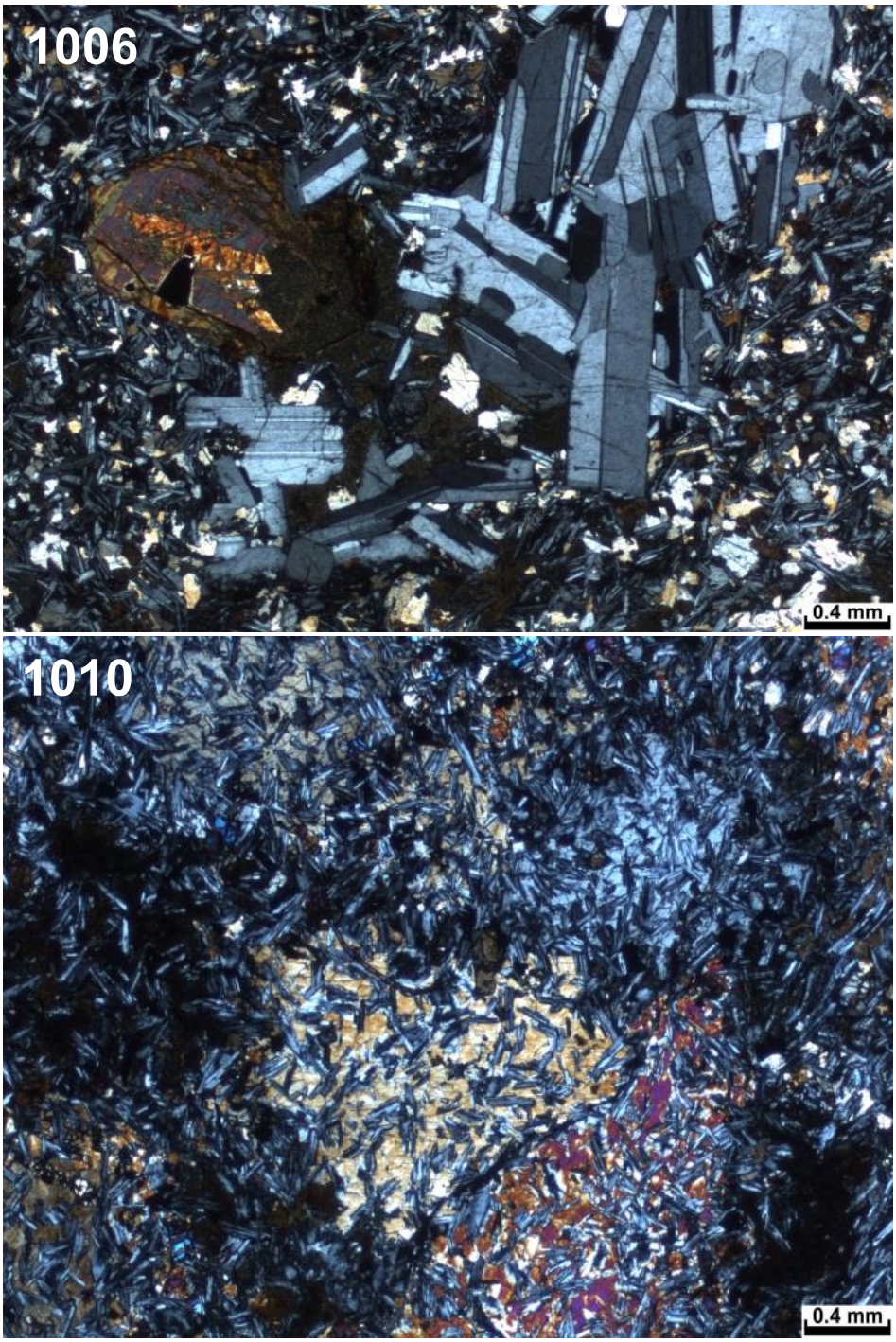


Рис. 5.1**.** 1006 - общий вид гломеропорфирового базальта - крупный плагиоклаз-биотитовый порфировый вкрапленник в плагиоклаз-клинопироксеновой основной массе. 1010 - общий вид афирового базальта – крупные изометричные зёрна

клинопироксена содержат многочисленные включения идиоморфных индивидов плагиоклаза.

В рамках модели В.А. Радько рудоносные интрузивы сопоставляются с базальтами мокулаевской свиты. Основанием является их существенно лавовый тип разреза мощностью до 610 м и отчетливая деплетированность порфировых разностей относительно афировых по Ni и Cu около 15 и 25% соответственно.

Согласно последним исследованиям (ИФЗ РАН) палео- и петромагнитных характеристик рудоносных интрузий ТРУ, НРУ и их апофиз, выяснилось, что время их формирования совпадает со временем излияния базальтов мокулаевской свиты.

Установление принадлежности рудоносных интрузий к конкретному циклу туфолавовой толщи, задача необходимая, однако в других рудных узлах в это время возможно не происходило масштабной контаминации и сульфидной ликвации. Степень проявленности данных процессов можно установить методами изотопной геохимии и анализом редкоэлементного состава пород. Результаты измерения изотопного состава гелия и аргона (отношений $^{3}He/^{4}He$, $^{40}Ar/^{36}Ar$ и др.) в норильских интрузиях однозначно свидетельствуют, что главным источником вещества палеофлюидов являются породы коры (Изотопная…,2016). В породах интрузивов несущих богатое оруденение доля мантийного гелия не превышает 5%. По этому параметру бедные интрузии существенно отличаются: в них заметно больше мантийного гелия 5-22%. Доля воздушного аргона во флюидных включениях особенно велика в богатых интрузиях: от 88% до 100%, что свидетельствует об активном участии насыщенной воздухом воды во вмещающих осадочных породах. Средние (по запасам) интрузии значимо отличаются от богатых; в них только 60-85% атмосферного аргона. Видимо, циркуляция флюидов при их формировании была менее интенсивной.

Одной из особенностей рудоносных интрузий норильского типа является изотопно-тяжелый состав серы сульфидов, это же является одним из отличительных признаков, выделяющих рудоносные интрузии из многочисленного ряда безрудных и слабооруденелых базит-гипербазитовых интрузий Норильского региона. В интрузиях несущих богатое оруденение сера изотопно тяжелая ($\delta^{34}S$ = 9-13‰ в большинстве случаев, в среднем около 11‰) и по этому параметру отвечает коровому источнику, по-видимому, осадочным ангидритам девона с величиной $\delta^{34}S$=16,5±1,5. Именно появление в расплаве дополнительного источника серы послужило причиной перехода рудогенных элементов в сульфидную форму, с последующим формированием рудных горизонтов.

Базальты, проходившие через интрузивную камеру, ассимилировавшие серу осадочных пород, должны нести в себе геохимические и изотопно-геохимические метки о минералообразующей среде.

Как известно (В.А. Федоренко, 2010) поведение Ni и Cu в силикатном процессе является противоположным. Ni накапливается в кумулусе силикатных минералов (оливин, пироксен), а Cu концентрируется в остаточном расплаве. В результате, корреляция между Ni и Cu в породах будет отрицательной (при интенсивном фракционировании) или будет отсутствовать (при незначительном фракционировании). Картина кардинально меняется, если в процессе эволюции магмы происходит сегрегация сульфида или сульфидно-силикатное взаимодействие. Степень вхождения и Ni, и Cu в сульфид очень высока, гораздо выше, чем степень вхождения Ni в минералы силикатного кумулуса. В породах, где происходило сульфидно-силикатное взаимодействие, корреляция между Ni и Cu будет положительной.

В качестве индикатора выше описанного процесса было предложено отношение Cu/Zr (Н.С. Горбачев, 2012). Cu и Zr – элементы с близкими магмафильными и контрастными халькофильными свойствами. Из-за близости магмафильных свойств при кристаллизационной дифференциации силикатной магмы, не контактирующей с сульфидным расплавом, отношение Cu/Zr изменяются незначительно. Однако в присутствии сульфидного расплава различия халькофильных свойств данных элементов приводит к уменьшению отношения Cu/Zr, в лавах из-за перераспределения Cu в сульфидный расплав.

Результаты изучения редкоэлементного состава базальтов мокулаевской свиты, отобранных в естественных обнажениях Хараелахской мульды, однозначно свидетельствуют о наличии в мокулаевское время субвулканической камеры в пределах указанной мульды. В гломеропорфировых базальтах (рис.5.2) содержание Cu варьирует в пределах 78.8-89.6 г/т, Ni – 85.8-86.6, Zr – 81.5-90.6, отношение Cu/Zr – 0.9-1.1. Тогда как в афировых базальтах Cu - 131-213 г/т, Ni – 120-126, Zr – 84.1-85.8, отношение Cu/Zr – 1.5-2.5.

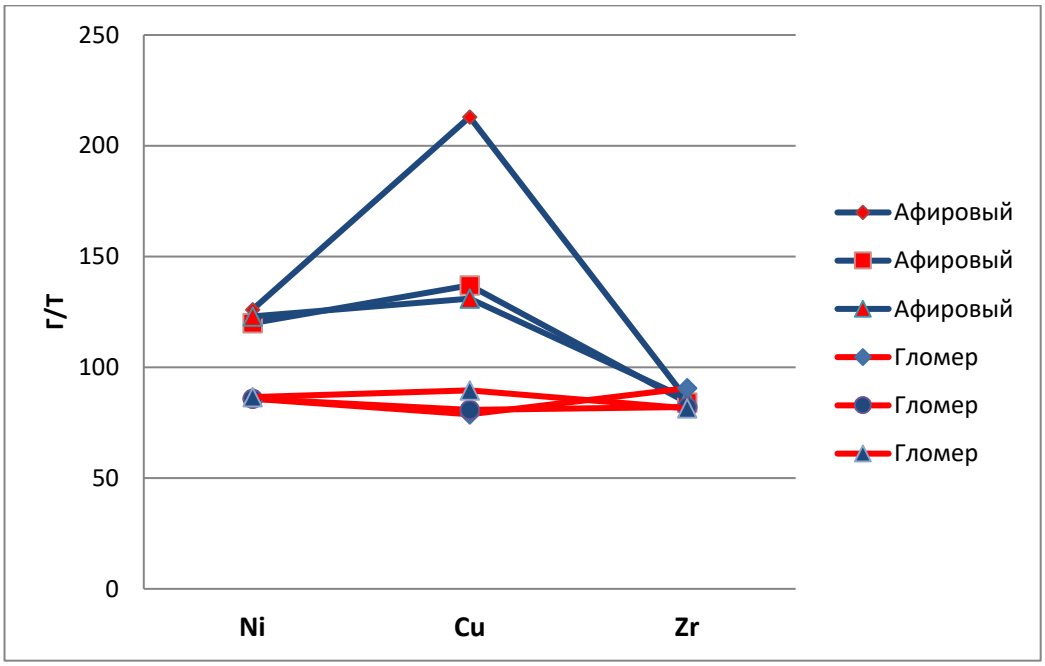


Рис. 5.2. График содержаний Ni, Cu и Zr в базальтах мокулаевской свиты (Талнахский рудный узел).

В результате исследования изотопов He и Ar в газово-жидких микровключениях в базальтах мокулаевской свиты было показано, что разделение базальтов на трансканальную и транскамерную фации излияний на основании их текстурно-структурных особенностей является правомерным, поскольку базальты с афировой и гломеропорфировой структурой контрастно различаются между собой по изотопному составу гелия и аргона. Проба 1006 представлена гломеропорфировым базальтом, вкрапленников плагиоклаза 5-10%, проба 1017 гломеропорфировый базальт, вкрапленников плагиоклаза около 3%, проба 1010 пойкилоофитовый, афировый базальт.

В пробе 1010 доля мантийного гелия 11.9%, а доля атмосферного аргона 62.4% (табл. 5.1), ранее подобные значения были выявлены в интрузивах, несущих убогое оруденение: Боотанкагская, Тулай-Кирякская. В пробе 1010 определены максимальные содержания Ni–126 г/т и Cu–213. В пробе 1017 доля мантийного гелия составляет 10.8%, атмосферного аргона 75.6, содержание Ni–113, Cu–133. В пробе 1006 доля мантийного гелия составляет 6.2%, а доля атмосферного аргона 86.7%, при этом в данной пробе определены минимальные содержания Ni–85.9 и Cu–78.8. На рисунке 5.3 видно, что значения изотопного состава гелия и аргона в

пробе 1006 максимально приближены к полю значений ранее выявленных в интрузивах с богатым оруденением.

Таблица 5.1

Характеристика базальтов мокулаевской свиты

№ пробы	Co ppm	Ni ppm	Cu ppm	Zr ppm	He_m/He(%)	Ar_a/Ar(%)
1010 афировый базальт	52.2	126	213	85.5	11.9	62.4
1017 гломеропорфировый	48.9	113	133	90.3	10.8	75.6
1006 гломеропорфировый	48.3	85.9	78.8	90.6	6.2	86.7

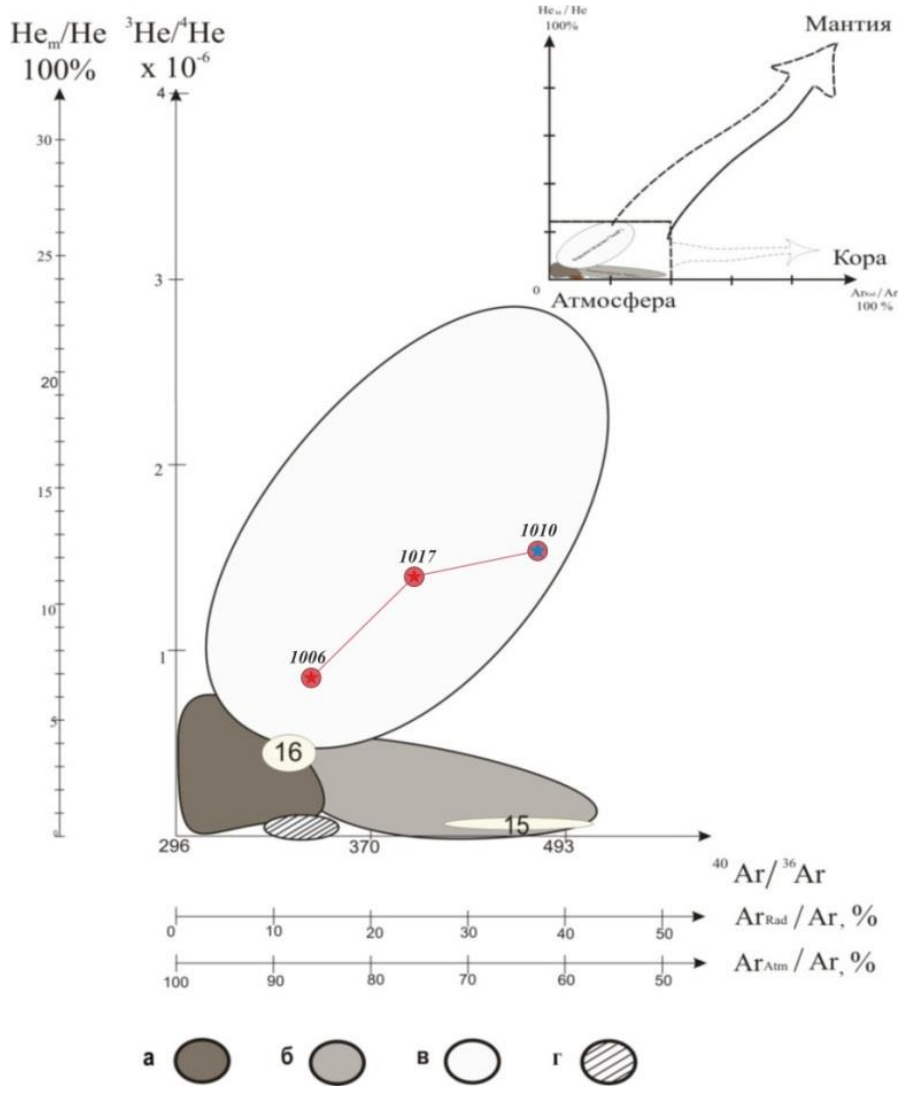


Рис. 5.3. Изотопный состав He и Ar в базальтах мокулаевской свиты. Номера проб соответствуют номерам из таблицы.

Зоны распространения интрузивов (Изотопная геология норильских месторождений, ВСЕГЕИ, 2017): *а* – богатых (промышленно-рудоносных); *б* – средних (рудоносных); *в* – бедных (слаборудоносных); *4* – сателлитов промышленно-рудоносных. Интрузивы: 15 – Микчангдинский, 16 – Бинюдинский.

Таким образом, изучая геохимические, петрохимические и изотопно-геохимические характеристики базальтов комагматичных интрузивам норильского комплекса, можно достаточно точно вычислить металлогенический потенциал

любого рудного узла в Норильском районе. Для этого необходимо послойное опробование разрезов базальтов, которое планируется осуществить геологическими маршрутами.

Удовлетворительная сохранность базальтов мокулаевской свиты, являющихся эффузивным аналогом рудоносных интрузий норильского района, наблюдается в пределах Тунгусской синеклизы, а также в Хараелахской и Иконской мульдах.

Для определения содержаний полезных компонентов, необходимы высокоточные данные количественного анализа ICP-MS/AES на основные (Ni, Cu) и вспомогательные элементы (Co, Cr, V, РЗЭ, LILE, HFSE), совмещенные с силикатным анализом и очень детальное послойное описание, и опробование разрезов туфолавовой толщи, как минимум в объеме одного цикла. Для этой цели подходят разрезы по скважинам с полным отбором керна и детально описанные разрезы естественных обнажений. Количество сближенных разрезов для создания необходимой статистической выборки должно быть не менее 3 на один рудный узел, оптимальное количество полных разрезов 4-5 в радиусе 50 км от данного рудного узла, необходимые для вычисления объема магмы, проходившей через субвулканическую камеру.

На схеме средних содержаний в базальтах по циклам туфолавовой толщи ТРУ (Хараелахская мульда) (рис.5.4) отчетливо проводятся две не пересекающиеся кривые, соответствующие афировым и порфировым базальтам для II-VIII циклов, для цикла I опробованы только порфировые базальты, для цикла IX только афировые. Наблюдается общий тренд роста содержаний Cu и NI к поздним свитам.

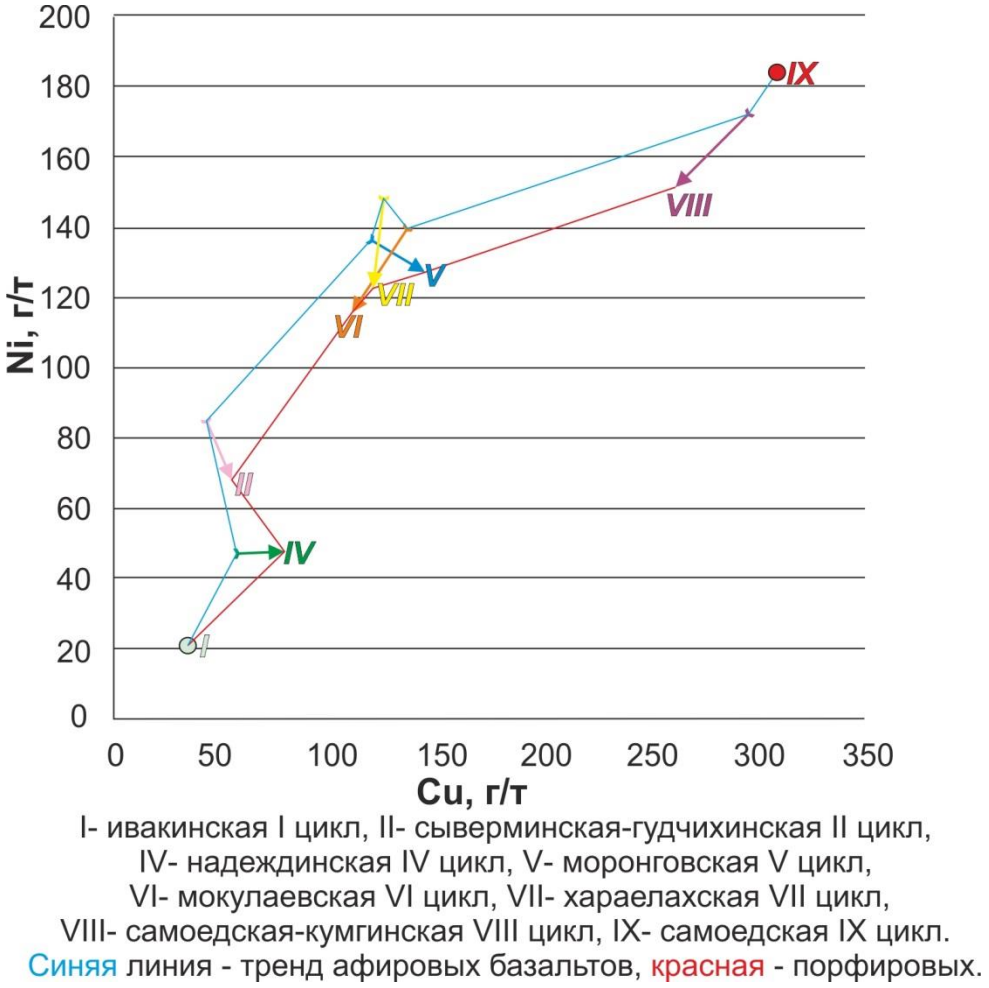


Рис. 5.4. Схема средних содержаний в базальтах по циклам туфолавовой толщи ТРУ (Хараелахская мульда).

На схеме базальтов мокулаевской свиты (рис.5.5), показаны конкретные содержания Cu и Ni в афировых и порфировых базальтов. Значения образуют два множества с очень узким полем пересечения, обусловленным, возможно, ошибкой определения.

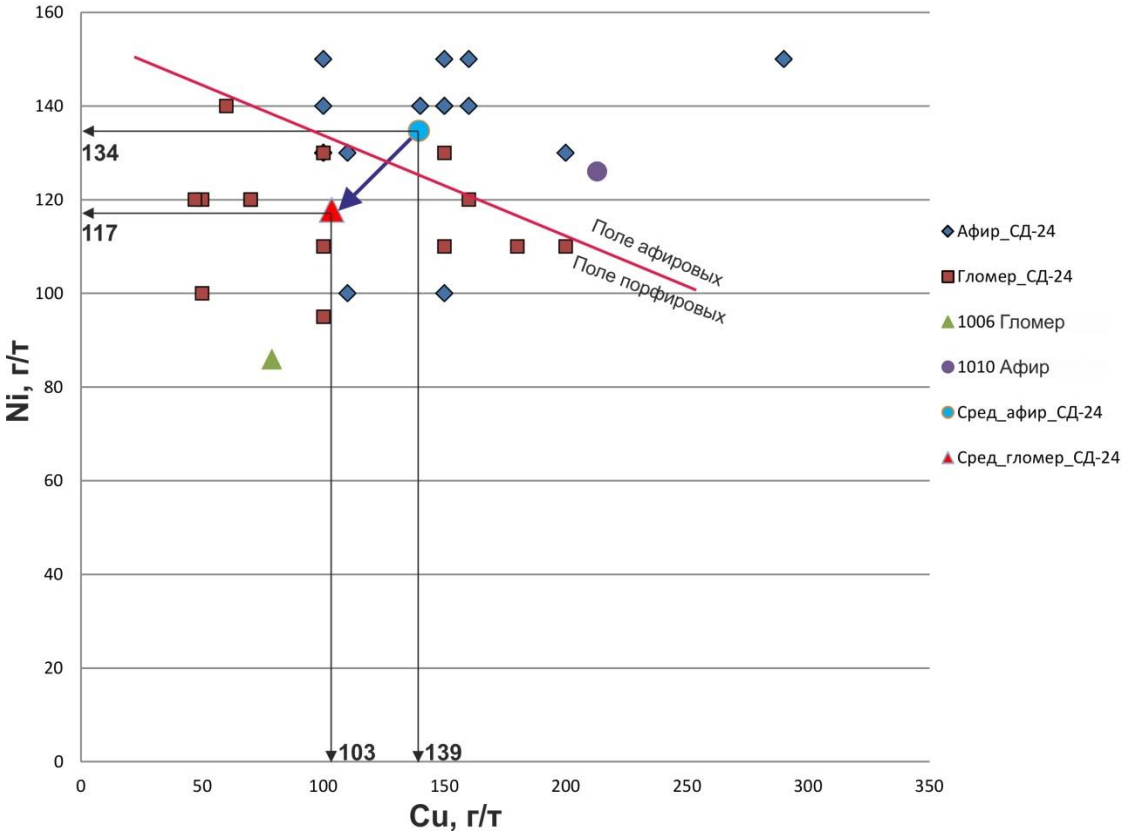


Рис. 5.5. Схема содержаний Ni и Cu в базальтах мокулаевской свиты (Хараелахская мульда).

В таблице содержаний микроэлементов в базальтах (таб.5.2), афировые базальты характеризуются в целом меньшим разбросом данных, соответствующим более стабильным характеристикам примитивной магмы. Порфировые базальты характеризуются большим разбросом данных обусловленным явлениями контаминации, ликвации, кристаллизационной и флюидной дифференциации в субвулканических камерах.

Детальная характеристика редкоэлементного состава базальтов получена для двух базовых и наиболее представительных разрезов на участках Тальми-Кунга (разрез 3) и Котогор-Икэн (разрез 8), информация дополнена данными по разрезам 4 (Тальми-Кунга) и 6 (Котогор-Икэн). Слабые вариации петрогенных элементов в базальтах мокулаевской свиты определяют узкий диапазон концентраций несовместимых редких элементов, а умеренно повышенное их содержание обусловлено принадлежностью изученных пород к низкотитанистому типу.

Все породы мокулаевской свиты имеют слабо варьирующие отношения La/Sm (2.1-2.8) и Gd/Yb (1.4-1.8) (рис. 1а), что соответствует величинам для низкотитанистых базальтов всей верхней последовательности вулканитов (La/Sm <3, Gd/Yb <2) по данным (Lightfoot et al., 1993) и для пород рудоносных интрузий (Hawkesworth et al., 1995). Этому диапазону соответствуют и величины La/Sm и Gd/Yb для пород мороновской и хараелахской свит (рис. 1а). Концентрации Th и Nb и величина Th/Nb (выше чем примитивно-мантийная) также типичны для низкотитанистых базальтов (рис. 1б).

Все изученные базальты мокулаевской свиты имеют однотипные слабо фракционированные спектры РЗЭ с относительным обогащением легкими лантаноидами (рис. 2). Аналогичным распределением лантаноидов обладают вулканиты мороновской и хариелахской свит. Практически одинаковы и мультиэлементные спектры мокулаевских базальтов, им присущи относительное обогащение Ba и Th, отчетливо выраженный Nb минимум и слабые положительные аномалии Sr и Zr (рис. 3). Аналогичные мультиэлементные спектры имеют базальты мороновской и хараелахской свит.

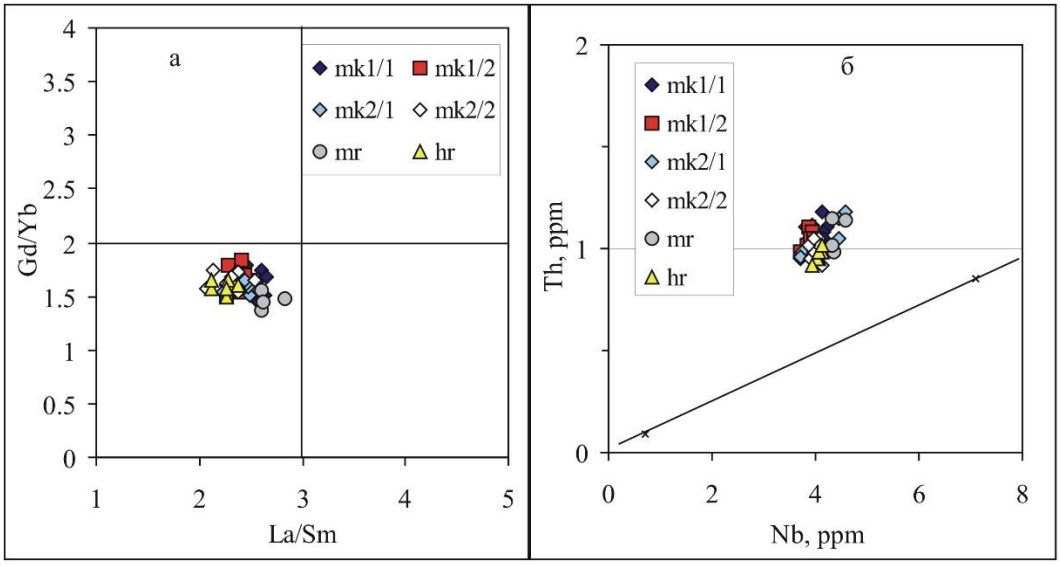


Рис. 1. Диаграммы La/Sm –Gd/Yb и Nb – Th для базальтов.

Мокулаевская свита (пачки mk1/1, mk1/2, mk2/1, mk2/2), мороновская свита (mr), хараелахская свита (hr).. б – линия отвечает отношению Th/Nb для примитивной мантии.

Концентрации Rb (1-16 ppm), Ba (68-141 ppm), Sr (171-247 ppm) изменяются в узком диапазоне, и среднее их содержание (в пределах 1σ) не различается во всех пачках мокулаевской свиты. Концентрации Rb и Ba обнаруживают положительную корреляцию с K_2O, а Sr – с CaO. Для Sr отмечается слабая тенденция к снижению содержания от нижней подсвиты к верхней. Среднее содержание этих элементов в моронговской (Rb=6 ppm, Ba=124 ppm, Sr=188 ppm) и хараелахской (Rb=8 ppm, Ba=112 ppm, Sr=179 ppm) свитах отвечает диапазону для базальтов мокулаевской свиты.

не установлено статистически значимых различий по среднему содержанию редких элементов между четырьмя пачками мокулаевской свиты. Породы нижней подсвиты имеют минимальное содержание высокозарядных элементов (Zr=82-89 ppm, Nb=3.7-4.2 ppm) и легких РЗЭ (La=6.7-7.6 ppm), что определяется низким и практически постоянным содержанием в них TiO_2 (1.2-1.3%) (рис. 4). Для пород верхней подсвиты при близком среднем содержании установлен более широкий диапазон концентраций этих элементов со слабой тенденцией роста максимальных концентраций в пачке mk2/1 с увеличением TiO_2 (Zr=83-104 ppm, Nb=3.7-4.6 ppm, La=6.7-8.2 ppm). Концентрации Th постоянны во всем изученном разрезе и составляют 1.0-1.2 ppm (рис. 4). Близкое содержание рассматриваемых редких элементов имеют базальты моронговской (Zr=84-86 ppm, Nb=4.3-4.6 ppm, La=7.0-7.4 ppm, Th=1.0-1.2 ppm) и хараелахской свит (Zr=94-97 ppm, Nb=3.9-4.1 ppm, La=6.6-7.0 ppm, Th=0.9-1.0 ppm).

Таким образом, базальты мокулаевской свиты характеризуются узким диапазоном концентраций редких элементов, однотипными редкоземельными и мультиэлементными спектрами, что свидетельствует о формировании этих вулканитов из одной исходной магмы.

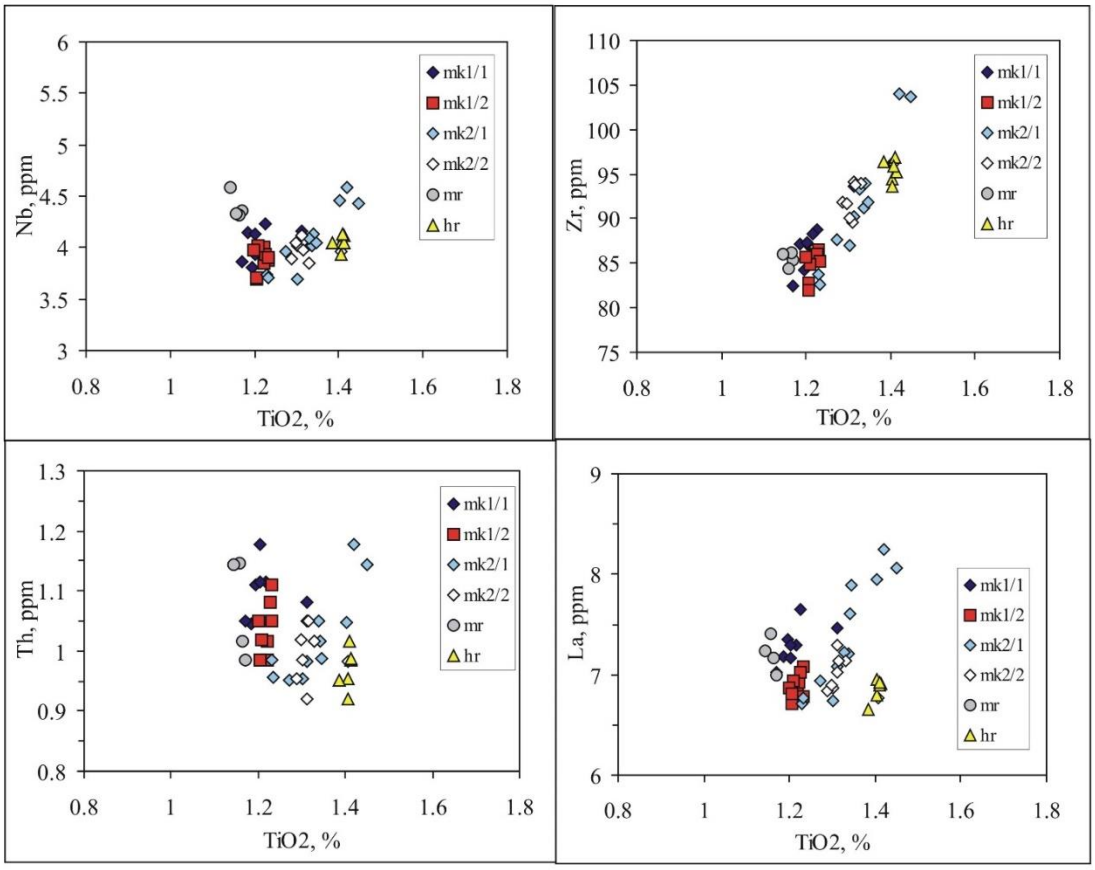


Рис. 4. Вариационные диаграммы редких элементов для базальтов.

Изотопный состав базальтов мокулаевской свиты

Базальты мокулаевской свиты обладают очень слабыми вариациями изотопного состава Nd, что свидетельствует о формировании вулканитов из одной исходной магмы. Величины ε_{Nd}, рассчитанные на 250 млн лет, составляют от +0,6 до -0,7 (рис. 5). Изотопный состав Sr в базальтах мокулаевской свиты также ограничен узким диапазоном, величины ε_{Sr} составляют от +12 до +18. В диапазон для вулканитов мокулаевской свиты попадает и изотопный состав одного из крупных гломеросростков (ε_{Nd}= -0.3 и ε_{Sr}= +18), что позволяет предполагать что кристаллизация фаз в промежуточной камере происходила из того же расплава, который формирует базальты мокулаевской свиты.

По изотопному составу Nd и Sr к мокулаевским вулканитам близки и базальты моронговской (ε_{Nd}= +0,8, ε_{Sr}= +12) и хариелахской свит (ε_{Nd} +0,9, ε_{Sr}= +9), но хараелахские базальты имеют пониженное ε_{Sr}. Довольно узкий диапазон изотопного состава подтверждает вывод о том, что формирование всех этих

вулканитов связано с однотипными исходными магмами, имевшими сходные мантийные источники.

По данным (Lightfoot et al., 1993) базальты мороновской и мокулаевской свит и хариелахской свит из верхней последовательности характеризуются слабо положительными значениями ε_{Nd} в интервале от +0,14 до +2,4, величина ε_{Nd} достигает максимального значения в базальте хараелахской свиты (+3,7). Все исследованные нами образцы вулканитов перекрываются с интервалом значений ε_{Nd} по данным (Lightfoot et al., 1993) и смешены в область слабых отрицательных значений. В работе (Lightfoot et al., 1993) установлен близкий диапазон ε_{Sr} (+13 до +28) для мокулаевской и мороновской свиты и снижение величины ε_{Sr} (+4) в базальте хараелахской свиты. Для ограниченного числа образцов в работе (Wooden et al., 1993) для базальтов мороновской и мокулаевской свит установлен диапазон ε_{Nd} от +1,6 до -2,0, который близок к определенному в данной работе. Близкий диапазон ε_{Nd} характерен и для рудоносных интрузий (Талнахская, Норильская) (+1,9 до -2,2) (Hawkesworth et al., 1995), но породы интрузий отличаются более широкими вариациями величин ε_{Sr} (+18 до +59).

Суммируя все приведенные данные, можно заключить, что базальты мороновской и мокулаевской свит характеризуются ограниченным диапазоном изотопных параметров (ε_{Nd} от слабых положительных (+2,4) до слабых отрицательных (-0,7) и положительными ε_{Sr}). Эти изотопные характеристики свидетельствуют об однотипности их исходных магм и мантийных источников. Судя по изотопному составу Nd базальты имели слабо деплетированный до слабо обогащенного мантийный источник.

Сходство изотопного состава Nd изученных базальтов мокулаевской свиты и пород рудоносных интрузий не противоречит представлению об участии в их образовании одного типа магм, которые формировались из близких мантийных источников. Эти магмы, судя по отсутствию столь низких значений ε_{Nd}, как для базальтов надеждинской свиты (-8,2 до -2,4, по данным (Lightfoot et al., 1993), не испытывали значительной контаминации коровым материалом, как это предполагается для надеждинской свиты. Скорее обогащенный компонент, обеспечивающий диапазон ε_{Nd} (от +0,6 до -0,7) мокулаевских базальтов, был представлен материалом субконтинентальной литосферы. Аналогичное предположение высказывалось и ранее как для низкотитанистых базальтов, так и рудоносных интрузий (Lightfoot et al., 1994; Hawkesworth et al., 1995).

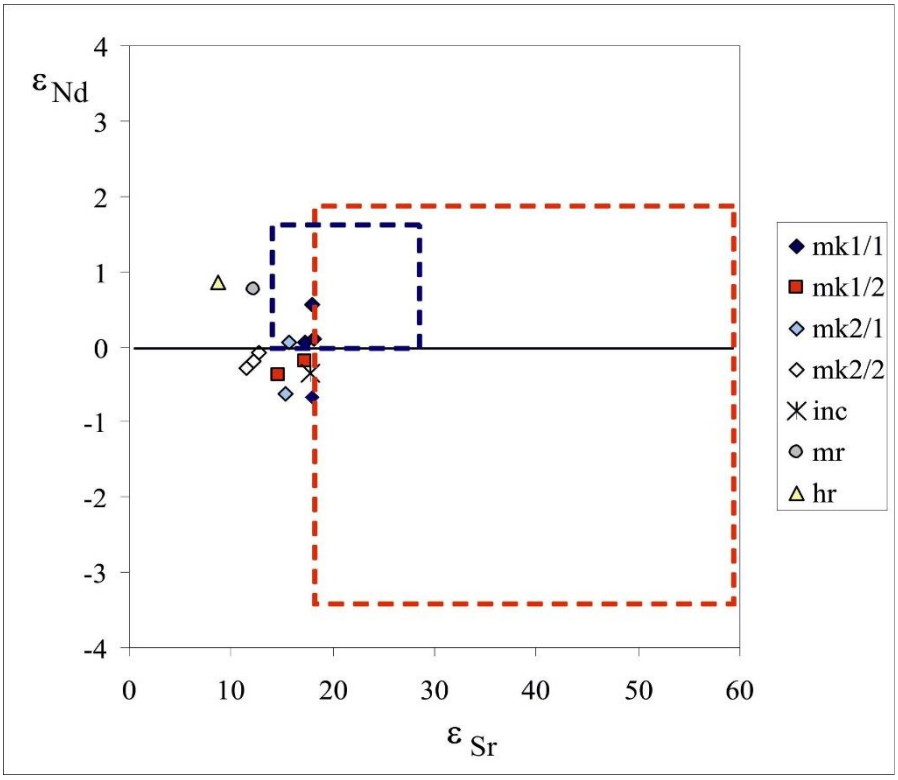


Рис. 5. Диаграмма εSr - εNd для базальтов.

Мокулаевская свита (пачки mk1/1, mk1/2, mk2/1, mk2/2), inc – включение (гломеросросток) в базальте мокулаевской свиты; моронговская свита (mr), хараелахская свита (hr). Синим прямоугольником показана область изотопного состава мокулаевской и моронговской свит по (Lightfoot et al., 1993), красным прямоугольников – рудоносных интрузий (Талнахская, Норильск) по (Hawkesworth et al., 1995).

Вся совокупность пород мокулаевской свиты в пределах Тальминского и Микчангдинского рудных узлов по распределению петрогенных элементов отвечает базальтам нормального ряда щелочности (Na_2O+K_2O=2.3-3.0%). Базальты принадлежат к низкомагнезиальному (MgO ≤8%) и низкотитанистому типу (TiO_2≤1.45%). Весьма слабые вариации содержания петрогенных элементов свидетельствует о близкой степени фракционирования магм, в том числе моронговской и хараелахской свит (Рис. 14).

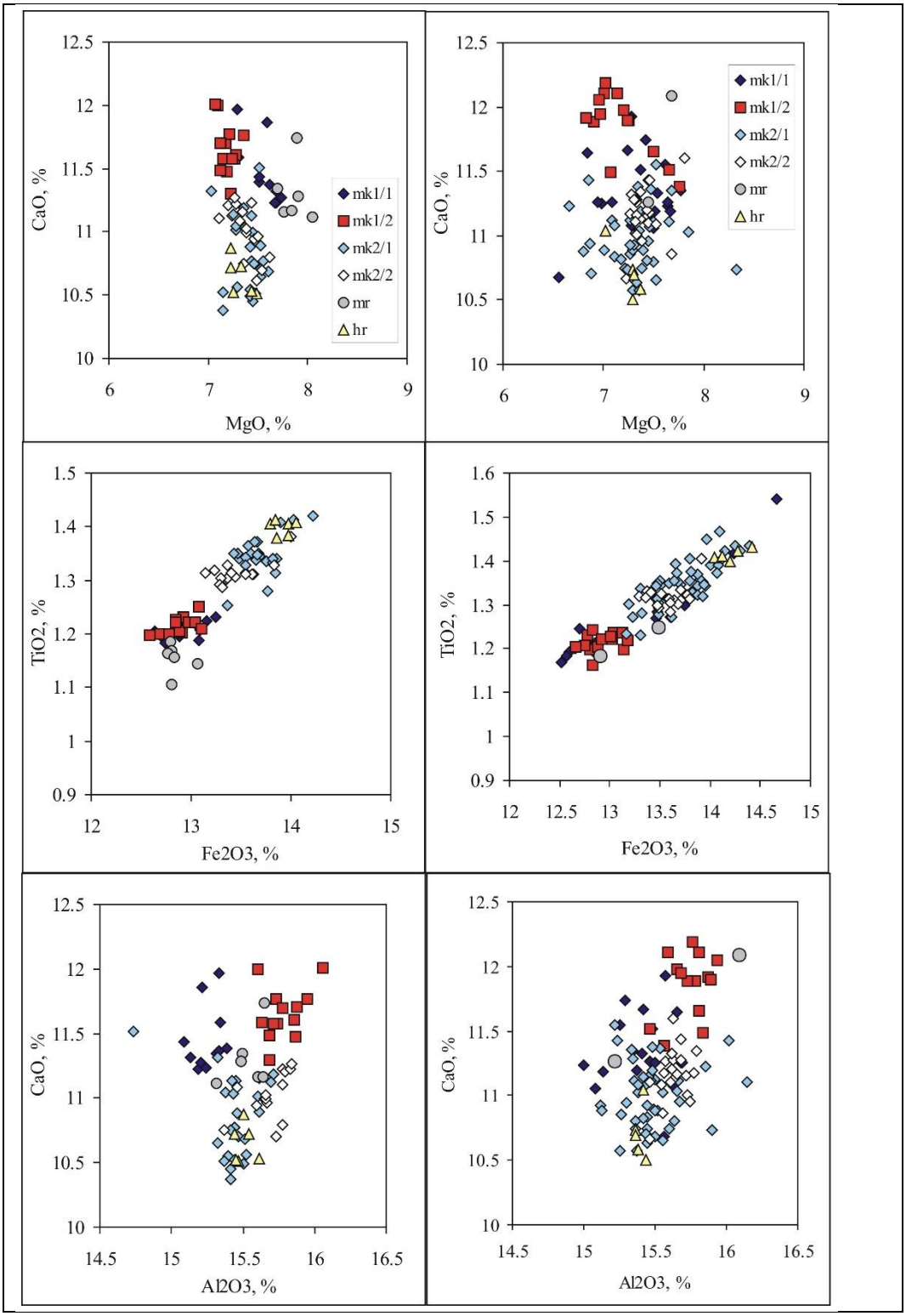

CaO, %
MgO, %
mk1/1
mk1/2
mk2/1
mk2/2
mr
hr
TiO2, %
Fe2O3, %
Al2O3, %

Рис. 14. Вариационные диаграммы петрогенных элементов для базальтов.
Слева - участок Тальми-Кумга, справа – Микчангдинский участок (рр. Икэн, Котогор)

В процедуре прогноза сульфидного медно -никелевого оруденения необходимо учитывать цикличность магматизма. В Норильском районе согласно МДДК выделено 10 циклов. Явление цикличности ранее активно использовалось при корреляции вулканогенных и интрузивных образований Норильского района, начиная с фундаментальной работы М.Н. Годлевского, в которой была сделана первая попытка выделения антидромных и гомодромных циклов (Годлевский, 1959). В идеале каждому циклу должен соответствовать комплекс, объединяющий одновременные интрузивные тела вне зависимости от степени и типа дифференциации, однако в современных схемах доминирует принцип выделения типов дифференциации, которые в последнее время переименованы в комплексы. Тип дифференциации в нашем понимании является синонимом понятия «фация». В связи с тем, что в Норильском районе традиционно выделяется множество циклов, то одна и та же фация (тип) может образоваться в разных циклах, а значит они не могут быть объединены в один комплекс. Другими словами, тот или иной тип дифференциации может быть образован в различные временные интервалы, и поэтому привязка интрузивных типов в ранге комплексов к вулканогенному разрезу, как к временной шкале, до сих пор не имела успеха.

Наряду с выделенными этапами наблюдаются циклы, понятие о которых остается достаточно неопределенным. Однако, как это установлено статистически [Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. Базальты Сибирской платформы (особенности геологии, состава и генезиса пермотриасовых эффузивов) - Новосибирск: Наука, 1986. - 245 с.], в большинстве случаев, начало каждого цикла характеризуется несколько повышенной щелочностью изливающихся магм (рис. 5.35).

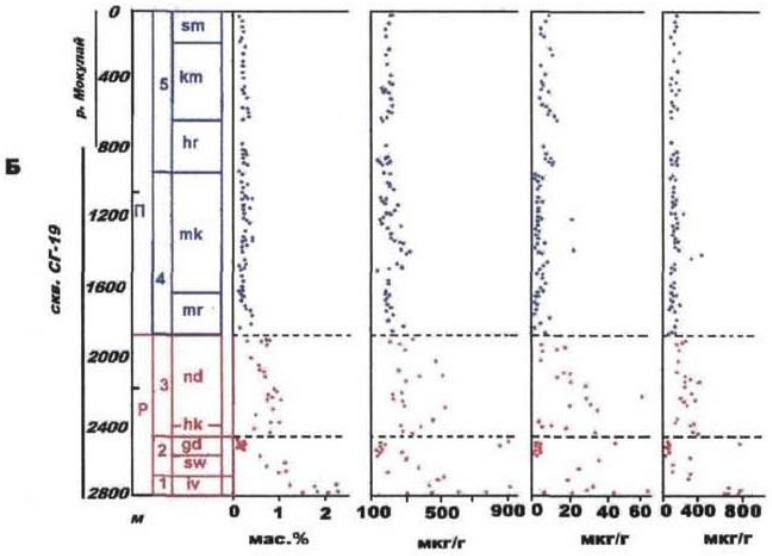


Рис. 2.18. Распределение некоторых характеристических элементов в разрезе лавовой толщи Тунгусской синеклизы. А – р. Нижняя Тунгуска; Б – северо-запад Сибирской платформы. (Р – рифтогенный этап; П – покровный этап). Названия свит см. на рис. 1.4.

Рис. 5.35. Циклы. Б-НМП

Наиболее ярко цикличность выражена для пород первого и второго цикла, в котором базальты самой ранней - ивакинской свиты резко обогащены некогерентными элементами и обеднены когерентными. Для пород последней свиты цикла - гудчгаинской - наблюдается обратная картина, обогащение когерентными элементами (Cr, Co, Ni) и обеднение некогерентными. Часть элементов (Au, Ag, Sn, Zn) ведут себя индифферентно. Так, для серебра не наблюдается корреляционная зависимость между содержаниями как петрогенных, так и редких элементов. Однозначно устанавливается, что изменение магнезиальности пород, отражающей степень фракционирования родоначальных магм, не влияет на изменение содержания Ag. Наблюдается также отсутствие корреляционных связей между Ag и щелочностью пород. Единственным элементом, поведение которого сходно с поведением Ag, является Cu. Для золота в целом такая же картина. Для субщелочных обогащенных базальтах ивакинской свиты и наиболее истощенных низкокалиевых толеитов (свиты покровного этапа Северо-Западного региона) содержания Au практически идентичны. В целом такая же закономерность проявляется и для свит верхних циклов, где наиболее истощенные базальты приурочены к заключительным фазам магматизма циклов. Базальты свит, начиная с моронговской и выше, в преобладающей массе отвечают низкокалиевым толеитам и приближаются по

своему составу к N-MORB, хотя и остаются более "обогащенными" по сравнению с ними.

Вулканиты Тунгусской синеклизы обогащены легкими лантаноидами. Особенно чётко это проявлено для пород рифтогенного этапа [Медведев]. Покровные базальты занимают промежуточное положение между рифтогенными вулканитами и N-MORB. Из этого следует, что даже низкокалиевые базальты Тунгусской синеклизы могут быть отнесены к относительно обогащенным. Данные по изотопии Nd и РЬ по породам данного региона фрагментарны и весьма отрывочны (Sharma et al., 1991, 1992, Lightfoot et al., 1992). Собственных данных автор не имеет. С данными по изотопии стронция обстоит несколько лучше. Изотопный состав стронция в вулканических породах дает информацию об источниках происхождения магм и процессах, приводящих к изменению химического и изотопного состава этих источников. Согласно сводке (Wedepohl, 1981), среднее отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах спрединговых зон океанов составляет 0,70272 для участков срединных хребтов, базальты которых наиболее обеднены некогерентными элементами (N-MORB), и 0,70311 для участков несколько обогащенных (P-MORB). В базальтах океанических островов $^{87}Sr/^{86}S$ отношение достигает 0,7040 и даже 0,7050.

В пределах НМП отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблются от 0,70375 до 0,70900 (рис. 5.36). Из этого следует, что базальты Тунгусской синеклизы достраивают ряд значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений - срединные океанические хребты - базальты океанических островов и характеризуются еще большим отношением. Детальный анализ вариаций отношений изотопов стронция показывает, что высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ статистически приурочены к нижним частям разреза, где преобладают базальтоиды повышенной щелочности. Это отражается и в почти прямолинейной зависимости $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений от калиевой щелочности (рис. 5.37).

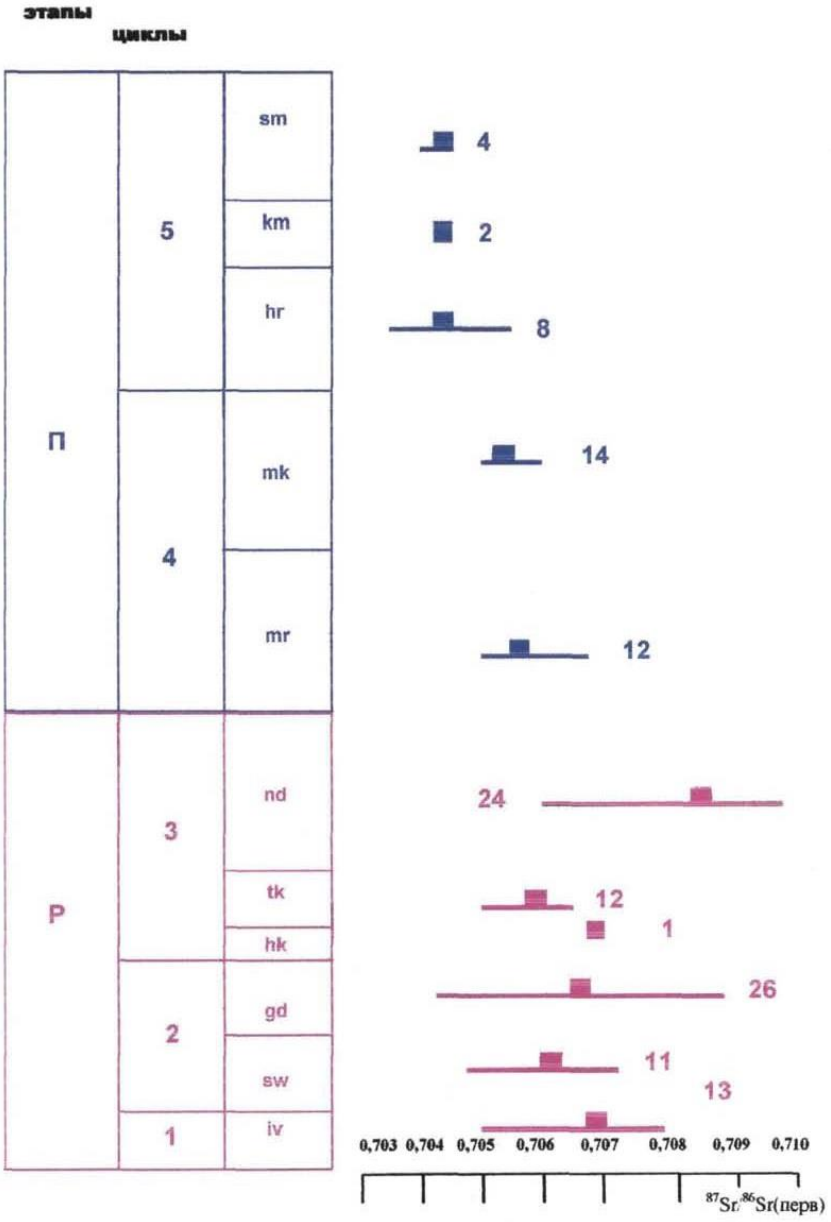


Рис. 2.22. Вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений в разрезе лавовой толщи северо-запада Сибирской платформы (полигон А). Квадраты – средние величины отношений, линии – интервалы их вариаций; цифрами показано количество анализов. Названия свит на рис. 1.4.

Рис. 5.36. Стронций по [Медведев]

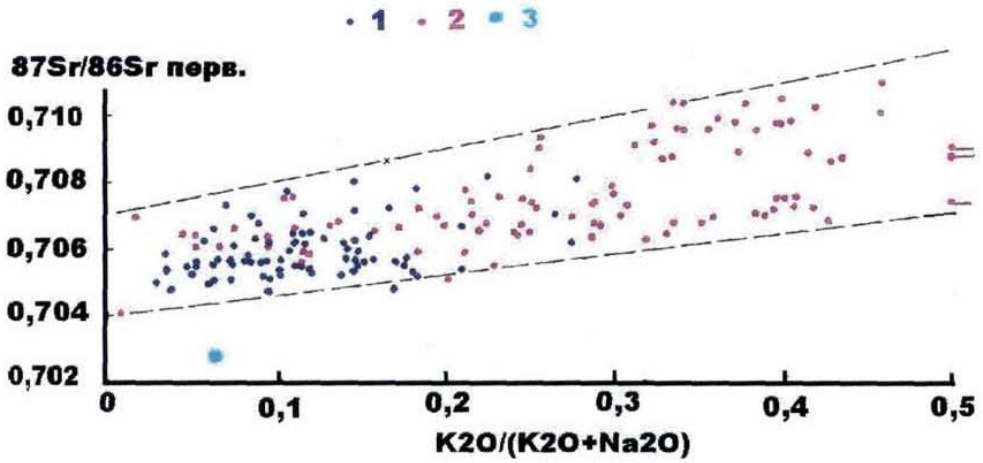
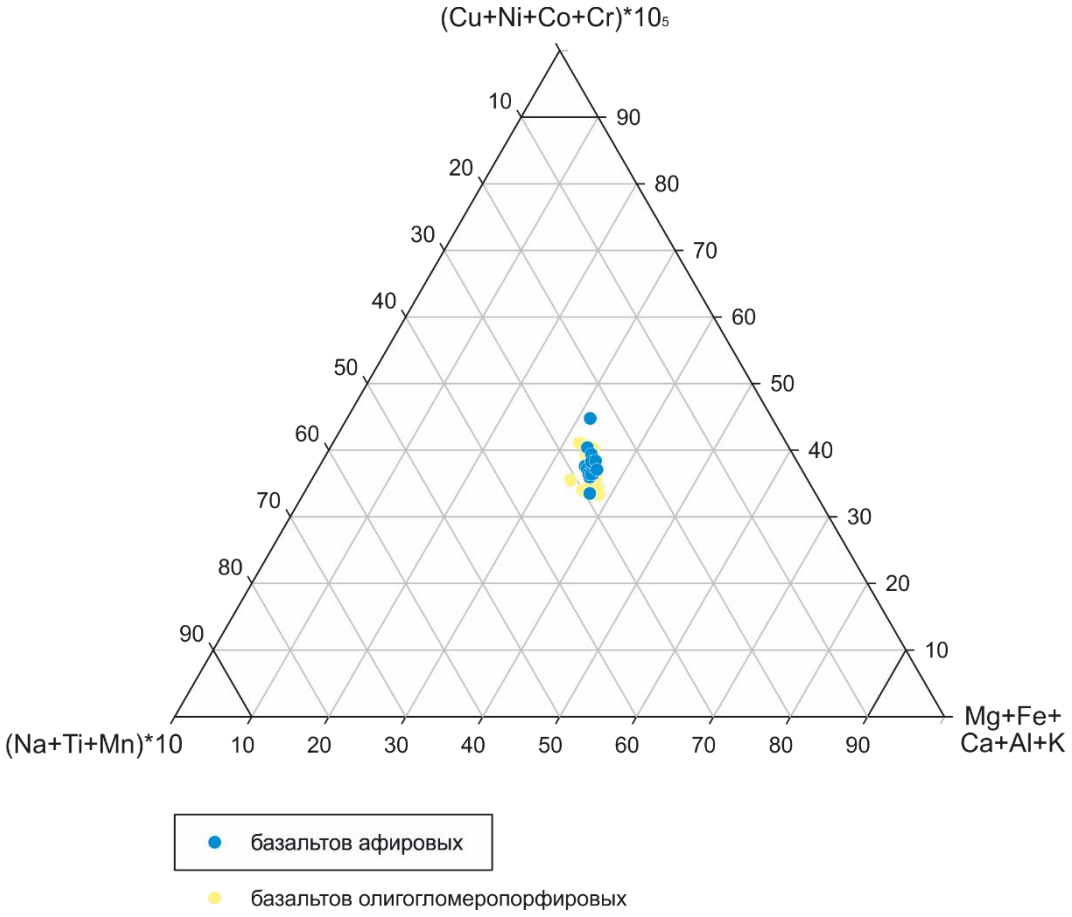


Рис. 2. 23. Взаимосвязь вариаций $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношений и калиевой щелочности в базальтах Тунгусской синеклизы. 1 - базальты покровного этапа; 2 – базальты рифтогенного этапа; 3 – низкокалиевые базальты спрединговых зон океанов (Wedepolh, 1981).

Рис. 5.37 стронций и калий по [Медведев]

Для целей фациального анализа интрузивных и эффузивных образований определение цикла адаптировано к особенностям НМП, рассматривая его как время становления вулкано-интрузивного комплекса некоторой вулканоструктуры, обусловливающей системное единство всех магматогенных геологических тел в её пределах и их отличие за её пределами [Радько, 2016]. Цикличность выражается в повторении активных и пассивных излияний магмы, соответствующих началу и концу одного цикла. Цикличность в этом понимании во многом совпадает с принятым в 1993 г. стратиграфическим расчленением (Люлько, 1993ф) туфолавовой толщи.

.



Конкретно на данных участках Тальминского и Микчангдинского участков изучался шестой цикл, то есть базальты мокулаевской свиты, интерпретируемые как комагматы мокулаевской свиты по изотопным, петрохимическим, геохимии редких и рассеяных элементов и магнитостратиграфическим данным. Очень похожие базальты моронговской свиты, отнесенные к пятому циклу, не смотря на близкую геохимическую характеристику не могли образовать полнодифференцированную интрузию по следующим фациальным причинам.

Пятому циклу моронговского времени могут соответствовать интрузии оганерского (амбарнинского) и, возможно, круглогорского типа. Облик моронговской свиты говорит о ее весьма длительном формировании, о значительных перерывах в магмоизлияниях, приведших к формированию явно перемытых и переотложенных пестроцветных толщ тефроидов, насыщенных весьма специфической флорой и фауной двурогинского горизонта, хорошо отличимой от ниже- и вышележащих тутончанского и путоранского биостратиграфических горизонтов. Лавовый тип разреза в моронговской свите

отсутствует, отсутствуют также и сколько-нибудь выдержанные по простиранию покровы гломеропорфировых пород, не говоря уже о мощных пачках. Вышеизложенное не позволяет сопоставлять эти отложения с интрузиями норильского комплекса, не смотря на близкую геохимическую характеристику, поэтому все данные по мороновской свите должны быть из выборки для мокулаевской свиты (шестого цикла) исключены. Их можно использовать по данной методике только для базальтов пятого цикла, то есть только для мороновской свиты.

Шестому циклу мокулаевского времени соответствуют мощные разрезы гломеропорфировых базальтов, образующих разрезы лавового типа. Данное время соответствует пику магматизма, когда после длительного перерыва в магмоизлияниях мороновского времени огромные территории были залиты мощными покровами базальтов, практически без признаков длительных перерывов в которые успевали сформироваться туфогенные породы, насыщенные споро-пыльцой. В рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации этому циклу могут соответствовать интрузии норильского комплекса. О чем свидетельствует сходство петрохимических характеристик недифференцированных апофизов Хараелахского интрузива и базальтов мокулаевской свиты. Кроме того, геохимические характеристики в пределах Талнахского рудного узла, однозначно свидетельствуют о дефиците Cu, Ni и MgO в гломеропорфировых базальтах по сравнению с афировыми. Данная особенность Талнахского разреза базальтов говорит о том, что гломеропорфировые базальты не только проходили через субвулканическую камеру, но и сбрасывали в ней сростки оливина и часть цветных металлов. Таким образом, достаточно однозначно в рамках МДД все дифференцированные интрузии норильского комплекса (кроме нижнеталнахского) можно сопоставить с мокулаевским циклом.

Седьмому циклу хараелахского времени могут соответствовать интрузии круглогорского и, возможно, зубовского типа. По данным магнитостратиграфии седьмому циклу соответствуют интрузии Норильского рудного узла и интрузия г. Буркан. В этом свете становятся объяснимым и относительное малое содержание сульфидов в этих интрузиях, и их большая насыщенность цветными и благородными металлами и более высокий стратиграфический уровень залегания интурзий. Нижняя подсвита в этом цикле маломощная, сложена в основном олигогломеропорфировыми базальтами, и лишь в верхней пачке подсвиты присутствуют маломощные гломеропорфировые лавы. Нижняя пачка верхней подсвиты сложена почти на 90% пойкилоофитовыми базальтами, верхняя является аналогом мороновской свиты, так как в ней каждый покров подстилается горизонтом тефроидов. По петрохимическим характеристикам афировые базальты резко, почти на 1%, отличаются от гломеропорфировых по содержанию MgO, что

однозначно свидетельствует о внутрикамерной дифференциации во время становления хараелахского цикла. Тем не менее, все данные по хараелахской свите должны быть из выборки для мокулаевской свиты (шестого цикла) исключены. Их можно использовать по данной методике только для базальтов седьмого цикла, то есть только для хараелахской свиты.

Для сравнения состава базальтов мокулаевской свиты с подстилающими (мороновскими) и перекрывающими (харелахскими) вулканитами (Рис. 14) на участке Тальми-Кумга (разрезы 2 и 3) получены данные по составу базальтов подстилающей мороновской свиты, и во всех изученных разрезах - по перекрывающим вулканитам хараелахской свиты. Базальты мороновской свиты характеризуются минимальным содержанием TiO_2 и Fe_2O_3 и повышенным CaO и Al_2O_3. По этим характеристикам они сопоставимы с дифференцированными базальтами нижней пачки мокулаевской свиты. Как и перекрывающие вулканиты мокулаевской свиты, базальты мороновской свиты отвечают низкомагнезальному и низкотитанистому типам. Базальты хараелахской свиты резко отличаются от подстилающих пород верхней пачки верхнемокулаевской подсвиты (mk2/2) более высоким содержанием TiO_2 и Fe_2O_3, то есть отвечают более фракционированным расплавам (Рис. 14). Эти вулканиты также отвечают по составу низкомагнезиальному и низкотитанистому типу магм. Таким образом, степень дифференциации расплавов увеличивается в последовательности от мороновской свиты до пачки mk2/1 мокулаевской, затем снижается на уровне mk2/2 и вновь резко возрастает для базальтов хараелахской свиты. Такой общий тренд свидетельствует о различных циклах магматизма, различных промежуточных камерах и пульсационном характере вулканизма в рассматриваемом временном диапазоне. Вместе с тем, базальты всех трех свит имеют близкие петрохимические характеристики и принадлежат к одному типу исходных магм.

Несмотря на узкий диапазон концентраций петрогенных элементов, в породах мокулаевской свиты установлены закономерные вариации их содержания в разных частях разреза. Наиболее отчетливо различаются между собой базальты нижней (mk1/1 и mk1/2) и верхней (mk2/1 и mk2/2) подсвиты. Базальты нижней подсвиты относительно обеднены TiO_2 (1.17-1.25%) и Fe_2O_3 (12.5-13.15%), тогда как в верхней подсвите обогащены этими компонентами: TiO_2 (1.23-1.45%) и Fe_2O_3 (13.1-14.2%) (Рис. 14). Кроме того, базальты нижней части разреза имеют в среднем более высокое содержание CaO (11.1-12%) в сравнении породами верхней части (10.4-11.5%), но диапазоны концентраций перекрываются, что свидетельствует об увеличении степени фракционирования магм для базальтов нижней части разреза. Выявленные закономерности наиболее отчетливо проявлены для участка Тальми-Кумга. На участке Икэн-Котогор базальты нижней пачки (mk1/1) характеризуются более широким диапазоном содержания TiO_2 (до 1.54%) и Fe_2O_3, и наиболее

обогащенные разности перекрываются по концентрациям с породами верхней части разреза. В сочетании с более широким диапазоном содержания CaO и Al_2O_3 это указывает на большую степень фракционирования базальтов самой нижней части на участке Икэн-Котогор. Аналогично и базальты второй пачки (mk1/2) на данном участке обладают более широким диапазоном содержания CaO и MgO.

Кроме вышеуказанных имеются и более слабые вариации состава базальтов в пределах нижней и верхней частей разреза. В нижней части разреза установлено различие по содержанию CaO и Al_2O_3, среднее содержание которых возрастает от mk1/1 к mk1/2: CaO от 11.4 до 11.6% и Al_2O_3 от 15.3 до 15.8%, с максимальной насыщенностью базальтов mk1/2 гломеропорфировыми сростками, обогащенными плагиоклазом. Аналогичная, но еще более слабая тенденция возрастания среднего содержания Al_2O_3 (от 15.5 до 15.7%) установлена и в верхней части разреза от mk2/1 к mk2/2, тогда как среднее содержание CaO для mk2/1 и mk2/2 остается практически постоянным (10.9 и 11.0 %).

Интересным является распределение TiO_2 и Fe_2O_3 в верхней части разреза, пачка mk2/2 характеризуется наиболее широкими вариациями этих компонентов, достигающими максимальных концентраций. Таким образом, базальты нижней (mk1) и верхней части (mk2) разреза резко различаются по содержанию TiO_2 и Fe_2O_3. Рост их содержаний отражает увеличение степени дифференцированности магм.

Из выше приведенного следует, что базальтовые поля в районе Тальминского и Микчандинского рудных узлов сближены друг с другом. Изученные базальты мокулаевской свиты очень близки по химическому составу. В пределах каждой пачки разных разрезов, обнаруживаются одинаковые тенденции в изменении содержаний главных компонентов, которые указывают на одни и те же процессы дифференциации в магматической камере. Выявлены следующие черты эволюции базальтовой магмы в мокулаевское время.

1. Первая пачка мокулаевской свиты сложена олигогломеропорфироввыми базальтами. В начале формирования свиты изливались наиболее примитивные расплавы, которые характеризуются повышенным содержанием MgO и магнезиальностью, а также пониженным содержанием TiO2. При формировании первой пачки происходит постепенное уменьшение содержания MgO, что указывает на отсадку оливина в магматической камере.

2. Вторая пачка сложена гломеропорфировыми базальтами. Наличие большого количества гломеросростков отдельных фенокристаллов плагиоклаза указывает на интенсивную кристаллизацию в глубинной камере и вынос образовавшихся кристаллов. Это приводят к повышению концентраций CaO и Al2O3 в базальтах,

однако процесс эволюции непосредственно базальтового расплава проявлен очень слабо и не приводит к существенному изменению в содержаниях других компонентов.

3. Третья пачка сложена олигогломеропорфировыми базальтами, похожими на базальты первой пачки. Однако в этой пачке процесс дифференциации проявлен максимально хорошо. Пачка начинается с более магнезиальных разностей, которые менее магнезиальные, чем в те, которые наблюдаются в самом низу мокулаевской свиты. Вверх по разрезу третьей пачки в базальтах отчетливо увеличивается содержание железа и титана, что указывает на кристаллизационную дифференциацию в глубинной камере.

4. Четвертая пачка сложена, в основном, афировыми и пойкилоофитовыми базальтами, которые не содержат гломеросростков плагиоклаза или других минералов, и, по этой причине, относятся к трансдайковым. Предполагалось, что они соответствуют наиболее примитивным мантийным магмам, которые не проходили через промежуточную магматическиую камеру и не испытывали кристаллизационную дифференциацию. Однако, оказалось, что по такому параметру как магнезиальность они уступают базальтам из основания первой и третьей пачек. Если базальты третьей пачки представляют собой наиболее отчетливый и длинный тренд дифференциации, который начинается от более примитивных расплавов и заканчивается наиболее дифференцированными, то афировые базальты четвертой пачки соответствуют середине этого тренда. Наиболее ярко эти тенденции проявились в разрезе 3 (рис. 8.1). В других разрезах ситуация похожая, хотя и менее очевидная.

Таким образом, определена идентичность в строении разрезов базальтов мокулаевской свиты на участках Микчангда и Тальми-Кумга. Идентичность проявлена в последовательности смены текстурно-структурных характеристик, петрохимического и редкоэлементного состава пород, в том числе в распределении основных рудных элементов - Cu и Ni. Данная закономерность, ставит под сомнение правомерность изначально предполагаемой модели формирования базальтов мокулаевской свиты. При излиянии базальтов в различных фациальных условиях - трансдайковых или транскамерных (транскамерные излияния предполагают различные по размерам и морфологии камеры), должны наблюдаться разрезы с хаотично расположенными покровами различной фациальной принадлежности. Мы же наблюдаем одинаковую закономерность в строении всех изученных разрезов.

Вариации содержаний петрогенных элементов: MgO, TiO2 и Fe2O3 не являются индикатором сульфидно-силикатной ликвации, а лишь свидетельствуют о кристаллизационной дифференциации магм в промежуточной камере. Оценить

глубинность промежуточной камеры, на основании полученных данных невозможно даже приблизительно. Рост содержаний Cu и Ni в базальтах, согласуются с изменением содержаний петрогенных и редких элементов в разрезе. Ранее, в работах зарубежных исследователей отмечалось постепенное возрастание Cu и Ni в базальтах моронговско-самоедского времени в пределах Норильского района

Необходима постановка детальных работ на Талнахском рудном узле (ТРУ). Проведенные в 2017 г опытно-методические работы в пределах ТРУ охватывали всю туфо-лавовую толщу, а мокулаевская свита была охарактеризована 3 пробами.

5.8. Последовательность формирования сульфидных интрузий по данным изотопного состава серы

В пределах Талнахского и Норильского рудных узлов продуктивные интрузии тесно пространственно ассоциируются с непродуктивными интрузиями норильско-талнахского, нижнеталнахского (нижненорильского) типов и интрузиям лейкократового габбро. Следует подчеркнуть, что интрузии нижнеталнахского (нижненорильского) типов и лейкократового габбро встречаются только в Норильском и Талнахском рудных узлах, где есть продуктивные интрузии. В Именгидинском же рудном узле, например, они не отмечаются, хотя там присутствуют непродуктивные сульфидоносные интрузии габбро-долеритов, относимых к норильско-талнахскому типу.

Следовательно, наиболее тесная связь, по-видимому, генетическая, существует между сульфидоносными непродуктивными интрузиями норильско-талнахского типа, интрузиями лейкократового габбро, промышленным оруденением, продуктивными интрузиями и интрузиями нижнеталнахского (нижненорильского) типов. Поэтому выяснение времени, условий и места последовательности образования этих пород имеет непосредственное отношение к проблеме образования промышленных скоплений сульфидных медно-никелевых руд и, прежде всего, к выяснению вопроса: магма какого состава являлась источником металлов для сульфидной фазы, обособившейся в промежуточном очаге.

Для получения информации по этим вопросам было продолжено исследование изотопного состава и содержаний серы в различных типах сульфидоносных интрузий Талнахского и Норильского рудных узлов. Оно включало: 1) породы продуктивных Верхнеталнахской и Нижнеталнахской интрузий, отобранных из различных участков Талнахского рудного узла; 2) породы

интрузий нижненорильского типа; 3) непродуктивные сульфидоносные интрузии норильско-талнахского и спорного типов; 4) некоторые интрузии лейкократового габбро; 5) интрузии моронговского типа. Особое внимание при этом было обращено на интрузии нижнеталнахского (нижненорильского) типа. Новые результаты приведены в табл.10.

Рассмотрим их с учетом ранее полученных изотопно-геохимических характеристик серы для различных типов интрузий (Гриненко, 1985), причем сначала приведем фактические данные для Талнахского и Норильского рудных узлов, а затем их обсуждение в связи с предложенной генетической моделью.

5.7.1. Талнахский рудный узел

Продуктивные интрузии Северо-Западной и Северо-Восточной ветвей Верхнеталнахского интрузива изучены по разрезам скважин: КЗ-594, 866, 655, 1162, 1165, 1014, 1159, 394, 388, 169, 1416, 1432; СГ-13; СВ-8. 10, 17, 39; а Нижнеталнахская интрузия по разрезам скважин: ТМ-6, КЗ-1416, 1447, 1556; СВ-10, 26, 35, 39. Важно подчеркнуть, что в ряде скважин (они выделены) подсечены обе интрузии – продуктивная и нижнеталнахская, причем последняя располагается здесь в разрезе выше первой. В других же скважинах присутствует интрузия одного типа.

Распределение средних значений изотопного состава серы ($\delta^{34}S$, %) пород продуктивных интрузий и Нижнеталнахской по площади Талнахского рудного узла показано ниже.

Прежде всего, следует отметить, что новые данные по изотопному составу и содержаниям серы в породах Северо-Западной и Северо-Восточной ветвей Верхнеталнахской интрузии находятся в том же диапазоне значений и имеют в целом тот же характер вариаций по разрезам, что и ранее полученные результаты для этих участков продуктивной интрузии. Однако средние значения $\delta^{34}S$ и содержание серы в породах Северо-Восточной ветви несколько понизились и стали +10,5$\pm$0,3% и 1,8 $\pm$0,3% (60 проб), против +11,4$\pm$0,3% и 2,2$\pm$0,6% (32 пробы), т.е. они приблизились к таковым величинам Северо-Западной ветви: +10,2$\pm$0,2% и 1,2$\pm$0,2% (44 пробы), соответственно.

Наблюдается определенная тенденция распределения величин $\delta^{34}S$ пород по площади Верхнеталнахской продуктивной интрузии. Породы северо-западного и южного участков ее характеризуются в целом более высокими значениями $\delta^{34}S$, порядка +10$\pm$11%, тогда как породы северных флангов Северо-Западной и Северо-восточной ветвей имеют несколько пониженные величины порядка +7,5 - +9,5%.

Изотопный состав и содержания серы пород из апофиз продуктивной интрузии находятся в пределах диапазона таковых для последней с тенденцией некоторого понижения этих величин в апофизах (см.табл.10). Для суждения же о

специфике поведения серы и ее изотопов в апофизах необходимо достаточное количество анализов (5-10), представляющих пробы пород апофиза как по ее мощности, так и по простиранию.

Нижнеталнахская интрузия изучена по разрезам скважин: СВ-10, 26, 39, КЗ-1104, 1416, 1447, 1556, КС-42, ТМ-6. Пробы представляют породы этой интрузии развитой на северном фланге Северо-Восточной ветви продуктивной интрузии, на севере, западе и северо-востоке Северо-Западной ветви.

Породы Нижнеталнахской интрузии, по сравнению с прежними данными (скв.КЗ-1556), в целом показали более широкий диапазон вариаций как изотопного состава ($\delta^{34}S$ + 3,1 - + 17,4‰) так и содержаний серы (от 0,01 до 4,2%). Средние значения $\delta^{34}S$ пород и содержаний серы оказались более высокими: +9,0±0,5‰ и 0,36±0,08% (60 проб) против прежних - +8,4±0,8‰ и 0,24±0,09% (12 проб), соответственно, что, очевидно, связано с увеличением количества проанализированных проб.

При анализе распределения значений $\delta^{34}S$ и содержаний серы в породах Нижнеталнахской интрузии по площади рудного узла обращает на себя внимание два факта: 1) понижение этих величин на западной и, особенно, на северо-западной окраине поля развития продуктивной Северо-Западной ветви Верхнеталнахского интрузива по сравнению с северо-восточной оконечностью Северо-восточной ветви последнего и 2) повышение значений $\delta^{34}S$ и содержаний серы в породах Нижнеталнахской интрузии в тех случаях, когда эта интрузия залегает в стратиграфическом разрезе выше продуктивной.

Сера пород Нижнеталнахской интрузии с западного и северо-западного флангов Северо-Западной ветви продуктивной интрузии (скв. КС-42. КЗ-1104) имеет средние значения $\delta^{34}S$ +6,5±1,4‰ (3 пробы) и + 3,7±0,2‰ (8 проб) и средние содержания 0,22±0,1% и 0,11±0,04%, соответственно для указанных скважин. В породах северного и северо-восточного флангов этой же ветви серы в большей степени обогащена тяжелым изотопом в среднем до 7,9-8,4‰, а содержания ее возрастают 0,13-0,32% (скв.ТМ-6, КЗ-1556, КЗ-1447). В породах же Нижнеталнахской интрузии развитой на севере и северо-востоке Северо-Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии, средние значения $\delta^{34}S$ пород по отдельным скважинам не опускаются ниже +8,4‰ и в большинстве случаев находятся в диапазоне +9,5 - 13,5‰, а средние содержания серы довольно высокие, они изменяются в основном от 0,4 до 0,8%. Таким образом, намечается своеобразная «зональность» распределения величин $\delta^{34}S$ и содержаний серы пород по площади развития Нижнеталнахской интрузии: возрастание этих величин от западных к северо-восточным участкам распространения продуктивной Верхнеталнахской интрузии.

Наиболее высокие значения $\delta^{34}S$ и содержания серы наблюдаются, как отмечалось выше, в породах Нижнеталнахской интрузии, когда последняя

располагается в стратиграфическом разрезе выше продуктивной интрузии. Такие породы изучены нами по разрезам скважин СВ-10, СВ-39 и КЗ-1416 в северном фланге Северо-Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии. Во всех этих скважинах наблюдалась одна и та же закономерность: повышение значений $\delta^{34}S$ в породах Нижнеталнахской интрузии по сравнению с породами продуктивной интрузии (по той же скважине). Средние значения $\delta^{34}S$ пород Нижнеталнахской интрузии в этих случаях являются наиболее высокими по сравнению и с таковыми, где эта интрузия залегает в стратиграфическом разрезе ниже продуктивной или при отсутствии последние. Такая же закономерность проявляется и в отношении содержаний серы: средние ее содержания в таких породах существенно превышают средние значения для этой интрузии в целом и составляю 0,34 – 0,8 %. Тенденция изменения изотопного состава и содержаний серы в породах Нижнеталнахской интрузии в ассоциации с продуктивной интрузией показана на рис.43. Причины подобного поведения серы будут обсуждены позже.

Изотопный состав серы в породах апофиз Нижнеталнахской интрузии находится в диапазоне значений $\delta^{34}S$ для этой интрузии в целом и изменяется в разных апофизах от +3,6 до +18,9‰. Содержания серы также существенно варьируют, от 0,06 до 0,5%, в большинстве случаев они близки к 0,1%, т.е. довольно низкие (см. табл.10).

По изотопно-геохимическим характеристикам серы близка к Нижнеталнахской интрузии «Габбровая» интрузия, приуроченная к северо-восточному участку Северо-Восточной ветви продуктивной Верхнеталнахской интрузии (скв.СВ-8). Значения $\delta^{34}S$ в трех пробах пород изменяются от +10,5 до +17,4 ‰, а содержания серы – от 0,19 до 0,61 %. Среднее значение $\delta^{34}S$ пород +14,7‰, более высокое, чем таковое для Нижнеталнахской интрузии в целом, а содержание серы (0,36‰) близко к последней. Можно предположить, что причиной более высокого содержания тяжелого изотопа $\delta^{34}S$ в породах «Габбровой» интрузии является

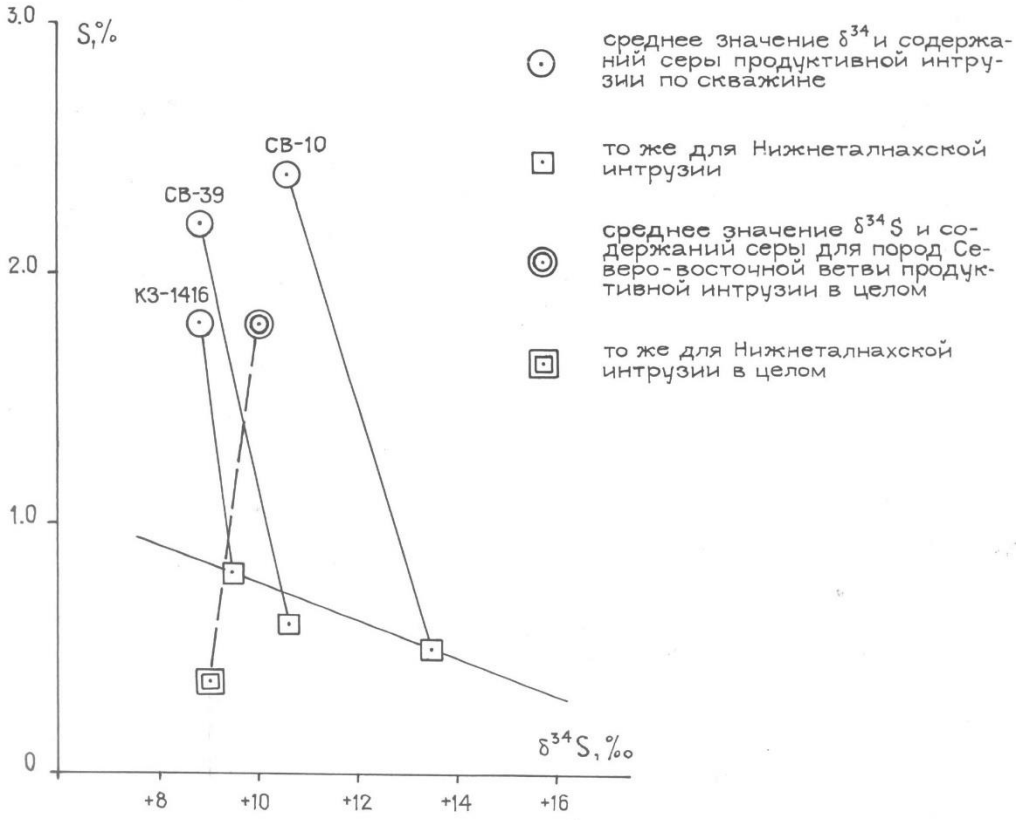


Рис. 2 Направленность изменения содержаний и изотопного состава серы пород Нижнеталнахской интрузии в ассоциации с породами продуктивной интрузии

заимствование изотопно-тяжелой серы в составе летучих соединений из вмещающей гипс-ангидритовой тощи зубовской свиты. Отметим, что наиболее высокое содержание серы в пробе, где значение $\delta^{34}S$ близко к средней величине для продуктивной интрузии.

В другом участке «Габбровой» (?) интрузии, залегающей выше по разрезу разведочнинской свиты (скв.КЗ-1552), хотя значения $\delta^{34}S$ и содержания серы и попадают в диапазон соответствующих значений для Нижнеталнахской интрузии, в целом, они ниже таковых для участка «Габбровой» интрузии, вскрытой скважиной СВ-8. Значения $\delta^{34}S$ в трех пробах пород изменяются от 5,7 до 7,0 %, среднее – +6,3 %, а содержания серы – от 0,05 до 0,28 %, среднее – 0,14 %. Возможно, причина различий заключается в разном составе вмещающих толщ в этих участках интрузии, хотя не исключены и другие причины, для выяснения которых необходимы дополнительные исследования.

В заключение характеристики интрузий Талнахского рудного узла отметим, что в двух пробах пород слабодифференцированной интрузии, относимой к моронговскому типу, и залегающей в эффузивах (скв. СГ-21), серы показала обогащение $\delta^{34}S$ до 8,2 – 10,3 %, при очень низких ее содержаниях -0,07 и 0,01 %, соответственно.

В четырех пробах пород, представляющих четыре разные безрудные недифференцированные интрузии, замещающие в отложениях тунгусской серии, значения $\delta^{34}S$ изменяются от +2,5 до +8,2‰, а содержания серы колеблются в основном от 0,11 до 0,26%. (табл.10). В одной пробе трахидолерита обнаружено высокое содержание серы до 1,9%. Следует отметить, что единичные анализы изотопного состава и содержаний серы в этих пробах пород не могут дать представление о характере распределения этих величин в соответствующих интрузиях в целом, поскольку аномальные значения $\delta^{34}S$ и содержаний серы, фиксируемые по единичным пробам, могут быть обусловлены как вторичными изменениями породы, так и влиянием летучих продуктивных интрузий, находящихся поблизости.

Рис. 5.10. Закономерности распределения рудогенных элемен-тов в пределах Хараелахской ветви на западном фланге рудника «Октябрьский».

4.4.2. Норильский рудный узел

Для Норильского рудного узла, помимо общих с Талнахским рудным узлом вопросов петрогенеза и рудогенеза, особый интерес представляет выяснение времени образования и связи с продуктивными интрузивами сульфидоносных непродуктивных интрузий норильско-талнахского типа, а также некоторых дифференцированных сульфидоносных интрузий спорного типа. Следует отметить, что последние две группы (или типа) интрузий в Талнахском рудном узле пока не отмечены.

Интрузии нижненорильского типа изучены по скважинам: ПЕ-16, 17, 28, 30, 31, а также НП-8, 17, ЮН-7, представляющих разрезы Восточно-Норильской*, Южно-Норильской и Нижненорильской* интрузий, а также интрузии Норильск II*. Результаты приведены в табл.10 и на рис.44. Значения $\delta^{34}S$ в породах интрузий нижненорильского типа изменяются в широком диапазоне от +1,3 до +19,2 ‰, среднее $\delta^{34}S$ - +8,7 $\pm$ 1,2‰ (25 проб), а содержания серы от 0,02 до 0,44 %, среднее – 0,17 $\pm$ 0,03 % (15 проб). Характер вариаций изотопного состава и содержаний серы, а также средние значения этих величин в Южно-Норильской и Восточно-Норильской интрузиях сходны и составляют 9,5 $\pm$ 1,9 ‰ (13 проб) и 0,16 $\pm$ 0,09 % (3 пробы) и +9,3 $\pm$ 1,8 ‰ (7 проб) и 0,18 $\pm$ 0,06 % (7 проб), соответственно. Нижненорильская интрузия и Норильск II по сравнению с этими интрузиями, характеризуются более однородным изотопным составом серы, которая также в меньшей степени обогащена тяжелым изотопом $\delta^{34}S$. Средние значения $\delta^{34}S$ и содержания серы в этих интрузиях составляют: +7,4 $\pm$ 0,4 ‰ (4 пробы) и 0,12 $\pm$ 0,03 % и +5,5 $\pm$ 0,2 ‰ (5 проб) и 0,16 $\pm$ 0,02 %, соответственно. Следует, однако, отметить, что окончательно делать вывод об отличии изотопных характеристик серы этих двух интрузий от других Нижненорильских еще рано ввиду ограниченного количества проанализированных проб. Но если это действительно так, то можно говорить об определенной «зональности» распределения значений $\delta^{34}S$ в интрузиях нижненорильского типа по площади, а именно о некотором понижении величин этих значений и уменьшении диапазона их вариаций по мере приближения к продуктивной интрузии Норильск 1.

Сравнение изотопных характеристик серы Нижнеталнахской и нижненорильских интрузий показывает аналогичный характер их распределения в обоих случаях, а также по отношению к распределению величин $\delta^{34}S$ в соответствующих продуктивных интрузиях (рис.44).

В заключение характеристики Нижненорильских интрузий отметим, что в апофизах их сохраняется тот же характер распределения изотопных отношений и содержаний серы, что и в основном теле (см. табл.10).

---

* По иному мнению, интрузивы Восточно-Норильской, Южно-Норильской и Норильск II относятся к норильско-талнахской группе, Нижненорильский интрузив – к нижнеталнахскому типу.

Непродуктивные сульфидоносные интрузии норильско-талнахского типа изучены по разрезам скважин ПЕ-1, ПЕ-9, ПЕ-2, представляющие разрезы интрузии г.Черной в разных участках ее распространения. Изотопный состав серы пород этой интрузии в целом изменяется от +3,9 до +15,4‰, среднее $\delta^{34}S$ - +7,2 ± 0,6 ‰; содержания серы колеблются от 0,03 до 1,8%, среднее 0,33±0,11. Распределение изотопных отношений и содержаний серы в разных участках интрузии несколько различаются. Так, по разрезам скважин ПЕ-2, ПЕ-1 и ПЕ-9 они составляют: 5,1±0,5‰ и 0,06±0,01% (3 пробы); +6,5±0,04‰ и 0,24±0,09% (6 проб) и +8,2±0,9‰ и 0,45±0,2%, соответственно. Эти данные свидетельствуют о недостаточно хороших условиях гомогенизации серы и ее изотопов в интрузии. Сравнение распределения изотопных отношений серы в интрузии г.Черной и продуктивной интрузии Норильск 1 показывает, что интрузии близки по диапазонам вариаций этих величин, причем максимумы распределения их совпадают (рис.45). Следует отметить, что в интрузии Норильск 1 максимум распределения величин $\delta^{34}S$ более резко очерчен, чем в интрузии г.Черной, где он в полтора раза более такового в продуктивной интрузии. (Здесь нужно

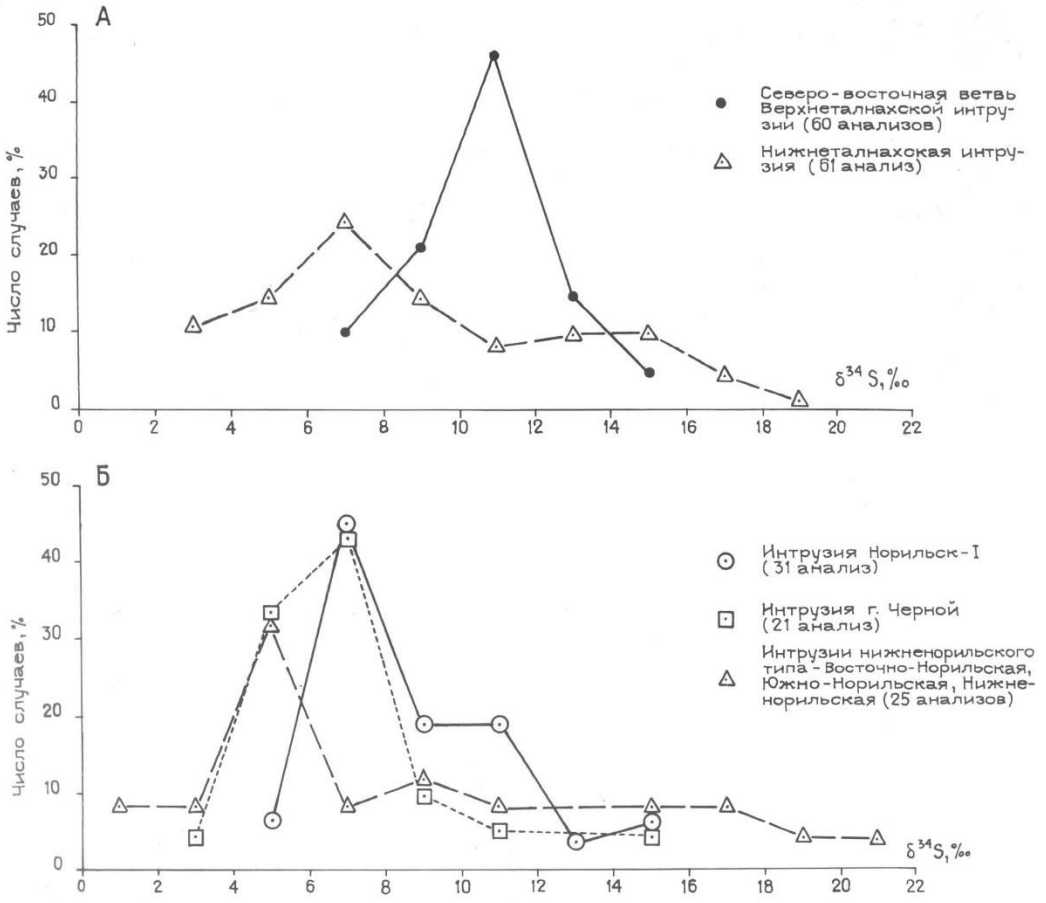


Рис. 3 Вариационные гистограммы изотопного состава серы в интрузиях Талнахского (А) и Норильского (Б) рудных узлов

заметить, что интрузия Норильск 1 представлена, в основном, пробами пород в удалении от одноименного месторождения, в последнем случае максимум распределения величин $\delta^{34}S$ для этой интрузии должен быть более резко выраженным).

Сравнение же изотопных характеристик серы пород и серы сульфидов руды в этих интрузиях, соответственно, показывает следующее. Изотопный состав серы сульфидов вкрапленных руд в интрузии г. Черной (среднее $\delta^{34}S$ - +9,1$\pm$0,5‰ (9 проб) отличается от серы пород этой интрузии более высоким содержанием тяжелого изотопа $\delta^{34}S$ и несколько меньшей дисперсией значений $\delta^{34}S$. В интрузии Норильск 1 средний изотопный состав серы сульфидов руды (+8,2 $\pm$ 0,4 ‰; 33 пробы) ближе к таковому серы породы (+8,9 $\pm$ 0,4 ‰; 31 проба), которая несколько обогащена $\delta^{34}S$ по сравнению с рудой, хотя дисперсии изотопных отношений в них сходны. Такой же характер распределения изотопов серы в системе руда-порода наблюдается и для ветвей Северо-Западной и Северо-Восточной продуктивной Верхнеталнахской интрузии.

Такое различие в распределении изотопов серы в системе руда-порода интрузии г. Черной и продуктивной интрузии Норильск 1 может свидетельствовать о некоторых отличиях в условиях и времени становления интрузивов и связанных с ними руд. Для решения этого вопроса необходимы дополнительные исследования. Здесь же отметим, что интрузия г. Черной по изотопным характеристикам серы занимает «промежуточное» положение между продуктивной интрузией Норильск 1 и интрузиями нижненорильского типа, будучи близкой к первой (рис.44).

Сульфидоносные дифференцированные интрузии спорного типа – Верхнеамбарнинская и Зуб-Маркшейдерская* представлены небольшим числом проб, отобранных по разрезам скважин НП-16 и НП-20, НП-12, соответственно. Результаты изотопного состава и содержаний серы в этих интрузиях приведены в табл.10 и на рис44. Ввиду ограниченного количества проб трудно судить о характере поведения серы и ее изотопов в этих интрузиях. Отметим лишь, что значения $\delta^{34}S$ в трех пробах Верхнеамбарнинской интрузии изменяются от 0 до +5,3 ‰, а содержания серы от 0,1 до 0,18%. В пяти образцах пород интрузии Зую-Маркшейдерской, включая Верхнебыстринскую ветвь, значения $\delta^{34}S$ изменяются от 6,8 до 10,7 ‰, среднее +8,6 $\pm$ 9,7 ‰, а содержания серы от 0,1 до 0,32 %, среднее – 0,22 $\pm$ 0,4 %. Следует отметить, что по данным Е.В.Тугановой и др. (1974), сульфиды из вкрапленности в интрузии Зуб-Маркшейдерской имели изотопный состав серы близкий к метеоритному, не превышающий +4,5‰. В таком случае для этой интрузии наблюдается существенно различие в изотопном составе серы пород и

* По иному мнению, эти интрузивы относятся к Зубовскому типу норильско-талнахской группы.

сульфидов, что может свидетельствовать или о наложенном характере сульфидной минерализации, или о локальной сульфуризации магмы на месте современного залегания. Для окончательного решения этих вопросов необходимы дополнительные исследования. Отметим лишь, что характер распределения изотопных отношений серы в системе руда-порода в интрузии Зуб-Маркшейдерская отличается от такового в интрузии г. Черной.

В заключение характеристики интрузий Норильского рудного узла, отметим, что в четырех пробах пород из двух интрузий моронговского типа в базальтах (скв. ПЕ-99, ПЕ-106) значение $\delta^{34}S$ изменялись от +4,9 до +10,3 ‰, при крайне низких содержаниях серы, от 0,01 до 0.08 %. В трех пробах недифференцированной интрузии, находящейся в стратиграфическом разрезе под Восточно-Норильской интрузией (скв. ПЕ-21), значения $\delta^{34}S$ варьировали от +4,6 до +8,0 ‰ (среднее +5,9 ‰), а содержания серы от 0,06 до 0,08%. Как ранее отмечалось, единичные изотопные анализы серы при низких ее содержаниях в породе не могут дать правильного представления о поведении серы и ее изотопов в интрузии.

Изотопно-геохимические исследования благородных газов дают возможность определять в составе флюидов из газово-жидких микровключений мантийную и коровую (радиогенную) компоненты. Установлено, что в мантийных флюидах и силикатных массах соотношение изотопов гелия $^{3}He/^{4}He$ очень высокое ($\sim10^{-5}$), такими соотношениями характеризуются гидротермы Исландии, газы вулкана Килауэа на Гавайях, термальные источники и газы Тихоокеанского вулканического кольца, а именно Камчатки, Курильских островов, Японии, Северной Америки. Данное соотношение примерно в тысячу раз выше, чем во флюидах, возникающих в породах земной коры ($\sim10^{-8}$). Поэтому соотношение изотопов гелия позволяет выделить мантийную и коровую (радиогенную) компоненты в реальных интрузивных и эффузивных телах для определения степени контаминации коровым веществом, которая является важнейшим условием и признаком возможной сульфидной ликвации в данных телах.

Изотопный состав аргона (отношение изотопов $^{40}Ar/^{36}Ar$) дает возможность точно рассчитать в минеролообразующих флюидах долю аргона атмосферного происхождения. Единственный путь проникновения воздушного аргона в недра - миграция в составе инфильтрационных и седиментационных вод. Поэтому

отношение изотопов индицирует меру участия вод близповерхностного происхождения в минералообразовании, или, степень открытости геосистем по отношению к близповерхностным флюидам.

Сера является широко распространенным элементом в литосфере, гидросфере и атмосфере Земли. В окисленной форме она встречается в виде сульфатов в океанах и в эвапоритовых породах. Сера обнаруживается в самородном состоянии в кепроке соляных куполов и в породах из некоторых вулканических регионов. Встречаются также восстановленные формы серы – в сульфидах полиметаллических месторождений, ассоциирующихся с магматическими, осадочными и метаморфическими породами. Поэтому данные об изотопном составе серы особенно полезны для изучения сульфидных месторождений.

Проведенные специалистами ВСЕГЕИ изотопно-геохимические исследования (Изотопная геология Норильского района.,2017) благородных газов из первичных газово-жидких микровключений пород и руд Норильских месторождений выявили закономерность в составе гелия, аргона и серы в интрузиях с различной степенью рудоносности. Результаты оказались неожиданными: в интрузиях с наиболее богатым промышленным оруденением (Талнахская, Хараелахская, Норильск I) изотопный состав гелия из микровключений оказался коровым, а аргона – атмосферным (рис.5), что является не характерным для пород основного-ультраосновного состава. В безрудных интрузиях (Боотанкагская, Зеленогривская и др.), эти показатели существенно отличаются, они более мантийные. Полученные результаты существенно опровергают, ранее предложенные гипотезы о транспортировки огромного количества рудного вещества из глубинных очагов.

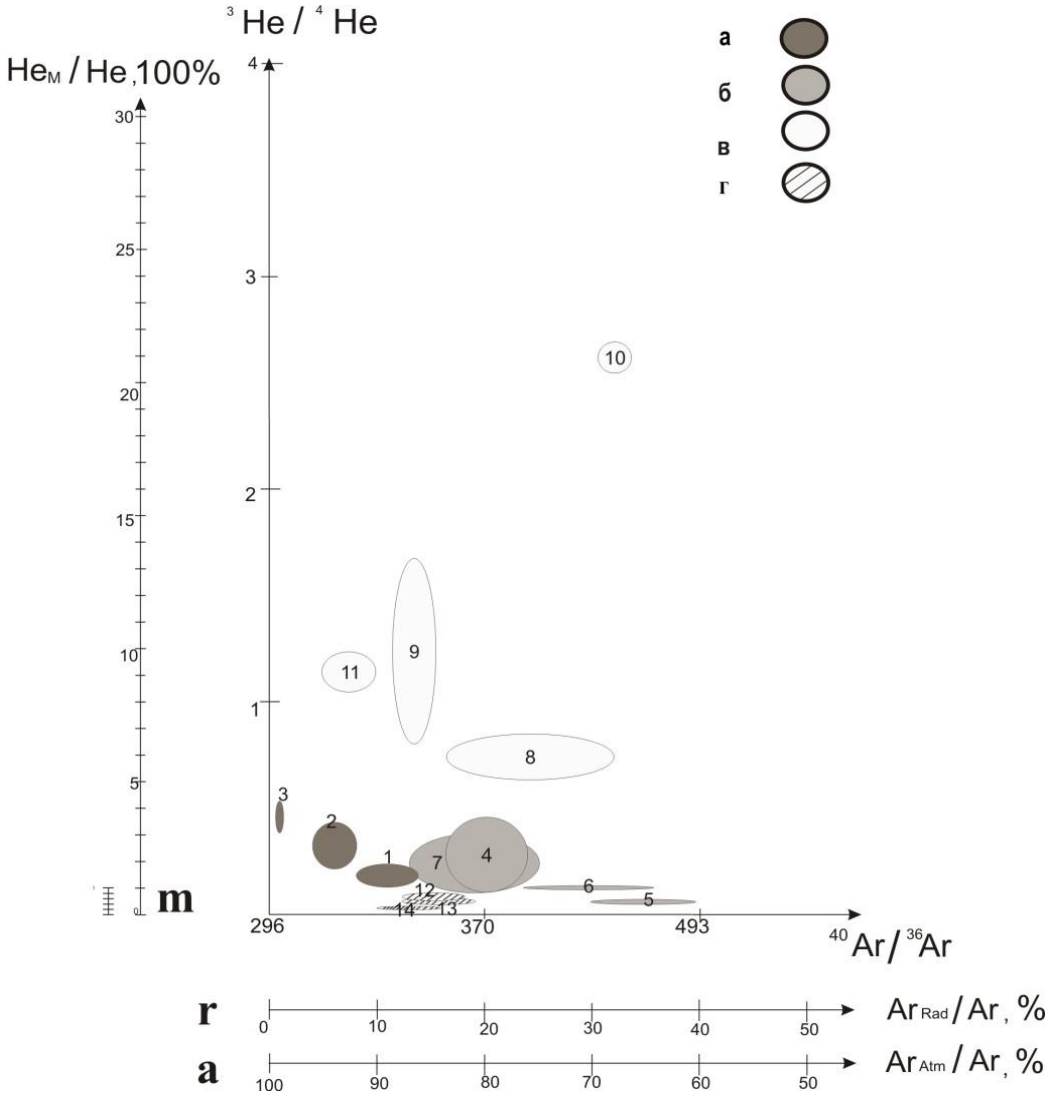


Рис.5. Взаимосвязь изотопного состава He и Ar в Норильских интрузивах (средние значения, I - III этапы).

Интрузивы: а – богатые: 1- Хараелахский; 2- Талнахский; 3- Норильск-I;

б – средние: 4-Черногорский; 5- Вологочанский; 6- Южно-Пясинский;

7- Зуб-Маркшейдерский;

в - бедные: 8 -Зеленогривский; 9 -Тулай-Кирякский; 10 - Боотанкагский;

11- Нижнефокинский;

г – сателлиты: 12- Масловский; 13- Нижнеталнахский; 14- Нижненорильский. Эллипсы отображают пределы вариаций средних значений ($\sigma_{средн}$).

Многочисленные исследования изотопного состава серы из руд норильских месторождений, выявили четкую закономерность в увеличении показателя $\delta^{34}S$ от слабо рудоносных интрузий к несущим промышленное оруденение. В наиболее рудоносных интрузиях присутствует изотопно тяжелая сера с величиной $\delta^{34}S$ = 8-12‰, приближающейся к значениям, характерным для ангидрита (15-18‰, в среднем 16,5‰)(рис.6). Эти данные отвергают мантийное происхождение серы сульфидных руд, и указывают на существенный вклад серы сульфатов осадочной толщи.

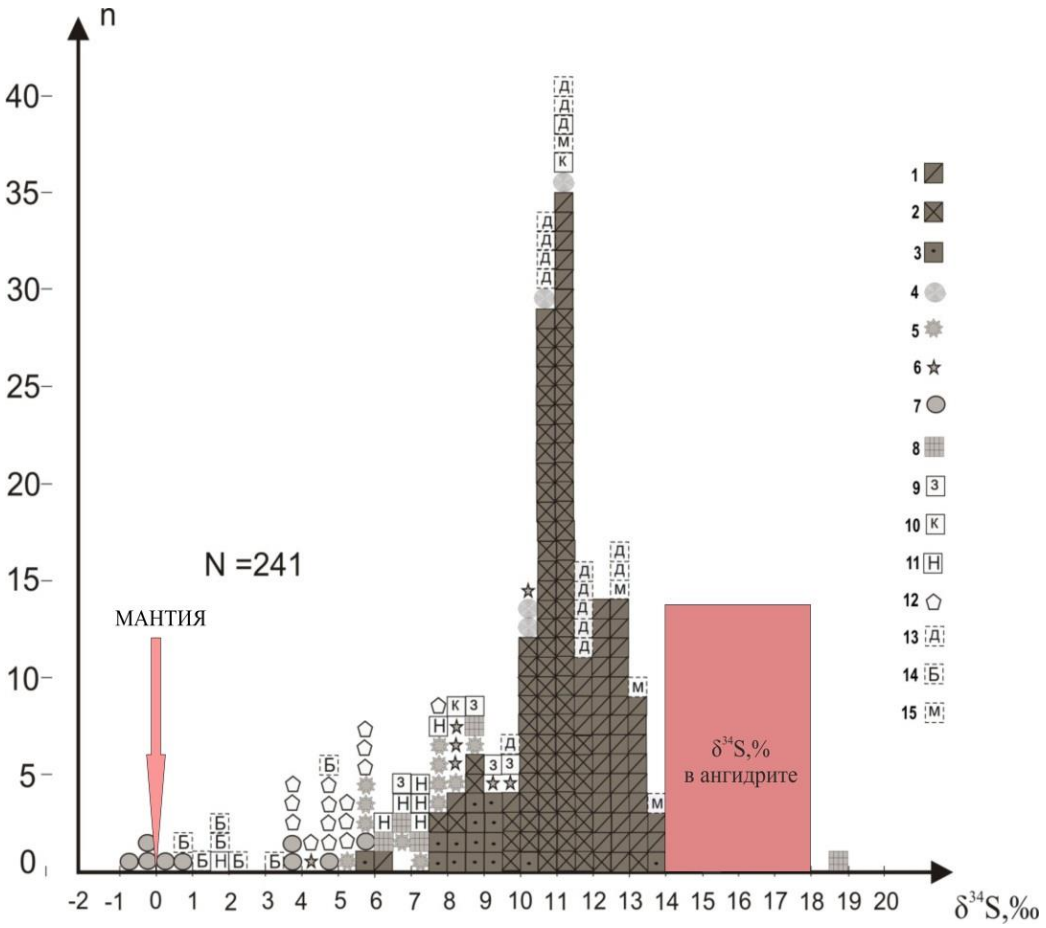


Рис.6. Распределение величины $\delta^{34}S$ в интрузивах с разной степенью рудоносности

Интрузивы: богатые: 1 – Хараелахский, 2 – Талнахский, 3 – Норильск-1, средние: 4 – Черногорский, 5 – Вологочанский, 6 – Южнопясинский, 7 – Зуб-Маркшейдерский, 8 – Имангдинский, бедные: 9 – Зеленогривский, 10 – Круглогорский, сателлиты: 11 – Нижнеталнахский, 12 – Нижненорильский, перспективные: 13 – Дюмталейский, 14 – Бинюдинский, 15- Микчандинский

Согласно модели МДДК рудоносная интрузия является промежуточным очагом, через который проходило большое количество магмы, которая изливалась на поверхности в виде покровов базальтов определенной свиты. Базальты, проходившие через субвулканическую камеру (транскамерная фация) отличны от базальтов изливавшихся «напрямую» (трансканальная фация) через субвертикальные трещины. Основным отличием базальтов проходивших через субвулканическую камеру, является наличие порфировых, гломеропорфировых вкрапленников плагиоклаза. Рост и кристаллизация вкрапленников плагиоклаза происходили в камере интрузии, вследствие чего, данные вкрапленники должны нести в себе изотопно-геохимические метки о минералообразующей среде, в которой они образовались. Как показали изотопно-геохимические исследования гелия и аргона из пород и руд, минералообразующая среда в интрузиях с разной степенью рудоносности была весьма различна. Тоже можно сказать про закономерности в изотопном составе серы, выявленные в интрузиях с различной степенью рудоносности. Такие же закономерности должны наблюдаться в базальтах, изливавшихся в различных фациальных условиях.

Глава 6

отв. И.И. Никулин, В.Н. Михайлов

СИСТЕМА РУДОНОСНОГО МАГМАТИЗМА

Современные представления об общей геодинамике Земли базируются на ряде традиционных и новых гипотез, в том числе плейт-тектонике, тектонике мантийных плюмов, динамике перемещения расплавов и флюидов. Все они построены на том, что магматизм плюмов разного возраста отражен в пространстве в виде вулкано-плутонических ассоциаций в пределах зон малых мощностей океанической коры (Исландский, Гавайский и др.), в зонах субдукции (Курильская и др. островные дуги), а на щитах выделяется как крупные магматические провинции. Однако как показывает опыт составления геологических карт, расчеты мощностей докембрийских плюмов при отсутствии достоверных данных о площадях и объемах изверженных пород, не имеющих замкнутого математического описания, весьма дискуссионны, а ограниченный объём данных по вещественному составу и изотопным возрастам пород не позволяет рассматривать полученные результаты как окончательные.

Проекция стволовой части плюма на земную поверхность предполагается в районе ..., где сходятся три «луча» магмоконтролирующих разломов протяженностью до ... км.

В НМП известны только три интрузии, несущие промышленные (разрабатываемые) месторождения медно-никелевых руд: Хараелахская и Талнахская в Талнахском рудном узле и Норильск-1 в Норильском рудном узле. В непосредственном соседстве с ними находятся еще два десятка в разной мере дифференцированных интрузий (рис. 6.1). Две из них – Нижнеталнахская и Нижненорильская – относятся к нижнеталнахскому телу; они имеют резкие изотопно-геохимические отличия от рудоносных. Все другие интрузии по геохимическим характеристикам подобны рудоносным телам. Некоторые из них несут вполне существенное оруденение (близкое промышленному), другие – только незначительную минерализацию. Степень дифференциации этих тел тоже различна. Есть интрузии, дифференцированные подобно рудоносным (Черногорская), а некоторые тела (например, рассматриваемые в качестве периферических силлов рудоносных интрузий) практически недифференцированы.

Промышленные рудные узлы контролируются Норильско-Хараеласким разломом, а непромышленные – другими: Тангаралахским (Пясинско-Вологочанский узел) и Имангдинским (Имангдинский узел).

Выделяются четыре системы интрузий норильского типа, отвечающие рудным узлам: Талнахская, Норильская, Имангдинская и Пясинско-Вологочанская.

Основной объём интрузивной системы наиболее богатого Талнахского рудного узла составляют рудоносные массивы норильско-талнахского подтипа.

Хараелахский и Талнахский. Они сопровождаются интрузиями круглогорского подтипа ("Габбровая", гряды Лесной, ручья Заячьего – реки Листвянки и др.). Кроме того, здесь, как и в других рудных узлах, развиты субпластовые тела, относящимся к макусовскому подтипу.

В промышленном Норильском рудном узле представлены все подтипы интрузий норильского типа. К норильско-талнахскому подтипу относится интрузия Норильск-1 (ее южная часть иногда описывается как отдельная Восточно-Норильская интрузия). Массивы Черногорский и Норильск-2 принадлежат черногорскому подтипу, при этом Норильск-2 имеет специфическую дайкообразную форму. Названные интрузии имеют значительный суммарный объем, но вместе с ними широко развиты менее дифференцированные интрузии зубовкого и двугорбинского подтипов, не известные в Талнахском рудном узле. Интрузии круглогорского подтипа в Норильском рудном узле не менее обычны, чем в Талнахском.

В интрузивной системе забалансового Имангдинского рудного узла доминируют тела, относящиеся к зубовскому (Мантуровская Накохозская интрузии) и двугорбинскому подтипу (Хюктинская интрузия). Один массив (Имангдинский) принадлежит черногорскому подтипу. В его составе представлены лейкогаббро, но самостоятельные интрузии круглогорского типа не известны.

В Пясинско-Вологочанском рудном узле известны две сближенные интрузии зубовского подтипа (Южно-Пясинская и Вологочанская), несущие забалансовое вкрапленное оруденение.

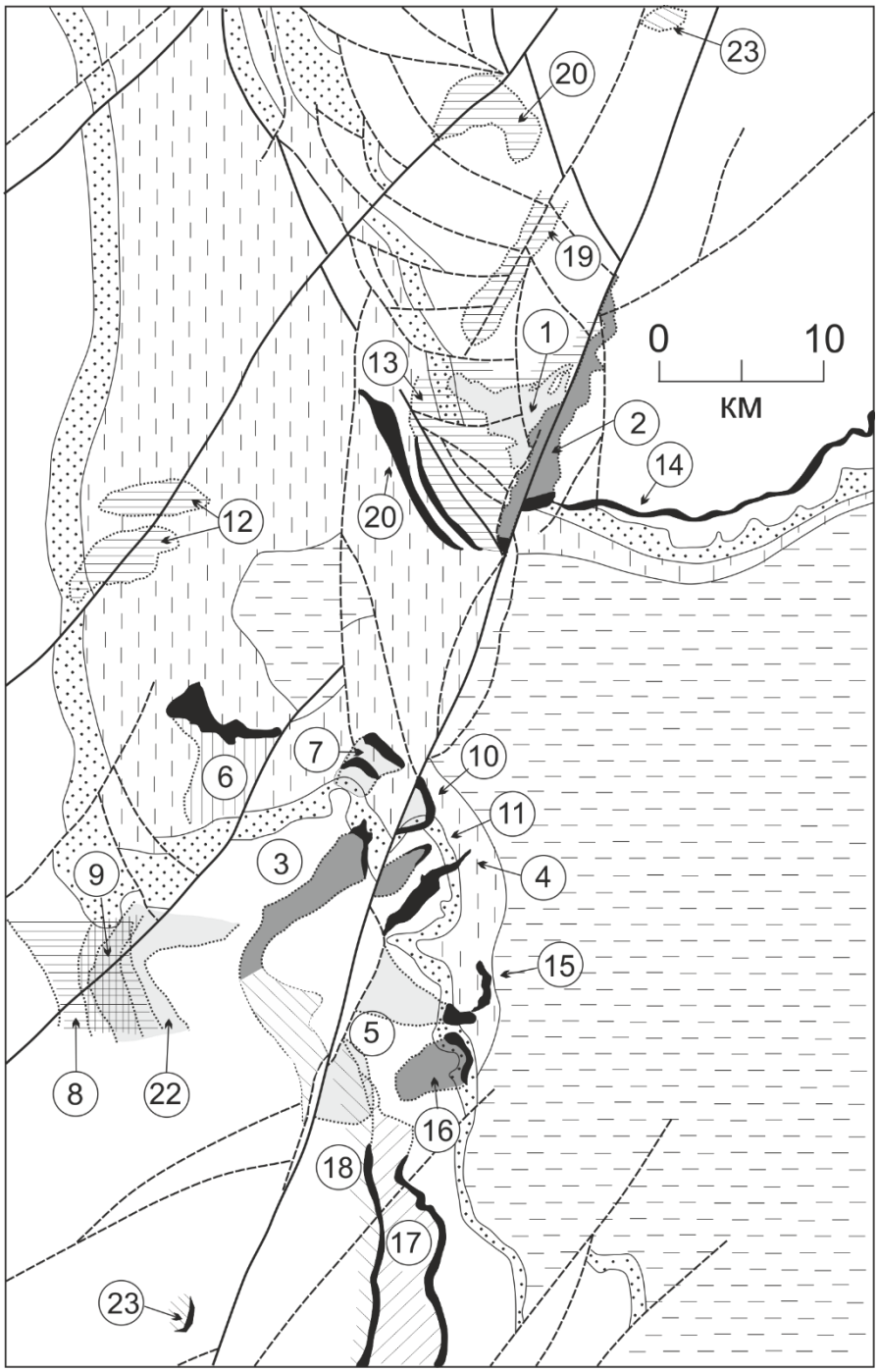


Рис. 6.1. Схема распространения рудоносных и сопутствующих интрузий в центральной части Норильского района.

К норильско-талнахской (хромистой) группе относятся интрузивы: Верхнеталнахский, Норильск 1, Норильск II, г.Черной, Имангдинский, гор. Зуб-Маркшейдерская, Мантуровский, Накохозский, Макусовский, Хюктинский, Тальминский, Бурканский, многочисленные более мелкие тела, развитые в пределах Норильского рудного узла и апофизы перечисленных интрузивов. Среди интрузивов, входящих в состав норильско-талнахской группы, представлены как полнодифференцированные массивы с богатым оруденением (Верхнеталнахский, Норильск 1), так и тела со слабой дифференциацией и недифференцированные (Накохозская, Макусовская интрузии).

Существует мнение, что интрузивы талнахского подтипа (дифференцированные тела от верхних такситов (с лейкогаббро) до пикритовых габбро-долеритов, несущие существенное оруденение и интрузивы Зубовского типа, в составе которых верхние такситовые габбро-долериты и лейкогаббро почти не проявлены, а пикритовые габбро-долериты не образуют самостоятельного горизонта. К первому типу относятся интрузивы Верхнеталнахский, Норильск 1, Норильск II, горы Черной, Имангдинский, ко второму – интрузии гор Зуб-Маркшейдерская (с Горстроевской и Верхнебыстринской ветвями), Верхнеамбарнинская, скважин ПЕ-72,-73,-74, Накохозная. Все остальные интрузивы обычно рассматриваются как нерасчлененные образования норильско-талнахской группы.

6.1. Интрузивные комплексы металлоносной провинции

Термин «интрузивный комплекс» предложен ВСЕГЕИ, который подразумевает «совокупность близких по времени образования интрузивных пород, сформировавшихся из одного магматического очага, с характерными особенностями размеров и морфологии главных тел, а также минералогического и петрохимического состава». Следовательно, при выделении комплексов учитываются следующие наиболее важные особенности интрузий: форма, минеральный и химический состав пород (нормальные, протообогащенные, субщелочные и т.п.), степень дифференциации, особенности внутреннего строения, связь с ними определенных полезных ископаемых, минеральные ассоциации зон эндо- и экзоконтактов, а также факты прорывания одних интрузий другими.

В обзоре интрузивных комплексов, приведенном выше в разделе «Интрузивные образования», была дана предварительная краткая характеристика интрузивных комплексов. В настоящем разделе их характеристика выполнена более подробно и в ином ключе: с уклоном на особенности состава, морфологии, строения и распространения интрузивных комплексов, а также связанных с ними изменений во вмещающих породах и полезных ископаемых.

Ниже охарактеризованы интрузивные комплексы, распространенные именно в пределах характеризуемой территории и на непосредственно примыкающих к ней площадях. Комплексы, упомянутые выше в обзоре интрузивных образований и отсутствующие на площади работ (например, фокинский, мороновский, далдыканский, авамский, маймеча-котуйский, каменский, далбыхский, чадобецкий и др.), в настоящем разделе не рассматриваются.

Характеристика интрузивных комплексов произведена, прежде всего, согласно классической схеме и описанию, составленным специалистами ВСЕГЕИ во второй половине прошлого столетия [Старицкий, 1959ф; Лурье, 1960ф и др.], разработки которых научно обоснованы, хорошо структурированы и по-прежнему актуальны.

Ергалахский комплекс

Интрузии позднепермского ергалахского коплекса (согласно схеме ВСЕГЕИ соответствуют первой фазе магматизма) развиты в основном за пределами характеризуемой территории, на крыльях северной части Хантайско-Рыбинского вала, но встречаются также и на площади работ, в северной части Курейско-Летнинского вала (среднее течение реки Курейки).

Интрузии представлены силлами субщелочных пород: титан-авгитовых диабазовых порфиритов и трахидиабазов, мощностью 30-80м. В эндоконтактах силлов залегают закаленные витрофировые корки, за которыми следуют зоны пород с интерсертальной основной массой и порфировыми выделениями лабрадора. В центральной части силлов залегают породы с пойкилоофитовой структурой и крупными вкрапленниками лабрадора или андезина. Весьма характерен титан-авгит. Встречаются биотит, анальцим, акцессории – апатит и сфен. В некоторых разновидностях отмечаются оливин и кварц.

В химическом отношении породы ергалахского комплекса отличаются повышенным содержанием щелочей, титана, повышенной величиной отношения железа к магнию [Старицкий, 1959ф]. Слабо проявленная дифференциация внутри ортдельных интрузий приводит к образованию трахидолеритов, обогащенных щелочами и железом. Интрузии ергалахского комплекса считаются комагматичными эффузивам ивакинской свиты. Эндогенных медно-никелевых проявлений в связи с характеризуемыми интрузиями не известно.

Пясинский комплекс

Интрузии позднепермского пясинского комплекса (согласно схеме ВСЕГЕИ – первая фаза магматизма) распространены в основном за пределами характеризуемой территории: у северного борта Хараелахской мульды (в междуречье рр. Кумга-Икэн), откуда они прослежены на восток вплоть до оз. Арылах, на запад - до оз.

Пясино. Установлены также в долине р. Хантайка и вскрыты скважинами севернее оз. Хантайское. Единичные интрузии пясинского комплекса (или его аналога) установлены в низовьях р. Бахта [Варганов, 2005ф].

Интрузии локализуются в основном в отложениях девона и перми, реже прорывают осадки ордовика-силура. Они образуют субпластовые тела мощностью от первых метров до 85 м.

Среди образований пясинского комплекса доминируют интрузии умеренно-щелочных кварцсодержащих габбродолеритов, слабодифференцированные от умеренно-щелочных пикродолеритов до трахидолеритов и габбродиоритов. Для минерального состава характерно повышенное содержание титаномагнетита и ильменита. Макроскопические породы призматически-зернистые средне- и крупнозернистые серого и светло-серого цвета, с долеритовой, пойкилоофитовой и трахитоидной структурами.

Общей чертой интрузий пясинского комплекса, как и позднепермских интрузий в целом, является высокая концентрация калия, а в их нормативном составе (щелочные долериты) часто присутствует нефелин. Умеренно-щелочные пикродолериты характеризуются довольно высокой магнезиальностью (16,91-19,09%), повышенными содержаниями титана и калия.

По геохимическим данным породы пясинского комплекса существенно отличаются от эффузивов ивакинской свиты, комагматами которой считаются позднепермские интрузии региона, повышенными содержаниями никеля и хрома и пониженными - стронция, бария и особенно циркония.

Чалбышевский комплекс

В этот позднепермский комплекс (согласно схеме ВСЕГЕИ – первая фаза) выделены маломощные силлы (до 30-50 м) и секущие тела недиференцированных и слабо дифференцированных долеритов, в различной степени хлоритизированных и амфиболизированных и нередко содержащих повышенное (до 25 – 35%) количество минералов группы палагонита. Эти интрузии распространены в нижнем течении реки Нижней Тунгуски, вблизи устья р. Чалбышева. Они являются позднепермскими и залегают среди отложений угленосной толщи перми и в нижней части разреза туфогенной толщи нижнего триаса. В интрузиях изредка отмечается слабая дифференциация, выраженная в появлении в подошве интрузий пород, обогащенных оливином.

Среди пород, слагающих интрузии, выделяются амфиболизированные лейкократовые порфировидные долериты, анортозитовые долериты, в различной степени амфиболизированные, палагонитовые толеитовые долериты с титан-авгитом и другие. Кроме оычных породообразующих минералов траппов,

содержание которых в породах варьирует, встречаются кварц, магнетит, роговая обманка, актинолит. Отмечаются редкие шлиры, сложенные габбродолеритами и долерит-пегматитами. Для чалбышевского комплекса характерно присутствие в породах минералов группы хлорита, палагонита, что указывает на застывание интрузий в приповерхностных условиях при наличии в магме значительных количеств воды.

В экзоконтактах интрузий развиты альбит-хлорит-пироксеновые роговики со слюдой, кальцитом и т.д.

На левобережье Нижней Тунгуски наблюдается прорывание интрузии чалбышевского комплекса интрузией летнинского комплекса.

Летнинский комплекс

Интрузии летнинского комплекса являются позднепермскими - раннетриасовыми (согласно схеме ВСЕГЕИ – вторая фаза). Они приурочены к разломам на восточном крыле Курейско-Летнинского вала (низовья рек Северной и Летней). Встречаются и восточнее. Интрузии образуют наклонные тела мощностью до 150 м и дайки мощностью до 50 – 80 м. Сложены лейкократовыми породами с габброофитовой структурой, интенсивно автометаморфизованными. Описывались как габбродиориты (Егоров, 1949 г.), а позднее как амфиболизированные габбродиабазы (Павлов, 1957 г.), однако учитывая повышенную щелочность этих пород, их правильнее называть субщелочными долеритами и габбродолеритами.

В краевых частях интрузий отмечаются порфировые мелкозернистые разновидности этих пород, в центральных – субщелочные долериты офитовой структуры и габбро-тешениты, иногда со шлирами и жилами щелочных пегматитов. Встречаются частично переработанные ксенолиты.

Породы интрузий сложены цеолитизированным плагиоклазом (лабрадор), амфиболизированным моноклинным пироксеном, с участием цеолитов, щелочного полевого шпата, сфена, апатита, магнетита и ильменита, иногда биотита и эпидота, а также сульфидов.

В химическом отношении породы характеризуются присутствием железа по большей части в окисной форме, повышенным содержанием щелочей, пониженным – титана. Щелочные дифференциаты комплекса обогащены щелочами, кремнеземом и глиноземом и обеднены магнием. Типоморфным элементом комплекса является церий, также характерны иттрий и скандий.

С интрузиями летнинского комплекса связаны гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения магнетита рек Северной и Летней.

Тымерский комплекс

К тымерскому комплексу позднепермского - раннетриасового возраста относятся маломощные (до 20 – 25 м) дайки, сложенные интенсивно автометаморфизованными субщелочными долеритами, образующими меридиональную полосу на восточных крыльях Хантайско-Рыбинского и Курейско-Летнинского валов (согласно схеме ВСЕГЕИ – вторая фаза). Особенно широко дайки этого комплекса развиты в бассейне реки Северной (Тымеры). Далее на юг эта полоса затухает.

Субщелочные автометаморфизованные долериты (диабазы) имеют офитовую, реже пойкилоофитовую структуру и сложены цеолитизированным плагиоклазом (лабрадор), моноклинным пироксеном, интенсивно амфиболизированным и хлоритизированным. Присутствуют цеолиты, сфен, кальцит, магнетит, ильменит, пирит, пирротин.

Породы сильно изменены и отличаются повышенным содержанием глинозема, кальция и щелочей. Метасоматические альбититы, встречающиеся в этих дайках, характеризуются резким обогащением щелочами и содержат повышенное количество кремнезема. По сравнению с летнинским комплексом (по данным спектральных анализов) породы содержат больше меди, никеля, кобальта, хрома, стронция, бария. При этом иттрий, церий и скандий отсутствуют.

В связи с дайками тымерского комплекса известны гидротермально-метасоматические проявления (вкрапленно-прожилковые и сплошные пирротиновые руды, иногда с халькопиритом и минералами никеля и платиноидов). Зоны сульфидизации залегают в экзоконтактах даек, в скаполитизированных песчаниках и туфах (характерным является проявление семьдесят первого километра на реке Северной). Для измененных зон обычны скаполит, амфибол, плагиоклаз, кальцит, сфен, апатит и др.

Дайки тымерского (и летнинского комплексов) прорваны интрузиями третьей фазы (по ВСЕГЕИ).

Катангский комплекс

В этот раннетриасовый комплекс, слагающий основную массу трапповых интрузий Сибирской платформы, включены интрузии нормальных долеритов (соответствует третьей фазе - по ВСЕГЕИ).

Преобладающей формой залегания траппов катангского комплекса являются силлы, широко развитые в нижних горизонтах стратиграфического разреза территории. Значительно меньшим распространением пользуются лакколиты, дайки, жилы, штоки, кольцевые и конические интрузии. Особенно прихотливую форму имеют мелкие инъекции в породах туфогенной толщи. Мощность силлов

колеблется от единиц до сотен метров (до 300 – 350 м). Такой же мощности достигают и лакколиты. Длина даек изменяется от первых метров до десятков километров, мощность от долей метра до сотен метров.

Интрузии сложены нормальными долеритами, различающимися между собой, в основном, по структурным и текстурным признакам. Встречаются миндалекаменные разновидности, особенно в приповерхностных интрузиях. Минеральный состав пород довольно однообразен. Главными породообразующими минералами являются: плагиоклаз (лабрадор), моноклинный пироксен (пижонит), оливин (40% фаялита) и рудные минералы (магнетит, ильменит). Структура пород пойкилоофитовая, офитовая, интерсертальная, толеитовая и др.

Краевые фации интрузий представлены долеритовыми афанитами, нередко с микробрекчиевой текстурой. Мощность эндоконтактовых фаций не превышает 5-10 м (в западной части территории 0,3 – 0,5 м, поскольку здесь интрузии имеют более глубинный характер). Экзоконтактовый метаморфизм заключается главным образом в термальном воздействии траппов на вмещающие породы. Мощность измененных экзоконтактовых зон не превышает 1-2 м. Характерной особенностью некоторых более мощных интрузий является наличие в них слабой дифференциации, выражающейся в появлении шлиров, полос, линз, реже горизонтов троктолитовых долеритов, пегматоидных габбро-долеритов и долерит-пегматитов. Троктолитовые долериты при этом приурочены к нижним частям интрузий, а пегматоидные и пегматиты - к верхним частям.

Троктолитовые долериты отличаются повышенным содержанием магнезиального оливина (до 20-25%) и присутствием в качестве второстепенного минерала ромбического пироксена. Структура пород пойкилоофитовая и офитовая.

Пегматоидные габбродолериты и долерит-пегматиты характеризуются габбро-офитовой и призматически-офитовой структурой, отсутствием оливина, более железистым составом пироксена и наличием кислого мезостазиса, а также ряда постмагматических минералов – актинолита, хлорита и др.

Химический состав недифференцированных пород катангского комплекса соответствует составу плато-базальта и характеризуется незначительной нелонасыщенностью кремнеземом и отношеним железа к магнию, близким к единице [Старицкий, 1959ф].

Дифференциация внутри интрузий комплекса приводит к образованию, с одной стороны, троктолитовых долеритов, характеризующихся повышенным содержанием окиси магния, кальция и несколько пониженным содержанием

железа, окиси титана и щелочей, а с другой стороны, к образованию долерит-пегматитов, обогащенных кремнекислотой и щелочами.

Ангарский комплекс

Интрузии раннетриасового ангарского комплекса (согласно схеме ВСЕГЕИ относятся к третьей фазе траппового магматизма) пользуются широким распространением в бассейне реки Ангары, однако встречаются также и в более северных районах. Они образуют преимущественно силлы мощностью от 20 до 150 м, реже – лакколиты, секущие интрузии и дайки. Интрузии сложены в основном долеритами (так называемого ангарского типа), характеризующимися постоянным присутствием кварца или гранофира в мезостазисе и относительно более железистым составом оливина и моноклинного пироксена по сравнению с основной массой траппов. В эндоконтактах интрузий обычно залегают афанитовые долериты или микродолериты.

Дифференциация в интрузиях проявлена слабо и выражается в образовании мелких шлиров долерит-пегматитов и толеитовых габбродолеритов. Изредка встречаются расслоенные слабо дифференцированные интрузии (например, в бассейне реки Чадобец и др.), в нижних частях которых развиты породы, несколько обогащенные оливином (до 15%), в средних - нормальные долериты, в верхних-пегматоидные толеитовые габбродолериты.

В химическом отношении породы интрузий этого комплекса отличаются, в основном, повышенным отношением железа к магнию, повышенным содержанием кремнезема и несколько пониженным (по сравнению с нормальными траппами) содержанием глинозема.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород проявляются, главным образом, в термальном метаморфизме и ороговиковании.

Ногинский комплекс

В этот комплекс (согласно схеме ВСЕГЕИ относятся к третьей фазе траппового магматизма) объединены раннетриасовые интрузии лейкократовых долеритов, габбродолеритов и пегматоидных долеритов, характеризующихся повышенным (10% и более) содержанием магнетита. Эти интрузии неоднократно описывались ВАГТ при проведении геологических работ в западной части Сибирской платформы.

Интрузии имеют форму пластообразных или неправильных тел мощностью до 50-150 м, даек, штокообразных тел и локализованы в зонах широкого развития разрывных нарушений. Интрузии распространены в нижнем течении реки Нижней Тунгуски, в бассейнах Бахты, Кочумдека, Учами, а также развиты и в более южных районах – в бассейне Ангары.

Породы интрузий ногинского комплекса состоят из плагиоклаза (42 – 53% анортита), моноклинного пироксена (содержит до 30% железистого компонента), магнетита (10 – 20 объемных процента). Магнетит нередко образует сидеронитовую структуру. В незначительных количествах присутствуют ромбический пироксен и оливин (гортонолит). Характерно наличие идиоморфных кристаллов плагиоклаза, реже – пироксена первой генерации. Присутствуют кварц или микропегматит. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород выражены слабо.

Химический состав характеризуется весьма высоким содержанием окисного железа, повышенным содержанием натрия, а также пониженным содержанием титана, закисного железа, магния и кальция. Отношение железа к магнию по сравнению с траппами катангского комплекса значительно выше [Старицкий, 1959ф].

Благодаря повышенному содержанию в породах магнетита они имеют высокую магнитную восприимчивость и тела интрузий фиксируются положительными магнитными аномалиями.

Интрузии ногинского комплекса прорывают интрузии катангского комплекса и, в свою очередь прорваны дифференцированными интрузиями четвертой фазы магматизма.

Амовский комплекс

В раннетриасовый амовский комплекс (по ВСЕГЕИ - третья фаза траппового магматизма) выделены интрузии долеритов, обогащенных интрателлурическими вкрапленниками весьма основного плагиоклаза. Интрузия такого типа впервые была описана возле скалы Амо на Нижней Тунгуске (Соболев, 1936 г.), при этом породы названной скалы отличаются обогащенностью миндалинами с цеолитами и весьма крупными вкрапленниками анортита. Обычно же в порфировых анортитовых долеритах этого комплекса размер вкрапленников и гломеропорфировых скоплений не превышает 0,5-0,8 см, а содержание их в породе составляет 15-20%.

Интрузии амовского комплекса распространены в нижнем течении Нижней Тунгускм и к северу от нее – в бассейнах низовьев рек Северной, Курейки и Горбиачин.

Интрузии имеют форму силлов мощностью 200-250 м, даек мощностью до 40-50 м, а также неправильных тел. Они сложены однообразными крупнозернистыми породами пойкилоофитовой или офито-такситовой структуры, состоящими из плагиоклаза (двух генераций – анортита 85 и анортита 60), моноклинного пироксена, оливина, небольших количеств гиперстена, рудных и вторичных

минералов. Весьма характерны шлиры лейкократовых амфибол-плагиоклазовых пород с большим количеством микропегматита, отвечающим по составу пегматоидным кварцевым диоритам.

В химическом отношении порфировые анортитовые долериты отлдичаются богатством глиноземом, высоким отношением железа к магнию, пониженным содержанием титана. При дифференциации, имеющей незначительные масштабы, происходит преимущественно обогащение пород щелочами, наряду с незначительным увеличением отношения железа к магнию.

Тычанский комплекс

Названный комплекс, относимый к раннему триасу (согласно ВСЕГЕИ соответствует четвертой фазе траппового магматизма), пользуется значительным распространением в бассейнах нижнего течения рек Подкаменная Тунгуска и Нижняя Тунгуска (реки Тычаны, Чуня, Учами и другие). Интрузии тычанского комплекса, как правило, приурочены к разломам, располагающимся на крыльях структур второго порядка. Преобладающей формой залегания интрузий являются дайки мощностью до 30-50 м, реже встречаются силлы и наклонные интрузии мощностью до 50 м. Возраст комплекса устанавливается на основании пересечения дайками силлов катангского комплекса.

Породы интрузий тычанского комплекса описаны (Лебедев, 1956 г.) в группе «траппов гибридного ряда». Его интрузии сложены субщелочными долеритами, тешенит-долеритами, габбро-тешенитами с жилами и шлирами альбитовых и кварцевых монцонитов. В крупных интрузиях этого комплекса заметна незначительная дифференциация. Характерной особенностью пород комплекса является их субщелочной характер и значительно большая (по сравнению с траппами нормального ряда) степень автометасоматических изменений, что указывает на повышенное содержание летучих компонентов в магме.

Главными минералами пород являются плагиоклаз (от 32% до 60% анортитовой молекулы), нередко цеолитизированный, авгит, часто замещенный эгирин-авгитом или амфиболом и хлоритом, рудные минералы (магнетит и ильменит). Почти всегда присутствуют сфен и апатит и вторичные минералы – хлорит, амфибол, пренит, цеолит, эпидот и др.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород обычно значительные. Они выражаются в образовании гранатовых скарнов, карбонатизации, окварцевании, пренитизации и цеолитизации вмещающих (осадочных и изверженных) пород.

С интрузиями комплекса парагенетически связаны рудопроявления галенита со сфалеритом, пирротином, халькопиритом и пиритом. Оруденение локализуется либо вдоль разломов, пересекающих силлы более ранних интрузий, либо у

контактов даек тешенит-долеритов с известняками. Оруденение представлено вкрапленными и прожилковыми рудами галенита с примесью других сульфидов и магнетита. Оно сопровождается отложением кальцита, барита, цеолитов и кварца. Кроме того, по-видимому, с породами тычанского комплекса парагенетически связаны месторождения исландского шпата (в туфах и лавах).

Химический состав среднего типа пород характеризуется повышенным содержанием щелочей (в основном, натрия) и окисного железа, а также пониженным отношением железа к магнию. Габбро-тешениты отличаются повышенным содержанием кремнезема, щелочей (натрия и калия) и, в меньшей степени, титана, пониженным содержанием глинозема, железа, магния, кальция и пониженным отношением железа к магнию. По данным спектральных анализов породы тычанского комплекса обладают повышенным содержанием бериллия, галлия, меди, свинца, цинка, бария, стронция, скандия и пониженным – никеля, кобальта, хрома, ванадия.

Кузьмовский комплекс

Кузьмовский комплекс имеет раннетриасовый возраст и относится, согласно схеме магматизма ВСЕГЕИ, к четвертой фазе. По мнению Ю.Г. Старицкого и др. (1959 г.) распространение интрузий этого комплекса связано с тектонически наиболее раздробленными участками на крыльях блоковых и валообразных поднятий на территории междуречья низовьев рек Нижней и Подкаменной Тунгусок (а также в Ангаро-Илимском и Чуно-Тасеевском районах). Отличительными особенностями интрузий являются значительная дифференциация по составу и активное воздействие на вмещающие породы, что обусловлено повышенным содержанием в магме летучих компонентов. Интрузии этого типа моложе интрузий нормальных долеритов и большинством исследователей выделяется в самостоятельную фазу.

В составе кузьмовского комплекса можно выделить две группы интрузий, различающихся по форме и внутреннему строению: 1) пластообразные тела, часто расслоенные по вертикали и дифференцированные от нормальных долеритов до гранофиров и 2) гораздо чаще встречающиеся секущие тела, преимущественно дайки и штоки, сложенные почти целиком долерит-пегматитами. Различие в характере дифференциации этих групп обусловлено, главным образом, формой интрузий.

Пластообразные интрузии имеют площадь до 50 – 150 км^2 при мощности до 150-200 м и более. Форма их часто сложная. Состав отдельных горизонтов интрузий различен. Внизу залегают долериты, обогащенные оливином, и габбродолериты обычного состава; в центральных частях разрезов – трахитоидные феррогиперстеновые феррогаббро с гортонолитом или без него. Нередко дифференциация доходит до феррогортонолитовых гранофиров и долерит-

пегматитов, обогащенным микропегматитом и щелочными полевыми шпатами (кварцевые щелочные габбро). Иногда появляются кислые гранофиры, являющиеся конечным остатком кристаллизации, но иногда образующиеся при ассимиляции песчаников. Отдельные горизонты интрузий в ряде случаев обладают протомагматическими текстурами течения и ритмической полосчатостью (р. Подкаменная Тунгуска).

Наиболее изученной интрузией такого типа является Аламджахская в бассейне реки Вилюй (Масайтис, 1958 г.). В западной части Сибирской платформы сходная интрузия отмечена на междуречье рек Подкаменной Тунгуски и Юдоломо, недалеко от поселка Кузьмовка (Юон, 1959 г.). В Аламджахской интрузии установлен сериальный характер взаимоотношений между отдельными такими дифференциатами. Различные дифференцированные породы, являющиеся членами нормального ряда кристаллизационной дифференциации, описаны из разных мест западной части платформы. Вероятно существование еще не изученных интрузий такого же (сериального) типа и в западной части Сибирской платформы. Ряд интрузий, которые могут быть отнесены к кузьмовскому комплексу, описан также в бассейне Подкаменной Тунгуски (Павлов, 1958 г.).

Дифференциация в пластообразных телах имеет кристаллизационный и гравитационно-кинетический характер и приводит к образованию сильно железистых пород типа феррогаббро, а на конечных стадиях кристаллизации – кислых гранофиров, имеющих состав натровых гранитов. В процессе кристаллизации отношение железа к магнию все время увеличивается, а состав минералов (твердых фаз переменного состава) изменяется: плагиоклазов от анортит-80 до анортит-20, оливинов от фаялит-32 до фаялит-80, состав моноклинного пироксена (пижонита) меняется от магнезиального до железистого (бурой и зеленой окраски).

Секущие тела, сложенные целиком пегматоидными габбродолеритами, долерит-пегматитами, вероятно возникают как в результате фракционирования в сквозных камерах, так и при самостоятельном внедрении остаточного расплава, образовавшегося при дифференциации магмы на глубине. В этих телах сильно железистые дифференциаты обычно отсутствуют, а дифференциация идет преимущественно в сторону обогащения щелочами и кремнеземом.

Для пород кузьмовского комплекса характерно обилие позднемагматических амфибола (иногда щелочного), биотита, хлорита, серпентина, талька. Обычны кварц, апатит, сфен, магнетит, ильменит, реже встречаются халькопирит и пирит. Позднемагматическим ильменитом обычно бывают обогащены железистые дифференциаты, причем рудная вкрапленность достигает 25% по объему (например, рудопроявления титана в интрузиях горы Моргудол, на водоразделе

Подкаменной Тунгуски и Юдоломо, у Вельминских порогов и др.). Кроме железистых и кислых дифференциатовиногда встречаются недосыщенные кремнеземом субщелочные и щелочные породы (тешенит-долериты, габбро-тешениты), залегающие в виде шлиров и участков. Они обогащены цеолитами, анальцимом, альбитом, биотитом.

Контактовые изменения в связи с характеризуемыми интрузиями значительны и отличаются разнообразием. Здесь встречаются различные роговики, кальцифиры, гранат-пироксеновые скарны, породы с монтичеллитом, везувианом, скаполитом, хлоритизированные и амфиболизированные породы и другие. Встречаются скарны с магнетитом. Большинство месторождений магнетита парагенетически связано с интрузиями кузьмовского комплекса (Анакитское и др.) Н.В. Павлов (1958 г.) связывает с подобными интрузиями ряд месторождений магнетита на реке Подкаменной Тунгуске (Камышевский Байкитик, Хакдасис и др.). Вероятно, что месторождения ангаро-илимского типа связаны с ранними гидротермальными отщеплениями диффернцировавшихся на глубине интрузий кузьмовского комплекса.

Повышенное количество летучих компонентов в магме вызывает также графитизацию углей на контакте с интрузиями кузьмовского комплекса и появление месторождений графита (например, Ногинское месторождение).

Норильский комплекс

Раннетриасовые интрузии норильского комплекса (четвертая фаза магматизма согласно ВСЕГЕИ) в северо-западной части Сибирской платформы впервые были описаны Б.Е. Рожковым (1932 г.). По мнению Ю.Г. Старицкого (1959 г.) они распространены преимущественно на крыльях Хантайско-Рыбинского и Курейско-Летнинского валов. Главной областью их развития является Норильский рудный район (Норильское и Хараелахское плато), а также (в значительно меньшей мере) Курейский рудный район (западная окраина плато Сыверма). Интрузии характеризуются наличием габбродолеритов (габбродиабазов) с ромбическим пироксеном, значительной дифференциацией и сульфидным медно-никелевым оруденением.

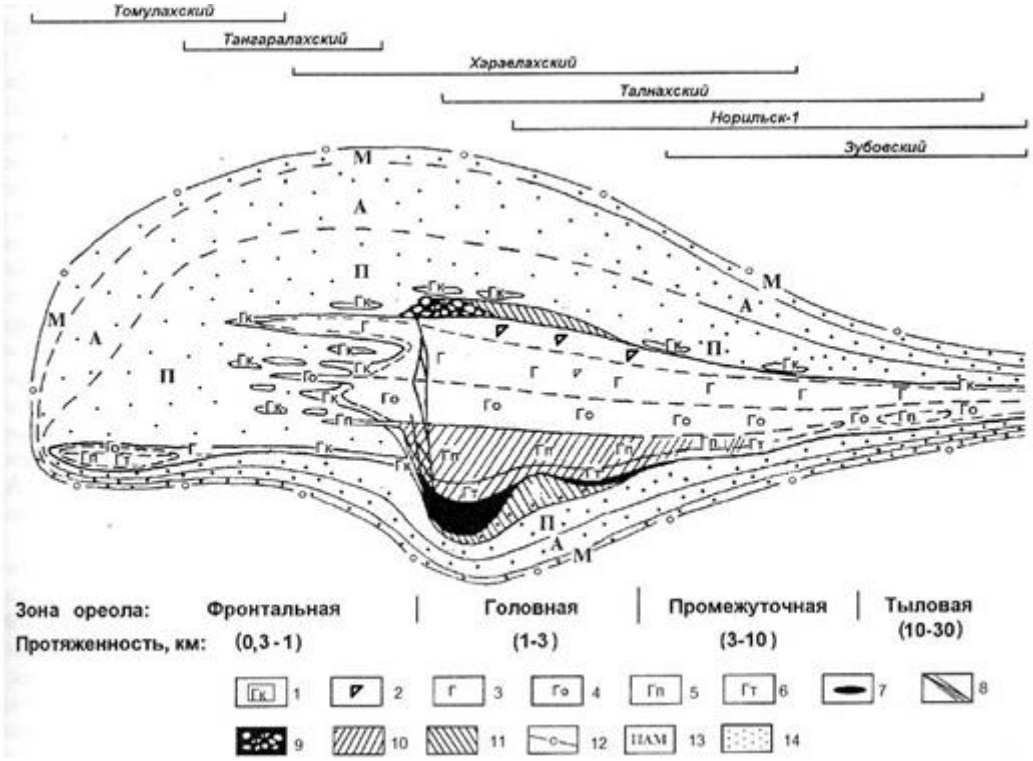
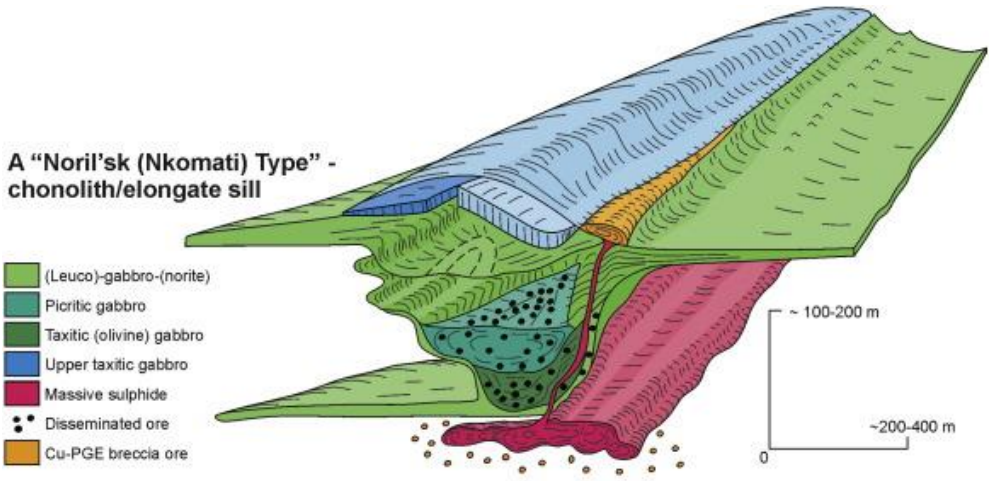


Рис. Схема строения рудоносных интрузивов Норильского региона и связанных с ними ореолов ороговикования и рудных тел (Туровцев, 2002). 1–6 – интрузивные породы: 1 – габбро-долериты и долериты эндоконтактовые, 2 – гибридные кварцевые габбро-долериты до кварцевых габбро-диоритов и диоритов, 3 – габбро-долериты, 4 – оливиновые габбро-долериты, 5 – породы «пикритового горизонта», 6 – такситовые габбро-долериты; 7–11 – сульфидные руды: 7 – массивные, 8 – прожилковые, 9 – брекчиевидные, 10 – вкрапленные (в интрузивных породах), 11 – прожилково-вкрапленные (в роговиках); 12 – внешний контур ореола ороговикования; 13 – фации ороговикованных пород (П – санидинитовая и пироксен-роговиковая, А – роговообманково-роговиковая, М – актинолит-роговиковая), 14 - роговики и ороговикованые породы.

Вставить в верхнюю фланговые и сделать трёхмерной как внизу:



Размеры интрузий, как правило, составляют в длину от 1-2 до 15 км, в ширину в среднем 0,5-3,0 км при мощности от 100 до 300 м. По форме они являются хонолитами и межформационными пластовыми залежами, реже дайкообразными телами. Внутреннее строение интрузий характеризуется наличием ряда горизонтов, образовавшихся в результате гравитационного и кристаллизационного фракционирования. Породы верхних горизонтов обогащены микропегматитом и по мнению М.Н. Годлевского имеют гибридное происхождение (кварцевые диориты, габбродиориты); в центральных частях разреза интрузий залегают оливиновые габбро, норит-диабазы; нижние части интрузий обьогащены оливином (пикритовые породы). Сульфидное оруденение приурочено к пикритовым приподошвенным разностям пород и к зоне контактовых пород в основании интрузии.

Снизу вверх по разрезу интрузий в породах имеет место увеличение отношения железа к магнию, несколько увеличивается кислотность плагиоклаза, железистость оливина (от 14 до 34 фаялитовой молекулы), железистость ромбического и моноклинного пироксенов. Последний представлен авгитом, в то время как в интрузиях ряда других комплексов это не содержащий глинозема пижонит, что связано с недосыщенным характером магмы норильского комплекса. Кроме авгита присутствует субкальциевый пижонит.

Для пород интрузий норильского комплекса весьма характерен биотит и многочисленные автометаморфические минералы: амфибол, иддингсит, боулингит, серпентин, тальк, хлорит, карбонат, пренит, альбит, эпидот, цеолиты. Обилие вторичных изменений позволяет иногда применять к породам норильского комплекса термин «диабаз».

В контактах интрузий развиты различные роговики, скарны, кальцифиры, монтичеллитовые породы (вмещающие изверженные породы часто преобразуются в биотитовые и хлорит-гранатовые породы).

Исходная магма интрузий норильского комплекса отличается пониженным содержанием титана, повышенным содержанием магния. Магма обогащена летучими компонетами, в том числе серой, что благоприятствовало дифференциации интрузий и ликвации сульфидной части расплава с образованием вкрапленных и сплошных руд (пирротин, халькопирит, пентландит, минералы кобальта, платиноидов и др.). Содержание никеля, меди, золота, серебра, хрома, серы, теллура значительно превышает кларк основных пород. Характерно малое содержание (по сравнению с нормальными траппами) или отсутствие циркония, иттрия, стронция, бария.

В составе норильского комплекса выделяются несколько типов (подкомплексов) по особенностям состава и строения: норильский, круглогорский, нижнеталнахский, зубовский.

Условия залегания и морфология интрузивов норильско-талнахской группы и их апофиз хорошо изучены на примере Верхнеталнахского интрузива. Верхнеталнахский интрузив разделяется на Северо-Западную ветвь, локализованную в девонских отложениях к западу от Главного шва Норильско-Хараелахского разлома, Северо-Восточную ветвь, залегающую в отложениях тунгусской серии к востоку от Главного шва и Юго-Западную ветвь (также приуроченную к тунгусской серии), расположенную в пределах Центрального грабена. На участке северного окончания Центрального грабена Юго-Западная и Северо-Восточная ветви сливаются и далее на север продолжаются в виде единого тела восточнее Главного шва. Северо-Западная ветвь непосредственного соединения с ветвями, названными выше, не имеет.

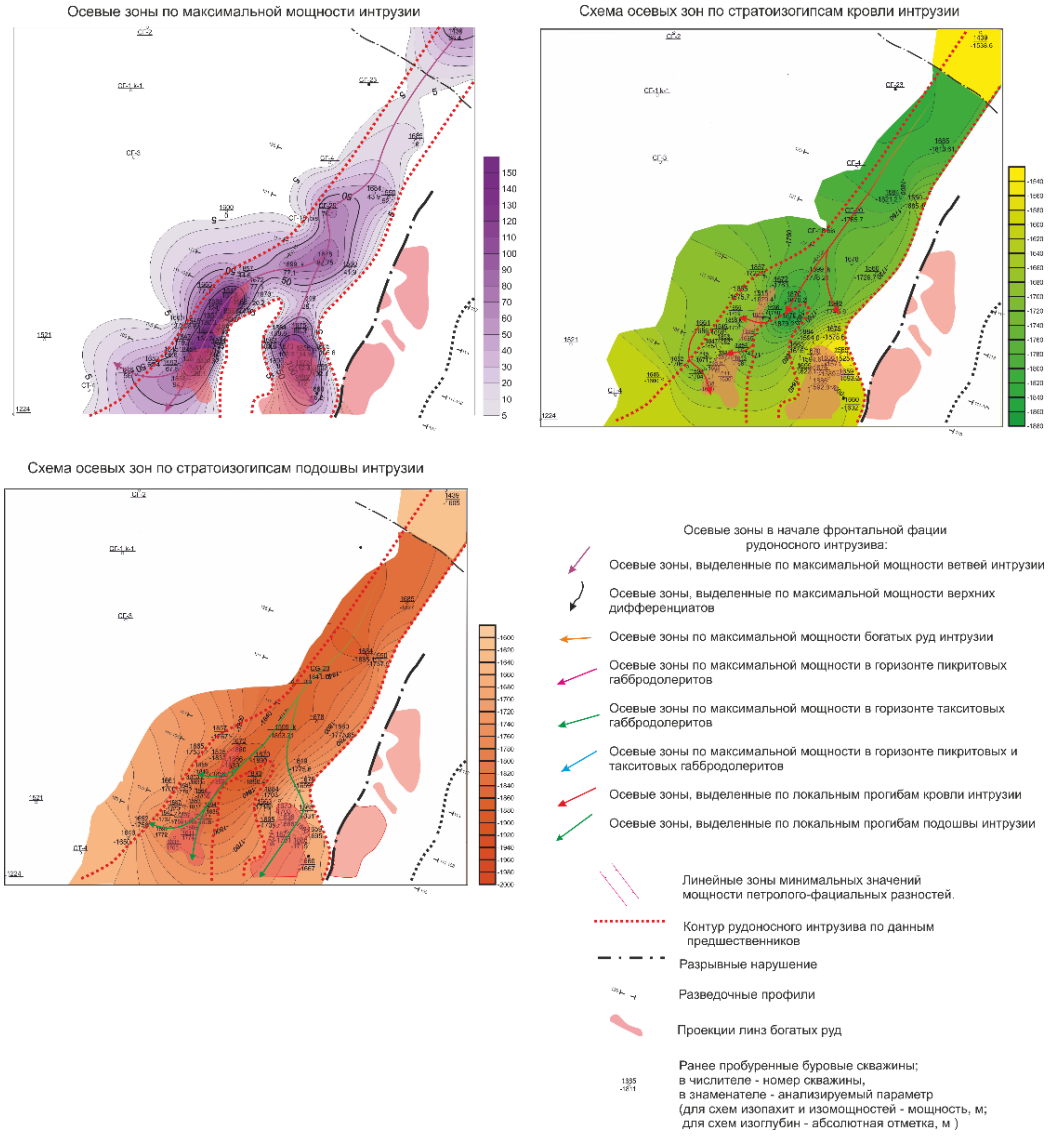


Рис. 6.4. Мощности Верхнеталнахской интрузии северного фланга рудника «Глубокий».

Полнодифференцированная часть интрузива, в разрезах которой присутствуют пикритовые габбро-долериты (основное тело) Северо-Западной ветви в плане имеет форму треугольника с округленными вершинами-выступами, с одной относительно ровной (восточной) и двумя вогнутыми (северо-западной и юго-западной)

сторонами (рис.7). Длина основания этого «треугольника» вдоль Норильско-Хараелахского разлома составляет 10 км. Протяженность тела от восточной границы до окончания западного (Хараелахского) выступа – 8 км. Ширина выступов составляет 1 – 2 км.

Восточная граница тела достаточно строго контролируется Главным швом Норильско-Хараелахского разлома. В некоторых случаях граница удаляется от Главного шва, как в западном (до 800 м), так и восточном направлении (до 300 м). Структурный контроль северо-западной и юго-западной границ, как и контроль Октябрьского выступа вообще, остается неясным.

Мощность интрузива в его центральной части обычно составляет 50-150 м. Подошва приурочена к границе курейской и разведочнинской свит.

При переходе от основного тела к краевым разрезам и дифференцированным апофизам (с исчезновением пикритовых габбро-долеритов) мощность сокращается до нескольких десятков метров (меньше 50 м), а подошва интрузива воздымается (рис.8). Наиболее резкое воздымание происходит на выступах. Подошва интрузива переходит здесь в верхи разведочнинской – низы мантуровской, иногда в среднюю часть мантуровской свиты. Южный выступ целиком располагается в мантуровской свите, западный поднимается в середину разведочнинской свиты еще в границах основного тела. На северном выступе граница подъема интрузива в разведочнинскую свиту и граница основного тела практически совпадает.

На выступах воздымания интрузива сопровождается его разветвлением на многочисленные апофизы. Большинство апофиз маломощные (обычно первые метры), количество их может достигать 10-15. Расстояние между верхними и нижними телами в разрезе достигает 100-180 м. Верхние апофизы иногда проникают в отложения юктинской-каларгонской свит.

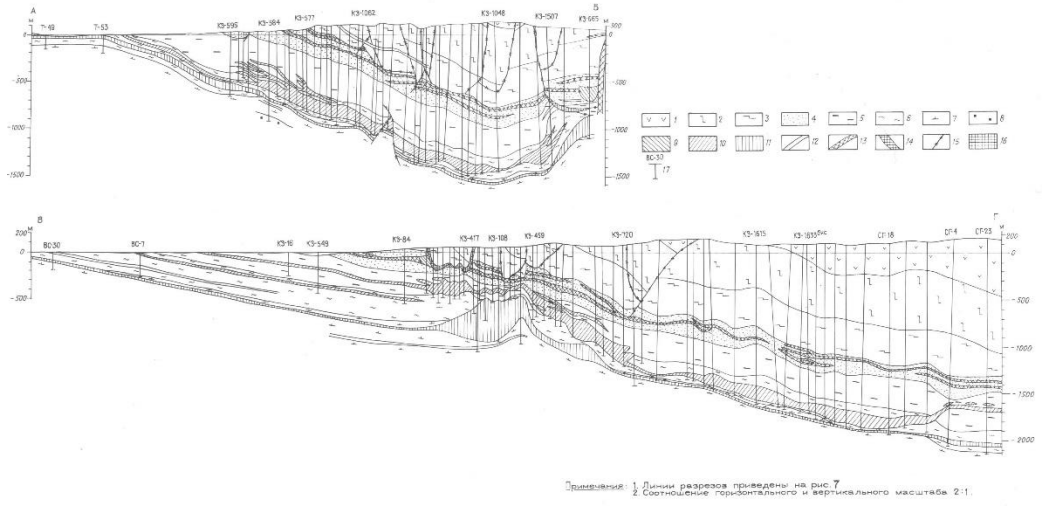


Рис. 8. Схематические разрезы, иллюстрирующие строение Верхнеталнахского и Нижнеталнахского интрузивов. 1 – 3 – вулканогенные образования: 1 – моронговская и

мокулаевская свиты; 2 – хаканчанская и надеждинская свиты; 3 – ивакинская, северминская и гудчихинская свиты; 4 – тунгусская серия; 5 – 7 – отложения дегонской системы: 5 – мантуровская, юктинская, накохозская и каларгонская свиты; 6 – курейская и разведочнинская свиты; 7 – зубовская свиты; 8 – отложения силурийской системы; 9 – 19 – верхнеталнахский интрузив; 9 – Юго-Западная ветвь, 10 – Северо-Западная ветвь и ее апофизы; 11 – Нижнеталнахский интрузив; 12 – нерасчлененные интрузивы; 13 – интрузивы ергалахского типа (трахидолериты); 14 – Главный шов Норильско-Хараелахского; 15 – второстепенные разломы; 16 – тектонические брекчии; 17 – буровые скважины и их номера.

Нижняя из апофиз является наиболее мощной (иногда до 70-76 м) и вблизи основного тела всегда дифференцирована. В верхнем разрезе развиты лейкократовые габбро-долериты и лейкогаббро, в низах – такситовидные оливиновые габбро-долериты, иногда несущие сульфидную вкрапленность. Верхние апофизы, как правило, не дифференцированы и нередко представлены микродолеритами. Однако, преобладают тела мелкозернистых долеритов. Породы нередко хлоритизированы и очень часто имеют (макроскопически) призматически – офитовое строение. Иногда в породах встречаются короткопризматические вкрапления плагиоклаза размером 3 - 7 мм, служащие дополнительным полевым диагностическим признаком.

Распространение нижней апофизы на продолжении западного (Октябрьского) выступа прослежено на расстояние 2,5-4 км (до границы в эрозионном срезе). На продолжении южного выступа рой многочисленных апофиз исчезает на расстоянии около 1-1,5 км от границы основного тела. Нижняя апофиза, иногда расщепляющаяся на две, распространяется на расстояние до 4,5 км (до границы в эрозивном срезе). Граница распространения апофиз на продолжении северного выступа не оконтурена. Во фланговых разрезах воздымления и расщепления интрузива проявлены намного слабее. Подошва тела поднимается здесь только в низы – середину разведочной свиты. Интрузив постепенно сокращается в мощности или, чаще, расщепляется на две апофизы. Продолжающая основное тело верхняя апофиза (более мощная, с пикритовыми габбро-долеритами) быстро выклинивается. Нижняя апофиза оконтуривает северо-западную границу основного тела в полосе шириной 1-1,5 км. Удаление этой апофизы от юго-западного контура интрузива значительно больше – до 8 км (граница в эрозионном срезе).

На расстоянии до 0,5-1,0 км от основного тела апофизы, как правило, дифференцированы, в их разрезах представлены лейкогаббро и оливиновые такситовидные габбро-долериты. На большем удалении эти тела нередко

переходят в недифференцированные долериты, но иногда дифференциация сохраняется вплоть до границы эрозионного среза (до 8 км).

Апофизы восточного борта Северо-Западной ветви прослежены редкими законтуренными скважинами на расстояние до 700-800 м.

Важно подчеркнуть, что рои многочисленных маломощных апофиз, характерные для фронтальных разрезов (на выступах и вблизи них) во фланговых разрезах (между выступами) не встречаются.

Подавляющее большинство апофиз, сопровождающих Северо-Западную ветвь Верхнеталнахского интрузива, имеет субгоризонтальное залегание.

Крутосекущие тела (представленные микродолеритами и тонкозернистыми долеритами, иногда порфировидными по плагиоклазу) встречаются крайне редко. Установленная область их распространения, как по горизонтали, так и в вертикальном разрезе, не входит за пределы области развития доминирующих субпластовых апофиз. Очень редко (чаще в краевых разрезах) дайкообразные тела долеритов рассекают разрез дифференцированного интрузива.

Наряду с апофизами, представляющими собой непосредственные ответвления Северо-Западной ветви, к северо-западу от нее встречаются протяженные субпластовые недифференцированные тела (по химическому составу аналогичные апофизам), прямая связь которых с рудоносным массивом геологически не доказана. Обычно это 1-3 тела (мощность до 10 - 20 м), залегающие в мантуровской, реже в разведочнинской свите, которые прослеживаются вплоть до зоны Тангаралахского разлома (на расстояние до 15 км).

Область распространения этих «фоновых апофиз» захватывает Томулахскую площадь, где развит маломощный (до 26 м), но отчетливо дифференцированный интрузив, в разрезе которого представлены пикритовые и такситовые габбро-долериты. Вполне вероятно, что «фоновые апофизы» представляют собой относительно автономные составляющие обширной интрузивной системы, включающей Верхнеталнахский, Томулахский и Тангаралахский интрузивы.

Северо-Восточная ветвь Верхнаталнахского интрузива в плане имеет лентовидную форму. Протяженность основного тела этой ветви с пикритовыми габбро-долеритами (от южной границы в эрозионном срезе до скважины СВ-27, СВ-29) составляет 14 км, ширина 0,8 - 1,5 км, мощность 80 - 180 м. В южной части (на протяжении 11,5 км) «лента» прямолинейная. Западная граница очень близко совпадает с Главным швом Норильско-Хараелахского разлома, удаляется от него (или переходит в западный борт) на расстояние не более 200 м). На севере (к северу от скв. СВ-13) «лента»

приобретает извилистую форму и удаляется от разлома на расстояние до 450 м.

В восточном борту на продолжении интрузива располагаются одна-две апофизы (залегающие в отложениях тунгусской серии), которые по мощности и строению подобны апофизам Северо-Западной ветви. По данным немногочисленных «законтурных» скважин, эти апофизы прослеживаются на расстояние 300-700 м.

К северу от известных полных разрезов Северо-Восточной ветви скважиной СГ-13 (расположенной в 3 км от скважины СВ-29) вскрыто маломощное (16 м) дифференцированное тело с лейкогаббро и такситовидными габбро-долеритами, несущие сульфидное оруденение. Этот разрез представляет, скорее всего, фланговую часть северного продолжения Северо-Восточной ветви. Однако, не исключено, что он относится к новому рудоносному телу, расположенному севернее.

На севере разведанной части Северо-Восточной ветви ниже основного тела залегает «Габбровый» интрузив, подробно описанный в нашем предыдущем отчете (Федоренко и др., 1982). Он может представлять собой апофизу Северо-Западной ветви но, скорее всего, является апофизой, ответвившейся от подошвы Северо-Восточной ветви. Об этой свидетельствует наличие протокристаллов оливина и линзовидных обособлений пикритоподобных габбро-долеритов, в оливиновом горизонте, которые в других апофизах не отмечались и вряд ли могут присутствовать в ответвлениях, удаленных от основного интрузива.

Все известные апофизы Северо-Восточной ветви пространственно сближены с основным телом. Исключение составляет известная дайка руч.Заячьего – р.Листвянка, в западной части содержащая горизонт лейкогаббро (Люлько и др., 1966). Это секущее тело мощностью до 10 м, падающее на север под углом 20-500, залегающее в тунгусской серии и вулканогенной тоще (до надеждинской свиты). Простирание дайки субширотное. Она прослежена от южного окончания Северо-Восточной ветви на расстояние 15 км в восточном направлении. Вполне вероятно, что эта дайка, подобно субпластовым телам, развитым к северо-западу от Северо-Западной ветви, относится к «автономным апофизам», то - есть принадлежит интрузивной системе Талнахского рудного узла, но ответвлением какого-либо конкретного массива не является.

Интрузив Норильск 1 представляет собой лентовидное тело, ориентированное в юго-западном направлении от Норильско-Хараелахского разлома, осложненного раздувами, пережимами и ответвлениями. В

поперечном сечении форма интрузива корытообразная с крутыми бортами и максимальными мощностями (250 – 350 м) в местах килевых выступов и мульдообразных прогибов подошвы. На севере интрузия состоит из двух ветвей – Западной и Восточной, соединяющихся обычно маломощной перемычкой, имеющей форму силла. На юге это единое тело с максимальными мощностями у юго-восточного борта. Общая протяженность массива около 10 км при ширине 1,5 – 2,5 км. Далее в южном направлении тело круто изгибаясь в плане в форме подковы переходит в Восточно-Норильскую ветвь.

Горизонт локализации интрузива Норильск 1 приурочен к границе тунгусской серии и пермо-триасовой туфолавовой толщи (рис.10). Среди известных в контурах выклинивания интрузии апофиз преобладают дайки (интрузивные «рога», «уши», «сигнальные дайки» по Г.Л. Маслову). В меньшей степени развиты силлообразные апофизы.

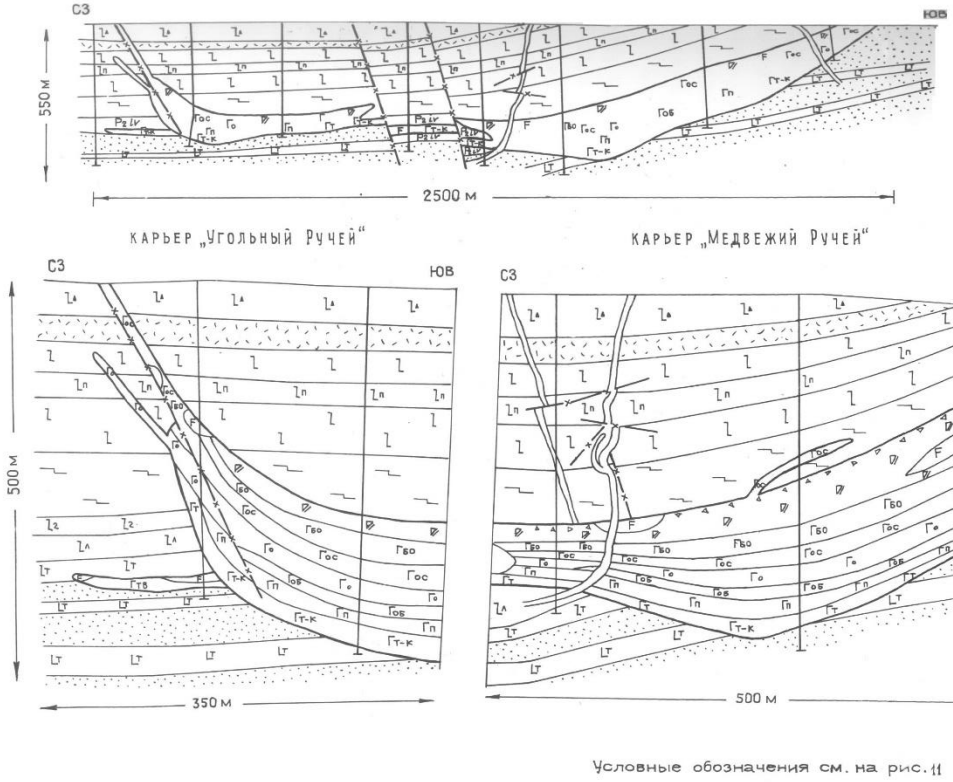


Рис. 10. Схематические геолого-петрографические разрезы месторождений Норильск 1. 1-10 – вмещающие породы: 1 – туклонская и надеждинская свиты; 2 – хаканчанская свита; 3-4 – гудчихинская свита (3 – порфировые базальты, 4 – пикритовые базальты); 5 – сыверминская свита; 6 -8 – ивакинская свита (6 – двуплагиоклазовые базальты, 7 – лабрадоровые базальты, 8 – титан-авгитовые базальты); 9 – тунгусская серия; 10 – девонские отложения; 11 –

силлы трахидолеритов; 12 – дайки оливинсодержащих долеритов и микродолеритов; 13-23 – рудоносная дифференцированная интрузия: 13 – эруптивные брекчии; 14 – лейкократовое габбро; 15 – габбро-диориты; 16-23 – габбро-долериты (16 – безоливиновые, 17 – оливинсодержащие, 18 – оливиновые, 19 – оливинобиотитовые, 2- - троктолитовые, 21 – пикритовые, 22 – такситовые и контактовые, 23 – такситовидные); 24 - разрывные нарушения; 25 – буровые скважины.

Дайковые апофизы протягиваются в основном вдоль западного борта интрузии. На поверхности они прослеживаются в виде развалов и отдельных коренных выходов среди базальтов надеждинской свиты. На севере падение их более крутое (от 45 до 60 – 800), чем на юге (25 – 300). Мощность даек обычно первые метры с раздувами до 15 – 20 м.

Непосредственное ответвление дайки от интрузии наблюдается в западном борту карьера «Угольный ручей» в верхних его горизонтах. В этой части западный борт интрузива, довольно круто воздымаясь вблизи тектонической зоны и сокращаясь в мощности, переходит в крутонаклонную дайку юго-западного простирания (аз.пд.130 45), мощностью около 15 м (рис.10). В лежачем боку дайка ограничена разломом, а в висячем боку контакт с базальтами имеет нечеткий постепенный переход (10-15 см), обусловленный, очевидно, переплавлением пород. В эндоконтакте дайки имеется маломощная закалочная зона (5 см), представленная стекловатыми микродолеритами.

Разными исследователями (Маслов, 1967; Иванов и др., 1967) эта дайка прослежена в юго-западном направлении на расстояние 8 км, где она залегает в базальтах надеждинской свиты, что стратиграфически значительно выше выходе ее из основного тела. Мощность дайки меняется от первых метров до 20 м.

Дайковые и силлообразные ответвления на выклинивании интрузии наблюдаются также и на внутренних контурах западной и восточной ее ветвей. Наконец, они развиты непосредственно в кровле интрузии на участках ее куполообразных воздыманий (южная часть карьера «Медвежий ручей», поле рудника № 9).

Некоторые из выявленных даек секут интрузив. Наиболее крупная такая дайка субмеридионального простирания мощностью 3-5 м нами наблюдалась в западном борту карьера «Медвежий ручей». Дайка в крутом субвертикальном падении пересекает всю обнаженную здесь базальтовую толщу (до надеждинской свиты) и дифференциаты интрузии до оливино-биотитовых габбро-долеритов, в которых она быстро выполаживается (рис.10). Некоторыми скважинами (432, 434, 460, 119 и др.) эта дайка в

пологом залегании прослежена и за контурами интрузии.

К числу достоверно установленных и хорошо изученных по керну буровых скважин и коренным выходам апофиз относится силл лейкократового габбро («габбровый силл» по А.П.Лихачеву), связывающий Западную и Восточную ветви интрузии Норильск 1. Значительный его объем составляет лейкократовое габбро. Развиты также таксито-пойкиллофитовые и контактовые габбро-долериты.

Современные данные и данные предыдущих исследований (Маслов, 1967 г., Иванов и др., 1967 г., 1971 г.; Дюжиков, Немененок, 1969 г.; Тарасов, 1984 г.) позволяют заключить, что апофизы интрузии Норильск сложены, в основном оливиновыми, оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами. Характерными их признаками являются: наличие шлировидных обособлений лейкократового габбро разного размера, такситовидная текстура, широкое развитие офитовой, призматически-офитовой структуры, проявленная в различной степени дифференциация. Отмечается зональность тел по простиранию, выражающаяся в упрощении внутреннего строения и соответственно петрографического состава по мере удаления от главных массивов.

Остановимся более подробно на непосредственном дайковом ответвлении от интрузии в карьере «Угольный ручей», имеющий важное значение при диагностике подобных образований вне прямой их связи с основным телом.

Дайка, имеющая, как отмечалось выше, мощность около 15 метров при выходе из основного тела характеризуется слабым дифференцированным строением. От висячего к лежачему контакту выделяются следующие разновидности: 1. Контактовые микродолериты – 0,15 м. «. Безоливиновые габбро-долериты – 7,8 м. 3. Таксито-пойкилоофитовые габбро-долериты с шлирами лейкократового габбро – 6-8 м.

Контактовые тонкозернистые микродолериты имеют серо-черный цвет, существенно изменены, содержат редкие мелкие хлоритовые миндалины. Под микроскопом иногда обнаруживают порфировое строение. Во вкрапленниках находятся мелкие таблитчатые зерна плагиоклаза (An80-87), частично пренитизированные, образующие часто небольшие скопления. Структура основной массы микропризматически-офитовая, интерсертальная или микролитовая. Часто отмечаются прожилковые зонки ороговикования, представленные мелкогранулированными клинопироксеном и плагиоклазом. Сходные микродолериты образуют иногда маломощные (до нескольких десятков сантиметров) жильные ответвления во вмещающие породы.

Безолиновые габбро-долериты имеют среднезернистый облик, офитово-

пойкилоофитовую структуру. Минеральный состав (в об.%): плагиоклаз – 55-60, клинопироксен – 30-35, рудный – 3-4, вторичные – 5-10.

Плагиоклаз образует различные по форме и размерам призма, таблички, часто зональные. Состав его варьируется от 55 до 76% апортитового компонента. Зерна клинопироксена (1-2 мм), как правило, изометричной формы, по размеру соизмеримы с плагиоклазом или несколько превышают его. Состав минерала отвечает авгиту.

Встречаются спорадические зерна оливина, замещенные зелено-бурым минералом группы иддингсит-бовлингит.

В породе отмечаются более мелкозернистые лейкократовые участки с микроофитовой структурой, в интерстициях здесь присутствуют мелкие зерна кварца, гидрослюдки, хлорит

Довольно многочисленную мелкую ксеноморфную вкрапленность образуют титаномагнетит и продукты его распада – магнетит и ильменит. Отмечаются мелкие (0,1-0,5 мм) прожилковидные выделения пирита иногда в ассоциации с халькопиритом.

Среди вторичных преобладает грязно-зеленый или зеленоватобурый уралит. В меньшей степени по плагиоклазу развиты соссюрит и пренит.

Таксито-пойкилоофитовые габбро-долериты имеют порфировидный облик. Вкрапленники плагиоклаза образуют, как правило, гломеропорфировые скопления разного размера. Доля их в породе велика – 20-25%. Отмечаются и более крупные (в несколько десятков см) шлиры лейкократового габбро. Состав плагиоклаза в измеренных вкрапленниках варьирует от 80-83 до 88-90% апортитового компонента.

Немногочисленные зерна оливина изометричной формы замещены псевдоморфозами боулингита и серпентина.

Широко развит вторичный биотит, образующий совместные агрегаты с лучистым амфиболом, уралитом или хлоритом. Отмечается пренитизация плагиоклаза и редко эпидотизация клинопироксена. Встречаются различные эпидот-пренитовые жеодки. Присутствует редкая мелкая вкрапленность пирита и халькопирита.

Экзоконтактовые изменения во вмещающих дайку базальтах выражаются в частичном ороговиковании и пиритизации до 1,5-2 м.

Близкий разрез дайка имеет в 500 метрах к юго-западу, где она выходит на поверхность среди толеитовых базальтов туклонской свиты. Как уже отмечалось эта дайка прослежена по простиранию на расстояние 8 км. Она часто меняется в мощности от 15-20 м до первых метров. При уменьшении мощности строение ее обычно упрощается: исчезают такситоподобные плагиопорфировые разновидности

В качестве примера даек, секущих тело рудоносного интрузива рассмотрим отмеченную выше субмеридиональную дайку в западном борту карьера «Медвежий ручей», имеющую коленообразный изгиб в горизонте оливино-биотитовых габбро-долеритов. В обнажении дайка отчетливо выделяется за счет грязно-коричневого и темного зеленовато-серого цвета на фоне более светлых габбро-долеритов интрузии. Контакты подчеркиваются маломощными зонами изменения светло-зеленого цвета (серпентин, карбонаты, пирит). В эндоконтактах имеются стекловатые зоны закаливания до 10-20 см. Массивную часть слагают мелкозернистые оливинсодержащие долериты. Под микроскопом обнаруживается следующий минеральный состав (%): плагиоклаз – 41-47, клинопироксен – 35-40; оливин – до 3-5, рудный – 2-5, вторичные, стекло от 5 до 15.

Структура пород гломеропорфировая. Вкрапленники плагиоклаза (до 2-3 мм) таблитчатого облика, частично пренитизированные, хорошо заметны на фоне более мелкозернистой основной массы, образуют чаще различные скопления, занимающие в среднем 5-10% объема породы. Они встречаются в закалочных, стекловатых зонах. Многочисленные замеры на Федоровском столике составов плагиоклаза во вкрапленниках в этой дайке и других ей аналогичных показывают близкие значения: An80-83. Более основной плагиоклаз в них не встречается.

Структура основной массы микропризматически-офитовая с элементами пойкилоофитовой, интерсертальная, иногда микродолеритовая, в закалочных зонах развиты гиалопилитовая, микролитовая вплоть до витрофировой структуры. Состав плагиоплаза из основной массы заметно менее основной, чем во вкрапленниках – в среднем An60-65.

Клинопироксен распространен в породе в виде различных мелких ксеноморфных зерен, иногда слегка вытянутого габитуса, имеет отчётливый бурый цвет. По составу это авгит: En40-42, Fs18-21.

Оливин присутствует только в мелких рассеянных зернах. В его составе 30-35% фаялитового компонента: Ng=1,721-1,730, Np=1,695-1,697; 2V=(-)80-90, редких случаях (+) 88-89. Оливин часто замещен зеленым бовлингитом, иногда с примесью серпентина. Из других вторичных развиты, как уже отмечалось, псевдоморфозы пренита и уралита, по стеклу иногда развит хлорит.

Среди рудных минералов помимо титаномагнетита отмечается мелкая редкая ксеноморфная и прожилковидная вкрапленность сульфидов (пирит, калькопирит, пирротин). Иногда эти минералы приурочены к тонким хлорит-серпентиновым прожилкам. Причем замечено, что эти прожилки на контакте с вмещающими породами обрываются.

Экзоконтактовые изменения во вмещающих га-долеритах интрузии выражены в незначительном ороговиковании.

Выше по разрезу во вмещающей базальтовой толще контакты дайки не приварены, а контролируются зонами рассланцевании с интенсивной серпентин-карбонантной пропиткой и пиритизацией. Пирит отмечается и наблюдается во вмещающих породах. Дайка здесь имеет более сложную ступенчатую форму за счет тектонических нарушений. Собственные экзоконтактовые изменения почти не улавливаются, так как вмещающие породы уже очень сильно метаморфизованы до сливных тонкозернистых роговиков под влиянием рудоносной интрузии.

Наличие в таких дайках тонких прожилков и мелких вкрапленников сульфидов, количество которых возрастает в соседстве с богатыми рудами, указывает, по-видимому, на близость во времени становления даек и рудообразования.

Непосредственным продолжением интрузива Норильск 1 является Восточно-Норильская интрузия (или ветвь по А.Б.Лушаткину и др., 1981). Она не сохраняет свойственные интрузиву Норильск 1 основные черты морфологии, условий залегания, внутреннего строения и вещественного состава, уступая лишь несколько в мощности (в среднем 150-250 м) и значительно – по объему оруденение.

Несколько изменяется также горизонт ее локализации. Интрузив Норильск 1 залегает в основном на контакте тунгусской серии и вулканогенной толщи, Восточно-Норильская ветвь, как правило, локализована выше по разрезу: в породах ивакинской, сыверминской, гудчихинской свит. Ее подошва иногда опускается до горизонта тунгусской серии, кровля достигает надеждинской свиты.

Юго-восточная часть этой ветви ограничена Норильско-Хараелахским разломом, скважинами ПЕ-61, -63, - 64 она встречена в самом разломе, а скважиной ПЕ-45 восточнее разлома вскрытия уже Южно-Норильская ветвь интрузива Норильск 1.

Фланговые апофизы Восточно-Норильской ветви имеют широкое развитие. Они подсечены многими скважинами у обоих бортов (ПЕ-3, -20, -31, -13, -24, -25; ЮН-6, -10, -12 и другими) и представлены в основном силлообразными и пологосекущими телами разной мощности (от нескольких метров до 50-60 метров) и протяженностью 1,5-3 км. Слагаются они в основном такими же породами, что и апофизы основного тела интрузива Норильск 1, в разной степени дифференцированы, часто содержат незначительное вкрапленное сульфидное оруденение калькопирит-пирротинового состава в ассоциации с пиритом.

Дальнейшим южным продолжением Восточно-Норильской ветви является Южно-Норильская интрузия (ветвь), прослеженная скважинами ПЕ-15, -16, -40, -47, -68, -76, -77, -82) на расстояние около 20 км при ширине до 8-10 км. Эта интрузия представляет линзовидное пластообразное тело мощностью от 15 м до 119 м (обычно 50-100 м) с крупным (4х2 км) «окном» в центральной части (скважины ПЕ-42, -43, -48). Она, как правило, залегает в базальтах гудчихинской свиты, изредка поднимаясь до надеждинской (скважины ПЕ-47 в центральной части тела, апофиз по скважине ПЕ-16) или погружаясь до сыверминской (скважины ПЕ-76, ПЕ-82 в южной части).

В Южно-Норильской ветви, в отличие от Восточно-Норильской, горизонт пикритовых габбро-долеритов встречен только в одном из северных разрезов – по скважине ПЕ-17 (инт. 405,9-410,7 м), где в подошве интрузива залегают пикритовые базальты гудчихинской свиты. Мощность горизонта составляет здесь 10,8 м (при мощности интрузива 90,0 м), он приурочен к нижней части тела и отделяется от вмещающих пород горизонтов контактовых габбро-долеритов (мощностью 2,3 м), отличающихся меньшим содержанием оливина.

Содержание оливина в пикритовых габбро-долеритах 35-40%, структура гипидиоморфизернистая с элементами сегрегационной. В них присутствуют прожилковидные и шлировидные выделения мощностью до 5-10 см крупнозернистых лейкократовых габбро-долеритов с призматически-офитовой и офито-пойкилоофитовой структурой, в которых отмечается повышенной количество сульфидных вкрапленников. В этих же шлирах отмечаются участки тонкозернистых пикритовых габбро-долеритов, в которых мелкие зернышки оливина находятся в плотных срастаниях в полностью замещены зелено-бурым бовлингитом. К этим же участкам приурочены скопления хромита. Ниже, с глубины 413,5 м в пикритовых габбро-долеритах проявлено интенсивное ороговикование, широко развиты мелкогранулированные зоны. Местами (гл.415,9 м) породы выглядят как такситовый габбро-долерит по пикритовому. В них также отмечаются участки тонкозернистых пикритов. Очень широко проявлена мельчайшая сыпь в виде ксеноморфных зерен магнетита, развиты мелкочешуйчатые агрегаты биотита в ассоциации с сине-зеленым амфиболом.

При сходстве петрографических особенностей породы имеют химический состав, отличающий их от пикритовых габбро-долеритов других интрузий норильско-талнахской группы и сближающей с пикритовыми базальтами гудчихинской свиты. Отношение Al_2O_3/TiO_2 составляет 5,8-8,3 распределение хрома весьма равномерное и составляет 89-100*10^{-3}% (данные 4 анализов). В составе пород сказалась, видимо, контаминация материалом

вмещающей эффузивной толщи.

В разрезах, расположенных южнее, дифференциация проявлена слабо. Интрузия в основном представлена оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами с широко развитыми такситовидной и такситовой текстурой, в верхней части тела часто присутствует лейкогаббро. В характерном разрезе по скважине ПЕ-77 сверху вниз выделяются:

1. Лейкократовое габбро – 2,9 м
2. Такситовидный кварц – оливинсодержащие габбро-долериты с прожилками и шлирами кварцевых габбро-долеритов безоливиновых и оливинсодержащих – 3,6 м
3. Оливинсодержащие габбро-долериты – 16,0 м
4. Такситовидные оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, участками до троктолитовых – 10,2 м
5. Такситовидные оливиновые габбро-долериты с участками тонкозернистых пикритов – 2,2 м.
6. Контактовые габбро-долериты – 0,5 м.

Эти разновидности пород достаточно подробно описаны в отчете Симонова О.Н. (1984). Мы остановимся только на некоторых важных моментах петрографии по данным этих авторов и собственным наблюдениям, свидетельствующих в пользу отнесения этого тела к талнахскому типу.

Из приводимого в указанном отчете описания лейкократовое габбро-крупнозернистая порода атакситовой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых и лейкократовых участков. Структура габбровая, габбро-офитовая, офитово-пойкилоофитовая.

Габбро характеризуется высокой степенью вторичных изменений, особенно интенсивно проявленных в прикровельной части интрузии. Здесь по лейкогаббро развиваются метасоматические крупнозернистые альбитовые породы, а ближе к контакту встречаются участки неоднородных гибридно-метасоматических пород, представленных кварцевыми габбро-диоритами.

При микроскопическом изучении пород эндоконтактовой зоны над лейкогаббро обнаружены тонкозернистые долериты.

Также характерной чертой описываемого разрезы Южно-Норильской ветви является развитие в разных его частях такситовидных и такситовых габбро-долеритов.

Такситовидные кварц-оливинсодержащие габбро-долериты имеют поступенный переход от лейкократового габбро, характеризуются неоднородным разнозернистым строением, развитием прожилков, шлиров и отдельных участков габбро-долеритов с призматически-офитовой

структурой, насыщенных кварцем (аналогичные таковым среди лейкогаббро).

Горизонт таксидовидных оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов характеризуется наличием крупнозернистых лейкократовых зон и разрозненных порфировидных обособлений плагиоклаза.

Такситовые оливиновые габбро-долериты сложены наиболее обогащенными оливином породами. Структура пород неоднородная: офитовая, пойкилоофитовая, гипидиоморфнозернистая, призматически-офитовая, грануляционная, микрогранобластовая и характеризуется наличием участков крупно- и мелкозернистого строения. В этих породах присутствуют плотные мономинеральные срастания («пучки) мелких округлых зерен оливина (0,05 – 0,3 мм), скопления которых обуславливает наличие тонко-мелкозернистых участков, отвечающих по составу пикритовым габбро-долеритам. Такие участки очень характерны для такситовых габбро-долеритов рудоносных интрузий талнахского типа.

К этому же горизонту приурочена сульфидная минерализация – ксеноморфные, гнездообразные (размером до 3-10 мм) и интеротиционные вкрапленники халькопирит-пирротинового состава.

Лейкократовое габбро и Южно-Норильской ветви образует и выдержанные горизонты мощностью до 3-5 м. Так, например, в коренных обнажениях в верхнем течении р.Южн.Ергалах восточный борт ветви напоминает по строению обычный силл лейкократового габбро. Здесь от висячего к лежачему контакту выделяются следующие разновидности пород:

1. Лейкократовое габбро, состоящее на 80% из крупных таблиц плагиоклаза – 3-5 м.

2. Таксито-пойкилоофитовые габбро-долериты – 7-8 м.

3. Безоливиновые габбро-долериты офитово-пойкилоофитовой структуры – 2 м.

4. Оливинсодержащие близконтактовые габбро-долериты – 2-3 м

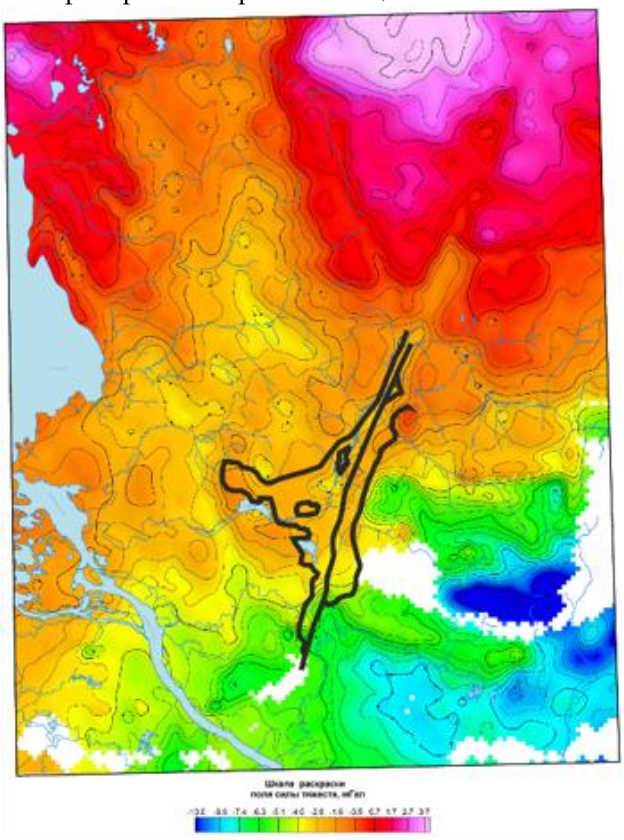
Составы вкрапленников плагиоклаза пород Южно-Норильской интрузии, измерявшиеся нами по скважинам ПЕ-68 и ПЕ-76, измеряются от 75 до 87% Ап. В составе плагиоклаза из основной массы – от 50 до 77% Ап.

Измеренные оливины оказались двух составов: с 2V=(-)70-80 (Fa35-60) и 2V=(-)84-88 (Fa20-30). Для клинопироксенов измеренные константы оказались

следующими: 2V=(+)32-38; 44-48 (наиболее часто); (+)56-62; Сд=40-46. Это указывает на присутствие в составе пород, помимо авгита, также диапсида и пижонит-авгита.

Контактово-метаморфический ореол Южно-Норильской ветви (Симонов

и др., 1984) идентичен ореолу Восточно-Норильской ветви. Он представляет собой полифациальный метаморфический комплекс, в котором узкое развитие имеют зоны прогрессивного метаморфизма и широко развиты метаморфические образования послемагматической стадии. Мощность околоинтрузивного ореола достигает 80-90 м в верхнем и нижнем экзоконтакте, величина критерия Ингерсола Ки=2,3.



Интрузивы горы Черной и Норильск II представляют собой крупные полнодифференцированные массивы, по своему строению и вещественному составу близкие Верхнеталнахскому и Норильск 1, и относятся нами к талнахскому типу. Обе интрузии несут существенное вкрапленное оруденение, которое в первом из названных интрузивов достигает масштаба среднего, во втором – мелкого месторождения. Однако, промышленной ценности эти месторождения в настоящее время не представляют. Их поисковая значимость сводится к роли тел – индикаторов близкого нахождения интрузива – месторождения Норильск 1. Оба интрузива сопровождаются апофизами, которые с точки зрения их значимости для поисков богатых руд, представляют собой сигнальные тела второго порядка.

Черногорская интрузия представляет собой силообразное тело мощностью около 200 м, вытянутое в субширотном направлении, приуроченное к границе угленосных отложений тунгусской серии и девона. Интрузия полого (под углом 8–10°) падает на северо-запад. Представляет собой корытообразное тело в поперечном сечении с фланговыми ответвлениями, подобно интрузиву Норильск 1. Апофизы отходят от восстающих южного и северного бортов и,

пересекая перекрывающие породы тунгусской серии и лавовой толщи, выходят на поверхность в виде пологопадающих к интрузии даек различной мощности. Местами дайки в кровле интрузии отмечаются и над центральными ее частями.

Кроме дайковых ответвлений у интрузии г.Черной развиты силлообразные апофизы, ответвляющиеся от приподошвенной части основного тела на восстании. Среди них можно выделить крупный пологосекущий силл г.Крутой, который является прототипом интрузий-апофиз лейкократового габбро. Мощность силла обычно составляет около 20 м.

Строение силла в вертикальном разрезе следующее: (сверху вниз):

1. Верхние контактовые габбро-долериты и микродолериты с порфировыми выделениями плагиоклаза, обычно с активным верхним контактом.
2. Лейкократовое габбро – 10-15 м.
3. Таксито-пойкилоофитовые габбро-долериты – 5 м.
4. Нижние контактовые габбро-долериты – 2-3 м.

Все разновидности пород детально описаны в литературе (Лихачев, 1965; Иванов и др., 1967, 1971), поэтому остановимся лишь на основных отличительны признаках, подтвержденными нашими наблюдениями.

На контакте с вмещающими породами лейкократовое габбро более мелкозернистое и характеризуется отчетливо выраженной порфировидной по плагиоклазу структурой. По мере удаления от верхнего контакта оно приобретает обычный крупнозернистый облик. Широко представлены переходные разнозернистые (такситовидные) его разновидности.

Главный типоморфный материал лейкократового габбро – основной (битовнит-анортит) плагиоклаз, находящийся в виде изометричных и толстопризматических ясно зональных таблиц, составляет 75-95% объема породы. Собственные замеры плагиоклаза, слагающего габбро, и некоторых вкрапленников в контактовых габбро-долеритах показали Ап80-83 и Ап87-95.

В

габбро постоянно присутствуют миндалины выполненные неолитами.

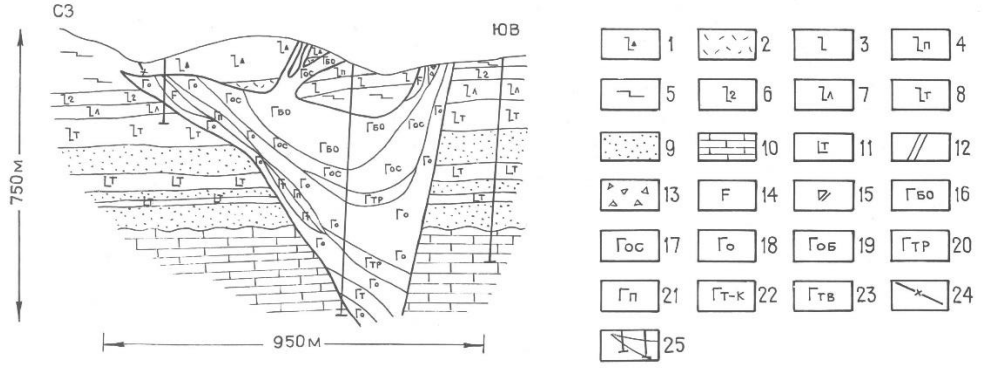
Таксито-пойкилоофитовые оливинсодержащие и оливиновые габбро-

долериты имеют пятнистый облик за счет чередования участков с пойкилоофитовй или офитовой структурой и участков лейкогаббро. Количество плагиоклаза в них более низкое (65-70%). В эти габбро-долеритах также, как и в лейкогаббро нередко отмечается мелкая вкрапленность сульфидов халькопирит-пирротинового состава. Иногда размер таких вкрапленников достигает 1,5 см в поперечнике.

Разрез силла заканчивается внизу мелкозернистым порфировидным оливинсодержащим или оливиновым габбро-долеритом офитово-пойкилоофитовой структуры.

Таким образом, кардинальных различий между силлом лейкогаббро горы Круглой (являющимся ответвлением интрузива горы Черной, не несущим богатых руд) и дифференцированными апофизами Верхнеталнахского интрузива не устанавливается.

Весьма широким развитием апофиз характеризуется интрузия Норильск II, что обусловлено ее сложной морфологией и крутым залеганием (Маслов, 1967; Иванов, 1967, 1971 и др), В плане интрузия представляет собой вытянутое в северо-восточном направлении тело длиной 8 км и шириной около 1 км. В разрезе она имеет воронкообразную форму с крутым юго-восточным бортом и более пологим северо-западным (рис.11).



(по данным Г.Д. Маслова, 1967 г. и М.К. Иванова, 1971 г. с некоторыми изменениями авторов).

Рис. 11. Принципиальный геолого-петрографический разрез центральной части интрузии Норильск II (по Г.Д. Маслову (1967) и М.К. Иванову (1971)). 1-10 – вмещающие породы: 1 – туклонская и надеждинская свиты; 2 – хаканчанская свита; 3-4 – гудчихинская свита (3 – порфировые базальты, 4 –
пикритовые базальты); 5 – сыверминская свита; 6 -8 – ивакинская свита (6 – двуплагиоклазовые базальты, 7 – лабрадоровые базальты, 8 – титан-авгитовые базальты); 9 – тунгусская серия; 10 – девонские отложения; 11 – силлы трахидолеритов; 12 – дайки оливинсодержащих долеритов и микродолеритов; 13-23 – рудоносная дифференцированная интрузия: 13 – эруптивные брекчии; 14 – лейкократовое габбро; 15 – габбро-диориты; 16-23

– габбро-долериты (16 – безоливиновые, 17 – оливинсодержащие, 18 – оливиновые, 19 – оливинобиотитовые, 2- - троктолитовые, 21 – пикритовые, 22 – такситовые и контактовые, 23 – такситовидные); 24 - разрывные нарушения; 25 – буровые скважины.

В кровле интрузива (в породах вулканогенной толщи) развита серия кулисообразных даек (прямых ответвлений интрузии), из которых наиболее мощная юго-восточная является непосредственным продолжением дайкообразного ствола интрузива. Многие дайки имеют сложную форму с

многочисленными изгибами и расщеплениями

Дайковые ответвления сложены мелко-среднезернистыми зеленовато-серыми габбро-долеритами, по составу безоливиновыми и оливинсодержащими, значительно реже оливиновыми. Довольно часто в них отмечаются шлиры крупно-зернистых призматически-офитовых кварцсодержащих габбро-долеритов и габбро-долеритов, а также эруптивные брекчии.

Преобладающими структурами в слагающих эти дайки породах являются офитовая, габбро-офитовая и офитово-пойкиоофитовая.

Чередование этих структур придает породам такситовидный облик. Состав плагиоклаза сильно варьирует от Ап50-55 до Ап80-83 (наиболее часто Ап65-75).

Встречаются редкие, иногда оплавленные зональные зерна в ядре, которых 86-88% анортитового компонента. Более четко порфировидная структура проявлена в мелкозернистых контактовых разностях. Зерна оливина, как правило, полностью замещены зеленовато- или оранжевато-бурыми бовлингитом. Большая их часть имеет более ксеноморфный по отношению к плагиоклазу облик.

Количество клинопироксена и плагиоклаза в преобладающих разновидностях пород примерно равны. Клинопироксен (авгит) находится как в крупных (до 5 мм) пойкилокфитах, так и в мелких ксеноморфных зернах. Встречаются редкие зерна ортопироксена (Fs25-29) в виде пойкилокрист, редко в виде кайм вокруг оливина.

Широко развиты вторичные продукты: по плагиоклазу пренит и соссюрит; по клинопироксену – зеленый и бурый уралит, биотит, мелколучистые хлорит-роговообманковые агрегаты; по оливину – наиболее часто бовлингит, режи тальк с примесью магнетита и серпентина. Иногда

отмечаются миндалекаменная текстура. Миндалина выполнены теми же вторичными минералами. В интерстициях, в особенности, в крупнозернистых разновидностях, встречаются кварц и микропегматит.

Рудный минерал представлен титаномагнетитов, магнетитов и ильменитом. Последние часто образуют различной формы структуры распада.

Встречается убогая вкрапленность халькопирита, пирротина и пирита. Пирит встречается также в мелких прожилковидных выделениях в плагиоклазе. Следует особо отметить наличие в отдельных случаях мелких зерен и сегрегации хромита, которые, вероятно, привносились в эти породы флюидной фазой. На это указывают повышенные концентрации хромита и отчасти магнетита по периферии многих миндалин (шл.26-вШ).

В связи с интрузией Норильск II широко развиты дайки эруптивных брекчий (руч.Рудный, руч.Ивакин, г.Пик) распространенные среди базальтов ивакинской, сыверминской и гудчихинской свит. Они достаточно полно описаны в литературе (Маслов, 1967, Иванов и др., 1967, 1971), поэтому мы охарактеризует лишь основные особенности их строения, приведя некоторые дополнения из собственных наблюдений.

В среднем течении руч.Рудного субвертикальная эруптивная дайка мощностью до 8-10 м северо-восточного простирания прорывает один из покровов базальтов над центральной частью массива Норильск II вблизи его интрузивного ответвления. Дайка имеет интрузивные контакты с зоной закалки от 2-3 до 5-10 см. Обломки имеют самые различные размеры (от долей сантиметра до 1 м) и форму, в разной степени ороговикованы. В их составе преобладают песчинки и гравелиты. Часто встречаются ксенолиты лейкократового габбро размером до 10-20 см в поперечнике, реже – различные разновидности габбро-долеритов. Цементом служат тонко-мелкозернистые, зеленовато-серые измененные микродолериты с миндалекаменной текстурой и тонкой сульфидной (пирротин) минерализацией. Аналогичная сульфидная вкрапленность наблюдалась и в обломках габбро. Видимая протяженность этой дайки 1,0-1,5 км.

Дайка ручья Ивакина прослежена по развалам от водораздела его с ручьем Рудным до русла (1 км), где она обнажается в обрыве правого берега и в русле. Мощность ее в обнажении 5-6 м. Дайка приурочена к юго-восточной апофизе интрузии Норильск II, располагаясь с внутренней ее стороны. В отличии от брекчии руч.Рудного, обломки здесь представлены, главным образом, углистыми породами тунгусской серии, а цементом служит светлая гибридная кварц-полевоштпатовая гранофировая и гранодиоритовая порода офитовой структуры.

Очень интересная эруптивная дайка описана в устье правого притока руч.Рудного М.К.Ивановым и др. (1967 г.). Она имеет меридиональное простирание и крутое, почти вертикальное падение. Мощность ее 30 см. С

вмещающими базальтами дайка имеет четкие интрузивные контакты с зоной закалки мощностью 1 см. Слагают ее темно-зеленые слаботакситового облика породы с мелкими (до 3 мм) угловатыми лейкократовыми обломками. Среди них встречаются редкие более крупные ксенолиты лейкократового габбро размером до 3,5 см.

Цементирующая эти ксенолиты порода представляет собой мелкообломочную магматическую брекчию. В целом порода под микроскопом похожа одновременно и на литокристаллокластический туф с магматическим цементом, и на такситовый габбро-долерит. Химический состав породы отмечает оливиновому габбро-долериту.

Помимо интрузивов Норильск 1, Норильск II, горы Черной и их непосредственных ответвлений, в пределах Норильского рудного узла широко представлены тела, которые по своим параметрам (размерам, мощности, степени дифференциации и оруденения) являются промежуточными между полнодифференцированными массивами и типичными апофизами. К их числу относятся интрузии Верхнедвугорбинская, Нижнедвугорбинская, г.Большой Барьерной, г.Малой Барьерной, г.Гудчихи, г.Ергалах (Маслов и др., 1967). Имеющийся фактический материал не дает возможности однозначно определить их соотношение. Эти интрузии могут являться прямыми ответвлениями массивов Норильск 1 и Норильск II, но более вероятно, что они представляют собой автономные составляющие интрузивной системы Норильского рудного узла. Породы, слагающие перечисленные интрузивы, в основном представлены оливиновыми, оливинсодержащими габбро-долеритами, подобными соответствующим разновидностям полнодифференцированных массивов. Встречаются лейкогаббро, такситовидные, изредка – пикритоподобные и пикритовые габбро-долериты, в которых проявлено сульфидное вкрапленное оруденение.

Зубовский тип представляют интрузии горы Зуб-Маркшейдерская, Вологочанская, Южно-Пясинская, Мантуровская и Накахозская и др. Они локализованы в отложениях нижнего-среднего девона. Формы интрузии лентовидные в плане и линзовидные, реже пластообразные в поперечном сечении. Мощность - от первых десятков метров до 300 м. Интрузивы зубовской группы по составу и характеру расслоенности близки к полнодифференцированным массивам, но отличаются от последних, прежде всего, преобладанием в разрезе базитовых лейко- и мезократовых пород, небольшим объемом горизонта пикритовых и троктолитовых габбродолеритов, слабым развитием такситовых габбродолеритов. При этом горизонт обогащенных оливином пород не образует четко локализованного тела и

представлен чередованием оливиновых, пикритовых и такситовых габбро-долеритов.

Предположительно к апофизе Зубовской интрузии можно отнести маломощное (80 см) субпластовое тело, обнаженное на нижнем уступе карьера известняков Кайерканского угольного разреза. Оно залегает в отложениях каларгонской свиты, имеет северо-восточное склонение под углом 10 – 150, и сложено темно-серым, обохренным с поверхности мелко-среднезернистым оливиновым габбро-долеритом офитовой и офитово-пойкилоофитовой структуры. В прикровельной части тела отмечается шлировидное обособление (уплощенная линза мощностью 18 – 25 см, диной 0,8 –1,2 м) призматически-офитовых среднекрупнозернистых безоливиновых габбро-долеритов с единичными гломеропорфировыми скоплениями плагиоклаза. Плагиоклаз имеет голубоватые оттенок за счет соссюритизации и пелитизации. Габбро-долериты в этом обособлении интенсивно замещены хлорит-серпентиновыми агрегатами с кристаллическим кальцитом и пиритом. Здесь же присутствует сульфидная минерализация халькопирит-пиритового состава прожилково-вкрапленной и неправильной ксеноморфной формы.

Норильско-талнахская группа. С норильско-талнахской группой связаны все промышленные месторождения и крупные проявления сульфидных платино-медно-никелевых руд. Большая часть их расположена в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба и контролируется зоной одноименного разлома. Это интрузии Талнахская, Норильск-I, Норильск-II, г. Черной, Южно-Норильская, Тальминская, Микчангдинская, Имангдинская и Силурийская (р.Кулюмбэ). Стратиграфический уровень локализации этих интрузий охватывает интервал от верхнего силура до надеждинской свиты нижнего триаса. Массивы этой группы образуют сложнопостроенные ветвящиеся тела. Они представляют собой лентовидные и пластообразные залежи (хонолиты) длиной более 15 км и шириной до 3 км и характеризуются линзовидной (или корытообразной) в поперечном сечении формой с крутыми бортами и максимальными (до 200-350 м) мощностями в прогнутой (килевой) зоне. В промежутках между ветвями мощность интрузии сокращается до нескольких метров. Им свойственны развитие дайковых фаций, магматических брекчий, мощных (до 300-400 м) околоинтрузивных метасоматических ореолов, включающих магнезиально-известковые и известковые скарны, кремнещелочные и серпентиповые метасоматиты, магнезиальные роговики и кальцифиры.

Полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахской группы характеризуются четко выраженной расслоенностью, трехчленным строением основной расслоенной серии (безоливиновые, оливиновые, пикритовые

габбродолериты), развитием верхней и нижней расслоенных габбровых серий, отвечающих соответствующим эндоконтактовым зонам. В этих интрузивах отчетливо выражены горизонты пикритовых и троктолитовых габбродолеритов, имеющих часто резкие границы, и нижних рудоносных такситовых габбродолеритов, а также хромитоносные такситовые габбро верхнего эндоконтакта, для которых характерны повышенная локальная магнезиальность и развитие хромитовой, малосульфидной платиновой минерализации.

Во фронтальных зонах интрузий встречаются эксплозивные брекчии, наиболее ярко проявленные в пределах Хараелахской ветви Талнахского массива - его кровле и бортовых частях, где перемежаются с маломощными апофизами габбро-долеритов. Мощность горизонтов брекчий достигает 150 м.

Важный признак этой группы интрузий - развитие хромшпинели, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенные концентрации никеля в существенно магнезиальном оливине. Для пород интрузивов установлены повышенные кларки никеля, меди, кобальта, хрома. Интрузии норильского типа несут наиболее богатое сульфидное медно-никелевое оруденение (вкрапленное, прожилково-вкрапленное и сплошное массивное), локализованне в пикритовом и такситовом горизонтах, а также в нижнем эндо- и экзоконтакте.

Талнахский подтип от норильского подтипа отличается типом серы и стронция (рис. 27 про изотопы).

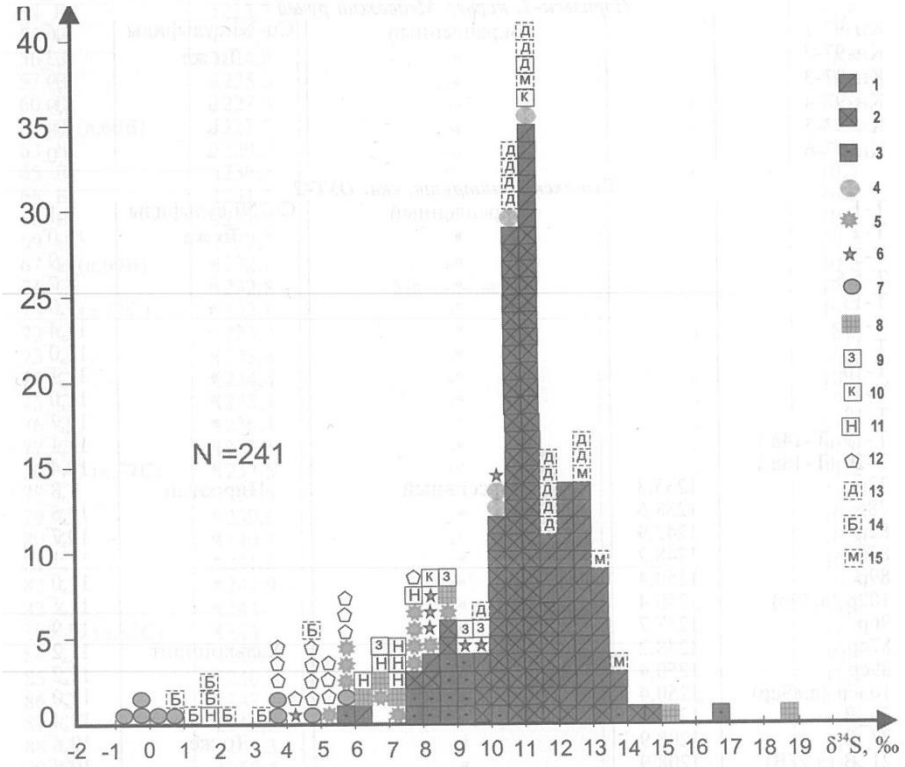


Рис. 27. Распределение величины $\delta^{34}S$ в интрузивах с разной степенью рудоносности (I этап)

Интрузивы: *1–3* – богатые (*1* – Хараелахский, *2* – Талнахский, *3* – Норильск-1); *4–8* – средние (*4* – Черногорский, *5* – Вологочанский, *6* – Южно-Пясинский, *7* – Зуб-Маркшейдерский, *8* – Имангдинский); *9, 10* – бедные (*9* – Зеленогривский, *10* – Круглогорский); *11, 12* – сателлиты (*11* – Нижнеталнахский, *12* – Нижненорильский); *13–15* – перспективные (*13* – Дюмталейский, *14* – Бинюдинский, *15* – Микчангдинский)

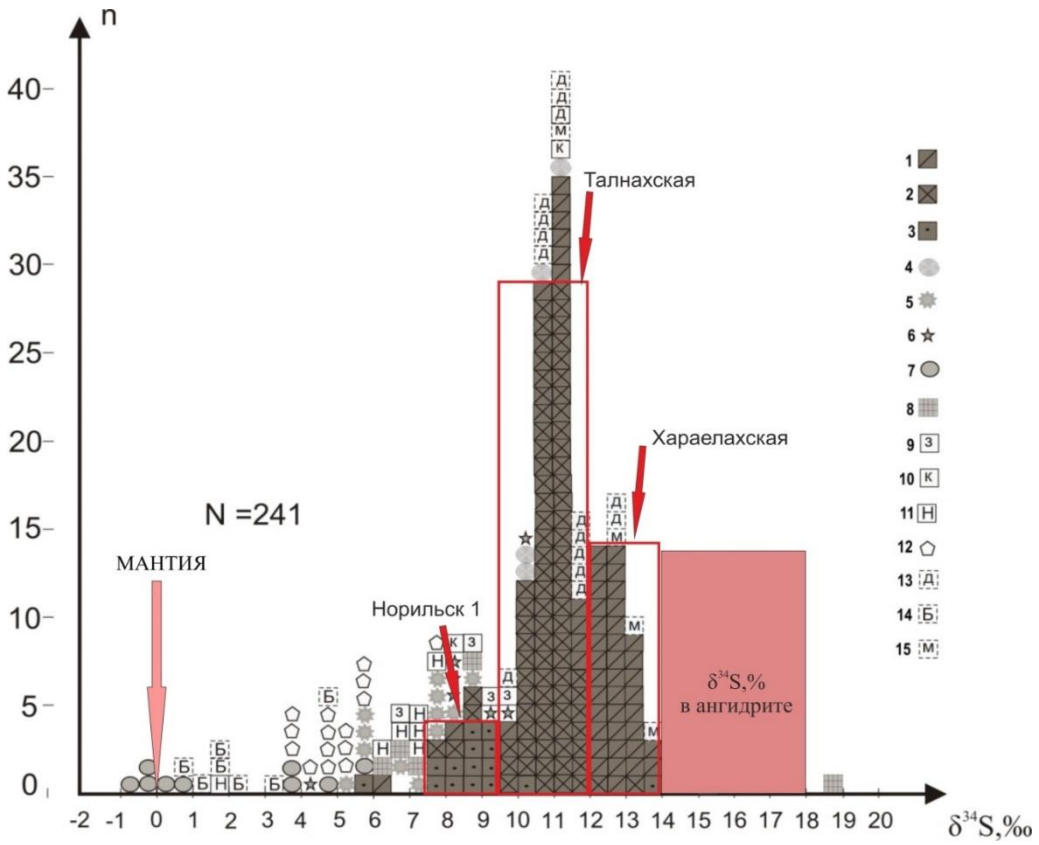


Рис. 12. Распределение величины $\delta^{34}S$ в интрузивах с разной степенью рудоносности. Интрузивы: богатые: 1 – Хараелахский, 2 – Талнахский, 3 – Норильск-1, средние: 4 – Черногорский, 5 – Вологочанский, 6 – Южнопясинский, 7 – Зуб-Маркшейдерский, 8 – Имангдинский, бедные: 9 – Зеленогривский, 10 – Круглогорский, сателлиты: 11 – Нижнеталнахский, 12 – Нижненорильский, перспективные: 13 – Дюмталейский, 14 – Бинюдинский, 15- Микчандинский (ВСЕГЕИ, 2017)

Круглогорский тип. Интрузии этого типа образуют силлообразные или пологосекущие тела небольшой мощности (15 – 20 м, реже до 40 м), сложенные оливиновыми габбро-долеритами и крупнопорфировым лейкократовым габбро. Основная масса имеет пойкилоофитовую структуру и сложена более кислым плагиоклазом, пироксенами и оливином двух генераций. В северной части месторождения Норильск-1 такие породы слагают субпластовые перемычки между западной (Угольный ручей) и восточной (Медвежий ручей) ветвями интрузива Норильск-1; в виде субпластовых тел они широко развиты на западных и восточных флангах Талнахского интрузива (интрузия гряды Лесной, Олорская) и к югу от

Черногорской интрузии (интрузия г. Круглой), образуя своеобразные ответвления от рудоносных хонолитов.

На отдельных участках интрузии круглогорского типа содержат вкрапленное сульфидное медно-никелевое оруденение до 3 – 5% от объема породы.

Нижнеталнахский тип. К нижнеталнахскому типу относятся интрузии: Клюквенная, Нижнеталнахская, Нижненорильская и горы Зеленая Грива. Все они являются важными составными элементами рудных узлов.

Нижнеталнахский интрузив частично сопутствует рудоносным ветвям Талнахского массива, локализуясь стратиграфически и гипсометрически, как правило, ниже последнего. Интрузив представляет собой сложнопостроенное тело, морфология и мощность которого подчинены пликативным и разрывным структурам, оперяющим Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома. Он локализован в девонских сульфатно-карбонатных отложениях и в южной части рудного узла образует штокообразный выступ мощностью до 400 м. В пределах развития Северо-Западной рудоносной ветви Нижнеталнахский интрузив имеет малую мощность (25 м) и протягивается в северном направлении, пересекая далее Главный тектонический шов. При этом наблюдаются раздувы и пережимы интрузива, а мощность его колеблется в пределах 20-120 м, сокращаясь в наиболее дислоцированных участках до 6-10 м.

В Нижнеталнахском интрузиве выделяются практически все горизонты, характерные для массивов норильско-талнахского типа, однако их объемы имеют иное соотношение. Отличительной чертой является и отсутствие четких границ между теми или иными горизонтами. Для большинства пересечений Нижнеталнахского интрузива является типичным разрез, представленный оливиновыми, троктолитовыми и пикритовыми габбро-долеритами. Безоливиновые и оливинсодержащие разности развиты весьма ограниченно, но фиксируются в маломощных ответвлениях интрузива. Главной чертой Нижнеталнахского интрузива является обогащенность оливином большей части его вертикального разреза, характерным признаком можно считать также такситоподобный облик пород.

Сульфидная минерализация в виде интерстиционной вкрапленности встречается по всему горизонту высокомагнезиальных пород с постоянным нарастанием количества сульфидов и увеличением роли никеля в нижней части горизонта, однако сульфиды не образуют промышленных концентраций.

Необходимо подчеркнуть, что интрузии норильского комплекса выделяются не только в Норильском рудном районе, смежном с площадью работ, но и в пределах характеризуемой территории, в Курейском рудном районе, в бассейне рек Горбиачин, Курейка, Джалтул, Колю [Варанд, 1965ф], где распространены как маломощные пластообразные интрузии и дайкообразные тела троктолитовых и пикритовых габбродолеритов, несущих сульфидное оруденение, так и мощные субпластовые интрузии богатых гиперстеном оливиновых долеритов, часто дифференцированные и несущие вкрапленность сульфидов меди и никеля.

Э.Л. Варандом на площади Курейского рудного района был выделен норильский комплекс, интрузии которого разделены на три типа: ручья Нижнего, дыгенского и сухотунгусского.
Интрузии типа ручья Нижнего являются наиболее никеленосными и представлены дифференциатами: габбро-пегматитами; габбро; безоливиновыми, оливиновыми, троктолитовыми, пикритовыми и такситовыми габбродолеритами. Интрузии дыгенского типа менее никеленосны и также хорошо дифференцированы: габбропегматиты, трахитоидные габбродолериты, а также такситовые, оливиновые, троктолитовые и безоливиновые габбродолериты. Интрузии сухотунгусского типа почти не никеленосны, хотя и дифференцированы: кварцевые габбродолериты, пойкилоофитовые оливиновые габбродолериты, шлиры долерит-пегматитов, прожилки гранофиров.

В северной части Хараелахской мульды на сегодняшний день достоверно не установлены интрузии норильского типа, однако В.А. Радько (Радько, 1995ф), полагает, что шансы их обнаружения весьма высоки, в особенности в районе распространения Тальминской, Иконской и Клюквенной интрузий, где нами выделены перспективные участки для проведения дальнейших поисковых работ.

На северо-западе характеризуемой территории к интрузиям норильского типа с отчетливо выраженной дифференциацией и убогой вкрапленностью сульфидов условно отнесена интрузия [Кокорин, 2003ф], вскрытая скважинами АР-124 (инт. 919,8-1072,9 м) и АР-125 (инт. 731,0-769,0 м) в отложениях тунгусской серии (Елисеев, 1979 г.). По мнению Н.И. Кокорина [Кокорин, 2003ф], интрузии норильского типа, могут слагать на характеризуемой территории крупные хонолиты и лентовидные дифференцированные тела размером до 20х2км и средней мощностью до 100-200 м.

Разрез интрузии по скважине АР-125 представлен пикритовыми и троктолитовыми габбродолеритами, по скважине АР-124 - безоливиновыми и оливиновыми габбродолеритами с горизонтами габбродолеритов и эруптивных брекчий, содержащих обломки такситовых и троктолитовидных габбродолеритов. Скважина АР-124 из пород интрузии не вышла. Взаимоотношение данного интрузивного тела с породами рамы неясное (Елисеев, 1979 г.).

В связи с отнесением данной интрузии к норильскому типу и присутствием в ней рассеянной сульфидной минерализации, а также наличием поблизости геофизических аномалий, выделяется Мастах-Халинский песрпективный участок (Михайлов, 2016ф), в ходе работ на котором могут быть выяснены детали его геологического строения и возможного сульфидного оруденения, сведения о которых в связи с недостаточной изученностью площади на данный момент отсутствуют.

Курейский комплекс

Курейский раннетриасовый интрузивный комплекс (четвертая фаза по ВСЕГЕИ) распространен, как отмечалось, в бассейне р. Курейки. Курейский комплекс дифференцированных интрузий разделен на два типа: джалтульский и нижне-тунгусский [Варанд, 1965ф]. Интрузии джалтульского типа представлены такситовыми, порфировыми, оливиновыми и безоливиновыми габбродолеритами, троктолитами и пикритоподобными габбродолеритами. Интрузии нижне-тунгусского типа представлены порфировыми оливинсодержащими габбродолеритами и долеритами.

Джалтульский тип представлен, прежде всего, двумя крупными пластообразными интрузиями - Оракгинской и Джалтульской, расположенными в долинах и на водораздельных частях рек Кулюмбэ и Горбиачин. Каждая из интрузий представляет серию сближенных пластовых и пологосекущих тел, прослеживающихся на значительное расстояние.

Интрузия, локализованная в нижнесилурийских отложениях прослежена на расстояние 17 км и по литературным данным [Кавардин, 1976] известна как Оракгинская. В наиболее полных разрезах эта интрузия сложена в верхней части долеритами порфировидными (мощность 5 м), сменяющимися книзу габбродолеритами оливиновыми и троктолитовыми (суммарная мощность 320 м), образующими как самостоятельные горизонты, так и находящимся в переслаивании друг с другом. Нижнюю часть выполняют габбродолериты безоливиновые с линзами и горизонтами габбродиоритов и габбропегматитов (30 м), габбродолериты оливиновые (50 м) и конт порфировидные актовые габбродолериты (3 м). Общая мощность интрузии 480-500 м. К северу мощность интрузии резко уменьшается и в долине р. Кулюмбэ не превышает 120 м. Для интрузии характерна своеобразная расслоенность, когда в средней и верхней частях массива увеличивается роль оливина (и его магнезиальность) и плагиоклаза с повышенным анортитовым компонентом при уменьшении роли клинопироксена. На контактах интрузии наблюдаются довольно значительные ореолы ороговикования и пиритизации, изредка встречаются единичные каплевидные расслоенные вкрапленники халькопирит-пирротинового состава (до 1,5 см).

Подобное же внутреннее строение имеет и Джалтульская интрузия, локализованная выше по разрезу в верхнедевонско-нижнекаменноугольных отложениях, прослеженная от г. Озерный на юге до р. Кулюмбэ на севере на расстояние до 70 км. В ходе поисковых работ 2007-2013 гг., в осевой части массива установлена мощность, превышающая 1100 м. Главным отличием его внутреннего строения является появление в составе высокомагнезиальных пород пикритовых и пикритоподобных габбродолеритов и резкое увеличение доли безоливиновых и

оливинсодержащих габбродолеритов в верхней половине разреза массива [Лапковский, 2013ф].

Горизонты оливиновых и пикритовых габбродолеритов, а также породы нижнего эндо- и экзоконтакта содержат сульфидную платино-медно-никелевую минерализацию, не образующую промышленных концентраций.

К джалтульскому типу относится, по-видимому, и Колюйская интрузия, расположенная непосредственно южнее Джалтульской. Южнее скважинами вскрыта крупная Онекская интрузия весьма сложного строения мощностью более 1000 м. К интрузиям этого типа, вероятно, может быть отнесена и Екэчэнская интрузия (бассейн р. Учами) [Струнин, 2005ф], а также Хинигдинская и др.

Интрузии нижне-тунгусского типа распространены южнее джалтульских. Здесь интрузии комплекса представлены преимущественно секущими телами в зоне Колюйского разлома, прослеженными в юго-восточном направлении на расстояние до 200 км.

Единичные небольшие интрузии курейского комплекса закартированы в долинах рек Фатьяниха, Хурингда, Бахта, Учами. Они сложены троктолитами и пикродолеритами, габбротроктолитами, габбродолеритами, габбродиоритами, реже - гранодиоритами. Содержание MgO в породах достигает 20-24%. Наблюдается редкая вкрапленность сульфидных медно-никелевых руд, реже их шлиры и прожилки. Эти интрузии, вероятно, следует относить к джалтульскому типу. К нему же, возможно, относятся Светланинская и Еробинская интрузии.

Как отмечалось, в ареале распространения интрузий курейского комплекса обнаружены (р. Северная, Неконгдакон, Ерачимо и др.) многочисленные валуны (до 0,5 м в поперечнике) сливных сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд, аналогичных норильским месторождениям.

Характерной особенностью интрузий курейского комплекса являются шлиры и неправильные обособления (от десятков сантиметров до первых метров) самородного железа.

Дополнительное замечание. Повторно отметим, что существует особое мнение на классификацию и группировку интрузий, расположенных в Приенисейской зоне характеризуемой территории. Автором является В.А. Федоренко [Федоренко, 2005ф], который не выделяет здесь интрузий норильского и курейского комплекса, о чем уже говорилось выше.

Все имеющиеся в этом районе трапповые интрузии он группирует по геохимическим характеристикам в четыре типа: курейский, кулюмбинский, фатьянихинский и в группу интрузий специфического состава.

В курейском типе, сопоставляемым им с норильским комплексом, автор выделяет два подтипа: *колюйский* (интрузивы Нижний 1, Нижний 2, Второго порога, ручья Рудный, ручья Темный, интрузии Колюйская, Дегалинская, Беельдинская) и *хугдюкантский* (интрузии Хугдюкантская, Скалистая, Надпорожная, Ойринская, Юдоломо).

В фатьянихинском типе, сопоставляемым с мороновским комплексом, В.А. Федоренко выделяет четыре подтипа: *хурингдинский* (интрузии Хурингдинская, ручья Пульванондра, Холуканская, дайки участка Неконгдакон, валуны габбродолеритов реки Сухой Бахты); *горбиачинский* (интрузии Верхнегорбиачинская, Среднегорбиачинская, Халильская, реки Фатьяниха, реки Большая Фатьяниха, горы Хуричи, реки Верма); *кузьмовский* (интрузии Кузьмовская, Вакунаикская, Орокитская, интрузии района Хуричи); *анакитский* (интрузии Анакитская и Неконгдаконская).

К кулюмбинскому типу, который является промежуточным между курейским и фатьянихинским типами (норильским и мороновским), отнесены интрузии Верхнеильтыкская и Нижнеильтыкская.

К особому типу интрузий специфического состава В.А. Федоренко отнесены интрузии Джалтульская, Хуперская, Вельминская, Онекская и горы Гара. Они не сопоставляются с другими типами или комплексами.

Туринский комплекс

Туринский комплекс раннего триаса (пятая фаза по ВСЕГЕИ) объединяет интрузии недифференцированных и слабо дифференцированных долеритов и габбродолеритов, которые прорывают тела дифференцированных интрузий (четвертой фазы). Лучше всего интрузии комплекса изучены в Норильском районе, где они образуют дайки и ступенчатые интрузии мощностью от 100 до 500 м, заполняющие ветвящиеся трещины разрывов. По минералогическому составу и структуре пород характеризуемые интрузии весьма близки к интрузиям третьей интрузивной фазы (катангский комплекс и его аналоги). В химическом отношении породы компдекса отличаются повышенным содержанием титана и щелочей (особенно калия), а также повышенной железистостью.

Интрузии туринского комплекса на территории работ развиты в бассейне среднего течения реки Нижней Тунгуски, где они прорывают лавы и интрузии более ранних фаз.

Ввиду близости состава и строения интрузий туринского комплекса с интрузиями катангского комплекса, их выделение при отсутствии наблюдаемых соотношений с дифференцированными интрузиями (четвертой фазы) весьма затруднительно.

Агатский комплекс

К раннетриасовому агатскому комплексу (пятая фаза по ВСЕГЕИ) относятся небольшие дайки, неправильные тела и штоки афанитовых и мелкозернистых габбродолеритов, прорывающие интрузии всех описанных выше комплексов. Они являются, по-видимому, самыми молодыми среди траппов.

Породы интрузий агатского комплекса представлены афанитовыми и порфировыми микро-долеритами, часто стекловатыми, иногда имеющими микробрекчиевидное атакситовое сложение. Порфировые выделения в породах предсталены битовнитом, реже оливином. Основная масса состоит из моноклинного пироксена и лабрадора. Породы часто обогащены кремнекислотой, также в них обычно повышено содержание щелочей (особенно калия). Интрузии этого типа описаны в низовьях Нижней Тунгуски (Моор, 1939 г.; Лебедев, 1955 г.) и во многих пунктах западной окраины Сибирской платформы.

Хушминский комплекс

Позднетриасовый хушминский комплекс (не включен в систематику ВСЕГЕИ) представлен тремя фазами.

Первая фаза хушминского комплекса - серпентинизированные пикриты, небольшие тела которых (до 1 км^2) известны на северо-востоке Енисейского кряжа (бассейн р. Вельмо). Rb-Sr-методом возраст пород комплекса (195 млн. лет) определен пограничным между триасом и юрой. Небольшие тела пикритов установлены в районе «Белая Горка» (устье р. Таимба).

Вторая фаза хушминского комплекса сложена карбонатитами. Они распространены в юго-восточной части Тунгусской синеклизы и на северо-восточном склоне Байкитской антеклизы. Известны в районе реки Шумихи, левого притока Подкаменной Тунгуски в ее нижнем течении. Карбонатиты слагают штокообразные тела до 100–150 м в диаметре, дайки, жилы и пластообразные тела от десятков сантиметров до первых десятков метров, реже - трубообразные тела (трубка «Скарны»). Контакты секущие, часто с обширными телами метасоматитов (редберги, калиевые метасоматиты и др.). Карбонатиты сопровождаются проявлениями апатитов, железных руд, полиметаллов, целестина и др.

Третья фаза хушминского комплекса представлена кимберлитами, выполняющими небольшие трубки взрыва (Хортич, Тайга и др.). Размер обломков кимберлитовых брекчий от первых мм до 10 см и более. Встречаются угловатые обломки вмещающих пород до 0,5-1,5 м, слагающих до 20–40% объема. Цемент брекчий –

глинисто – слюдисто – карбонат - серпентиновая масса с выделением оливина, флогопита, перовскита, пикроильменита, апатита, магнетита, пиропа, хромдиопсида, хромшпинелидов.

Интрузии хушминского комплекса являются наиболее молодыми и замыкают собой интрузивный ряд характеризуемой территории.

Очевидно, что среди охарактеризованных выше интрузивных комплексов наиболее перспективными в отношении сульфидных медно-никелевых руд являются комплексы четвертой фазы интрузивного магматизма, для которых характерны дифференциация и флюидонасыщенность, являющиеся основными факторами формирования ликвационных медно-никелевых месторождений.

6.2. Зональность интрузивной системы Норильского узла

Интрузивы Норильск 1 и Восточно-Норильский представляют собой единое тело лентовидной изогнутой формы, локализованное в основном в горизонте ивакинской-гудчихинской свит и причленяющееся к Норильско-Хараелахскому разлому с запада. Пересброшенная часть массива расположена внутри разлома, а восточнее его по скв. ПЕ-45 намечается связь с южным продолжением интрузии, так называемой Южно-Норильской ветвью, имеющей в плане веерообразную форму. Эта значительно менее мощная субпластовая залежь протягивается на юг вдоль Норильско-Хараелахского разлома на расстояние около 30 км от границы месторождения Норильск 1 и занимает по сравнению ним более высокий стратиграфический уровень, располагаясь в основном в базальтах гудчихинской свиты.

С севера на юг наблюдаются следующие изменения в строении и составе интрузий. При переходе от интрузива Норильск 1 к Восточно-Норильской ветви мощность и строение разрезов существенно не меняются, но значительно снижается рудоносность. В Южно-Норильской интрузии происходит дальнейшее уменьшение количества сульфидов и одновременно, снижается степень дифференцированности – в первую очередь за счет исчезновения магнезиальных разновидностей. Пикритовые габбро-долериты присутствуют только в северной ее части, причем они имеют ярко проявленные признаки контаминации материала пикритовых базальтов гудчихинской свиты. Южнее (на расстоянии от 15 до 30км от месторождения Норильск 1) разрезы Южно-Норильской интрузии подобны разрезам дифференцированных апофиз Верхнеталнахского интрузива и отвечают модели «силлов лейкогаббро» А.П.Лихачева (1965). Однако, при сохранении геолого-петрографических особенностей, в южной части Южно-Норильской

интрузии (скв. ПЕ-77) изменяется химический состав пород и состав рудной минерализации. Как будет показано ниже (см. разделы 4.1.2; 4.1.3.) в этом удаленном разрезе появляются черты свойственные интрузивам моронговского типа.

Самостоятельные интрузивы талнахского типа, несущие существенное вкрапленное оруденение (Норильск II, горы Черной) и достаточно крупные, но слабо дифференцированные интрузивы, отнесенные нами к нерасчлененным образованиям норильско-талнахской группы (Верхнедвугобинский, Нижнедвугорбинский и др.) развиты в восточном борту Норильско-Хараелахского разлома на расстояние до 12 км от месторождения Норильск 1. Названные тела сопровождаются апофизами, в том числе дифференцированными «силами лейкогаббро», которые не отличимы от подобных апофиз интрузива – месторождения Норильск 1. От материнских тел они удаляются на расстояние до 8 км, от Норильска 1 – до 15 км, что сопоставимо с границами распространения собственных ответвлений интрузива-месторождения.

Норильск 1 представляет единственный массив талнахского типа, развитый в западном борту Норильско-Хараелахского разлома. Все остальные интрузивы норильско-талнахской группы (Зубовский с Горстроевской и Верхнебыстринской ветвями, Верхнеамбарнинский, интрузив скважин ПЕ-72 – ПЕ-74) относятся к Зубовскому типу.

Все они располагаются в полосе параллельно Норильско-Хараелахскому разлому на удаление до 15 км от разлома. Удаление известных интрузий Зубовского типа от месторождения Норильск 1 на север достигает 14 км, на юг – 20 км. В строении интрузивов наблюдается отчетливая зональность в направлении с севера на юг. Северный интрузив – Зубовский занимает наиболее низкое положение в разрезе (залегает в отложениях зубовской-мантуровской свит), отличается наибольшей мощностью, наиболее полной дифференциацией и развитием существенного оруденения. Расположенный южнее Верхнееамбарнинский интрузив приурочен к мантуровской свите, он имеет несколько пониженную мощность и заметно меньше содержание сульфидов. Южный интрузив (скв. ПЕ-72 – ПЕ-74) локализован вблизи границы девонских отложений и тунгусской серии. Мощность тела, степень дифференциации и оруденения здесь еще более снижаются.

Все перечисленные тела сохраняют характерные особенности интрузивов Зубовского типа: преобладание в разрезе среднемагнезиальных дифференциатов при пониженной роли безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов (см.табл.4), наличие пикритоподобных, троктолитовых, такситовидных габбро-долеритов вместо типичных пикритовых, такситовых,

широкое развитие гибридных кварцсодержащих пород и пород, обогащенных ортопироксеном, наличие небольших количеств хромита. Зональность интрузивов по мере удаления от наиболее мощных и полно дифференцированных тел не соответствует таковой для интрузивов талнахского типа. Вместо лейкократизации разрезов здесь происходит даже некоторое увеличение доли пикритоподобных пород (см.табл.4). Строение разрезов не упрощается, а наоборот, имеет место неоднократное чередование среднемагнезиальных, высокомагнезиальных и «кислых» дифференциатов. При несходстве тенденций изменения разрезов имеется определенная общность в тенденциях изменения химического состава и характера оруденения. В удаленных разрезах интрузивов как талнахского, так и зубовского типов увеличивается титан, снижается хром, появляются низкосернистые ассоциации сульфидов с кубанитом. Ответвления интрузий обоих их типов в удаленных разрезах приобретают сходства с интрузивами моронговского типа.

Глава 7

МЕСТОРОЖДЕНИЯ CU-NI СУЛЬФИДОВ И ПЛАТИНОИДОВ

отв. В.В. Ситников

Специфика металлогении Норильской провинции определяется развитием крупных сульфидных медно-никелевых месторождений раннемезозойского возраста, связанных с дифференцированным ультрабазит-базитовыми интрузиями. Известные месторождения группируются в три рудных узлы: Талнахский, Норильский и Имангдинский. Кроме того, по наличию рудопроявлений, выделяются Тальминский и Южно-Норильский потенциальные рудные узлы.

В НМП известны два промышленных рудных узда, образованные системами интрузий норильского и нижнеталнахского типа (Талнахский и Норильский), один непромышленный (Имангдинский) и несколько кустов рудопроявлений (рис. 7.5).

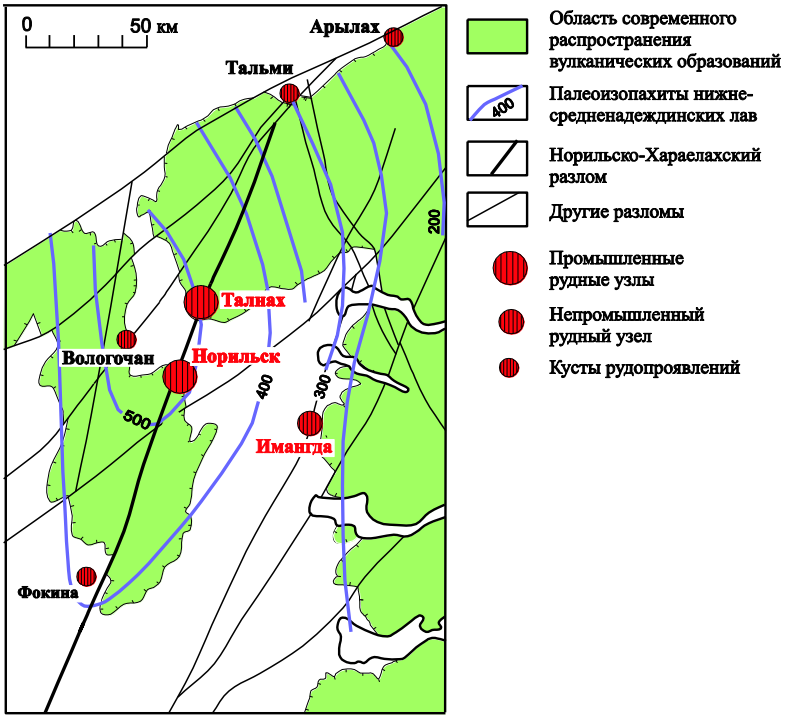


Рис. 7.5. Рудные узлы и кусты рудопроявлений Норильского района.

Основные запасы руд сконцентрированы в месторождениях Талнахского рудного узла – Октябрьском и Талнахском (рис. 7.6), где развиты все перечисленные выше типы руд.



Рис. 7.6. Схематическая карта месторождений Талнахского рудного узда. Составлена Т.Е. Зенько по материалам НКРРЭ. Темной заливкой показана Талнахская, светлой – Хараелахская интрузия.

Наиболее важным типом, разрабатываемым в настоящее время, являются массивные руды, мощность которых нередко составляет 10-20 м, достигая 50 м. С меньшей интенсивностью отрабатываются медистые и верхние медистые руды, обычная мощность которых от первых метров до 20 м. В месторождениях преобладают вкрапленные руды, развитые по всему разрезу пикритовых и такситовых габбродолеритов, имеющие мощность от 20 до 40, иногда до 50 м, но в настоящее время они отрабатываются в незначительной степени, преимущественно на юго-западе Талнахского месторождения, где они наиболее богаты.

Массивные руды в основном локализованы во вмещающих интрузии осадочных породах – непосредственно ниже главных тел рудоносных интрузий, реже – в приподошвенной части интрузивных тел. Массивные руды не связаны с вкрапленными постепенными переходами, те и другие почти всегда разделены закалочными контактовыми габбродолеритами с очень бедной сульфидной вкрапленностью. Очень часто между массивными и вкрапленными рудами развит горизонт (мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров) неминерализованных ороговикованных вмещающих пород. Таким образом, геологические наблюдения не дают оснований полагать, что массивные руды оседали *in situ* из вышележащих вкрапленных в интрузии руд. Нередко картируются очевидные секущие контакты массивных руд как с осадочными, так и с

интрузивными породами. Многие геологи считают, что массивные руды были образованы в результате самостоятельных инъекций сульфидной магмы. И.А. Зотов (1979) приводил факты плавления терригенных пород, контактирующих с массивными рудами, с образованием гранофировых расплавов (Т ~940°С). В плане массивные руды не выходят за контуры главных тел ассоциирующих интрузий, видимо потому, что они могли внедряться только в хорошо прогретые породы.

В Норильском рудном узле находятся четыре месторождения: Норильск-1 и Масловское, связанные с интрузией Норильск-1, Черногорское и Норильск-2, связанные с одноименными интрузиями (рис. 7.7).

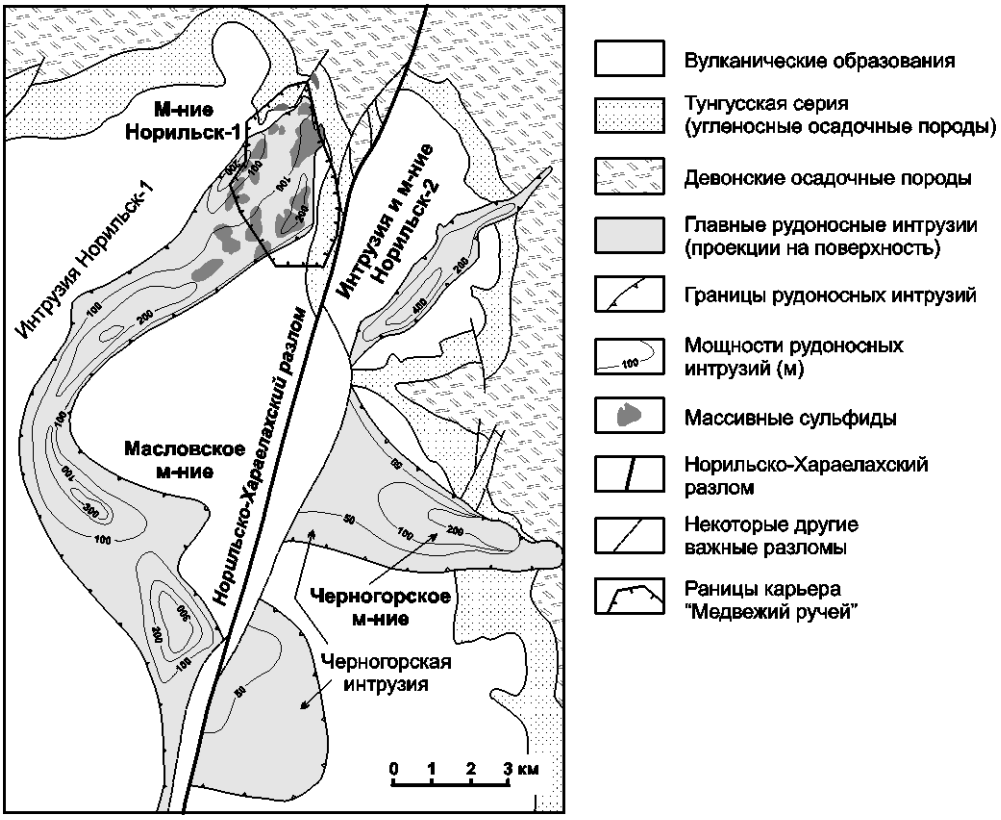


Рис. 7.7. Рудоносные интрузии и месторождения Норильского рудного узла.

В настоящее

7.1. Талнахское и Октябрьское месторождения сульфидных медно-никелевых руд

Талнахское и Октябрьское месторождения сульфидных медно-никелевых руд связаны с Верхнеталнахским интрузивом, представляющим собой

хонолитообразное тело общей площадью более 50 км^2, полого погружающееся на север-северо-восток и вытянутое в этом направлении более чем на 20 км. Среди многочисленных исследователей, занимавшихся проблемами магматизма Талнахского рудного узла, к настоящему времени так и не сформировалось единого мнения относительно вопроса морфологии и строения рудоносной интрузии. Одни, считают Верхнеталнахскую интрузию как сложно построенное единое тело, разделяющееся в плане и разрезе на несколько ветвей. Другие, выделяют отдельно Хараелахский и Талнахский интрузивы которые, в свою очередь в плане делятся на отдельные ветви.

В настоящее время Верхнеталнахская интрузия представляется как единое тело, состоящее из кулисообразно расположенных ветвей: Хараелахской, Северо-Западной, Северо-Восточной, Юго-Западной. С первыми двумя из них связано Октябрьское месторождение, а с двумя последними - Талнахское.

3.6.1. Геологическая позиция месторождений.

Верхнеталнахская интрузия, несущая промышленное платино-медно-никелевое оруденение приурочена к зоне пересечения южного центриклинального замыкания Хараелахской мульды Норильско-Хараелахским разломом (Ситников, 2009). Вдоль последнего, в отложениях тунгусской серии, локализовано Талнахское месторождение (Рис. 7.10), приуроченное к северо-восточной и юго-западной ветви рудоносной интрузии. Октябрьское месторождение приурочено к северо–западной и Хараелахской ветвям Талнахского интрузива расположенных в западном борту Норильско-Хараелахского разлома в пределах нижнего (девонского) уровня локализации рудоносных интрузий.

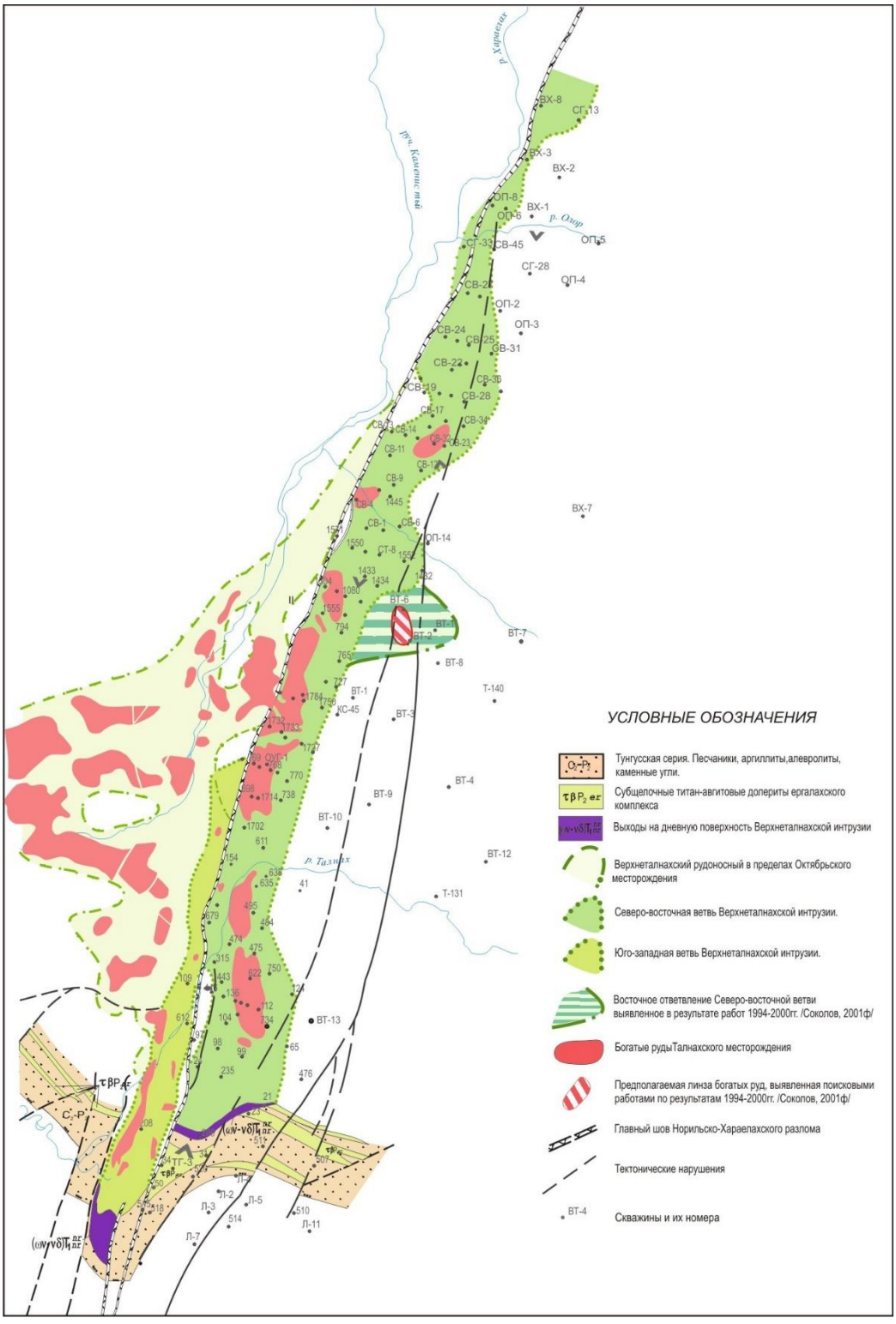
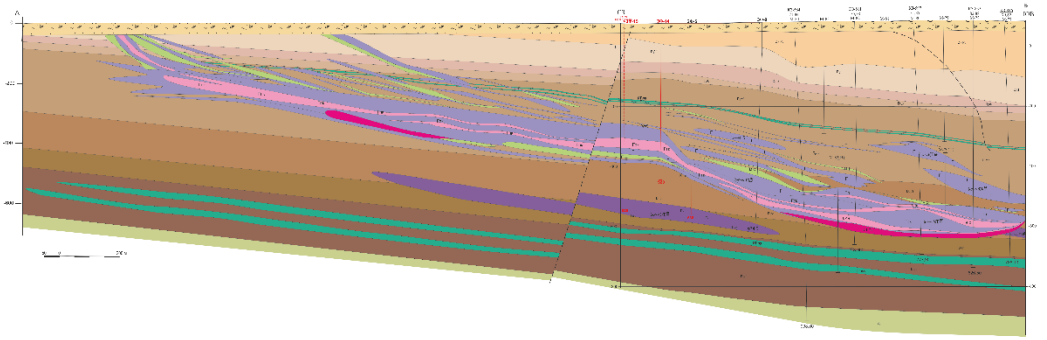
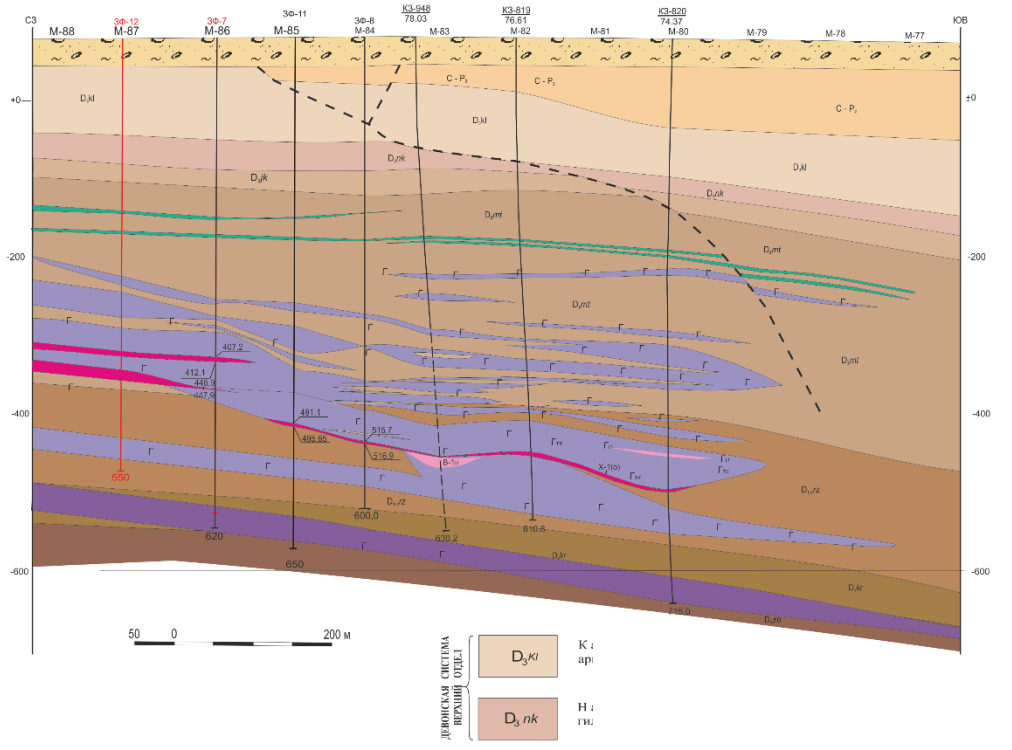

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
Тунгусская серия. Песчаники, аргиллиты,алевролиты, каменные угли.
Субщелочные титан-авгитовые долериты ергалахского комплекса
Выходы на дневную поверхность Верхнеталнахской интрузии
Верхнеталнахский рудоносный в пределах Октябрьского месторождения
Северо-восточная ветвь Верхнеталнахской интрузии.
Юго-западная ветвь Верхнеталнахской интрузии.
Восточное ответвление Северо-восточной ветви выявленное в результате работ 1994-2000гг. /Соколов, 2001ф/
Богатые рудыТалнахского месторождения
Предполагаемая линза богатых руд, выявленная поисковыми работами по результатам 1994-2000гг. /Соколов, 2001ф/
Главный шов Норильско-Хараелахского разлома
Тектонические нарушения
Скважины и их номера
р. Хараелах
р. Олор
р. Талнах
руч. Каменистый

Рис. 7.10. Схема Талнахского месторождения.



7.12. Геологические разрезы Октябрьского месторождения



Юго-западная ветвь прослеживается вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома в западном его борту, более чем на 9 км, плавно погружаясь на северо-восток. Локализуясь, большей своей частью в отложениях тунгусской серии, она полого сечет вмещающие породы от низов туфолавовой толщи до верхней части разреза девонских отложений. В крайней южной части, интрузив выходит под

рыхлые четвертичные отложения, а к северу глубина его залегания постепенно увеличивается, составляя более чем 600 м и Юго-Западная ветвь, вероятно, примыкает к западной бортовой части Северо-Восточной ветви.

Кровля интрузии характеризуется слабоволнистой поверхностью. Подошва имеет более сложную конфигурацию, с многочисленными воздыманиями и прогибами.

В результате постинрузивных сбросов (Западные сбросы) единое тело интрузива, в южной части, делится на 3 блока: Западный (Главный), Восточный и Промежуточный (рис. 7.13).

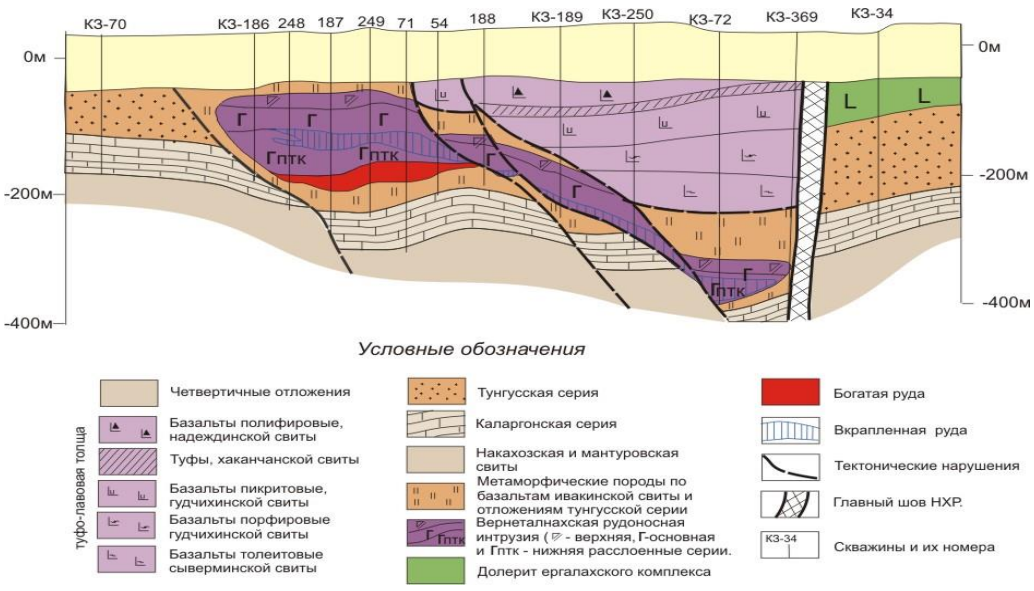


Рис. 7.13. Строение Юго-Западной ветви Верхнеталнахской интрузии

Западный (Главный, Центральный) блок ограничен с запада плоскостью сброса, вдоль которого происходит естественное выклинивание интрузива, а с востока одним из Западных сбросов. При средней ширине 300-400 м, протяжённость его составляет около 7 км. Мощность интрузии изменяется от первых десятков до 170 м /Суханова, 1970ф/. Максимальные её мощности обычно отмечаются на участках синклинальных структур вмещающих пород в подошве интрузива. К этим же структурам приурочены линзы богатых руд (Ц-Л р-ка «Маяк»).

Восточный блок ограничен с востока главным швом Норильско-Хараелахского разлома, с запада одним из системы сбросов. Он прослежен скважинами на расстояние 9 км. Ширина блока довольно постоянна и находится в пределах 100-300 м. Глубина залегания интрузии меняется от 50 м, на крайнем юге, до 800 м и более – на севере.

Промежуточный блок в виде узкого линзовидного, крутопадающего на восток, тела фиксируется между двух ограничивающих его сбросов на расстоянии около 7 км по направлению северного общего погружения ветви. Ширина блока меняется от 50-150 м, на юге и в центре, до полного выклинивания на севере. В южной части интрузивные породы в виде клина выходят под четвертичные отложения, а к северу погружаются до глубины 600 м. Мощность находится в пределах 0-120 м.

В результате работ предшественников /Кравцов, 1987ф/, выявлено, что в северном направлении Юго-западная ветвь приобретает трубообразную форму и в поле рудника «Скалистый» через зону главного шва Норильско-Хараелахского разлома соединяется с Северо-восточной ветвью. Севернее разведочной линии 83 рассматриваемая ветвь уже не следится.

Северо-восточная ветвь вытянута вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома в его восточном борту в виде лентовидного узкого тела шириной 0,6-1,5 км. Она прослежена по падению в север-северо-восточном направлении параллельно разлому более чем на 16 км.

По отношению к вмещающим породам интрузивное тело является пологосекущим. На юге оно залегает почти на контакте эффузивной толщи с тунгусскими отложениями, а к северу, погружаясь, переходит на границу последних с девоном. В пределах Олорской площади интрузия следится уже на уровне терригенно-сульфатно-карбонатных осадков мантуровской, разведочнинской и курейской свит. Далее, на север, ветвь плавно воздымается, приобретая секущее в разрезе положение и по скважинам ОП-11, -12, СГ-13 занимает уже нижнюю часть отложений тунгусской серии.

В поперечном сечении (рис. 7.14), ветвь имеет форму полулинзы пологонаклонённой к западу. Поверхность кровли интрузива относительно ровная, слабоволнистая. Подошва же имеет более волнистую поверхность и, как следствие, с участками опускания и воздымания подошвы связано изменение мощности. При средней мощности интрузива 120-200 м, максимальными мощностями (до 250 м) характеризуется осевая часть интрузива, приуроченная к приразломной синклинальной складке. Постепенно, в северном направлении мощность уменьшается и в пределах северных флангов месторождения (междуречье р.р.Олор, Хараелах) она уже не превышает 10-30м (скв. ВХ-8, -3, СГ-13).

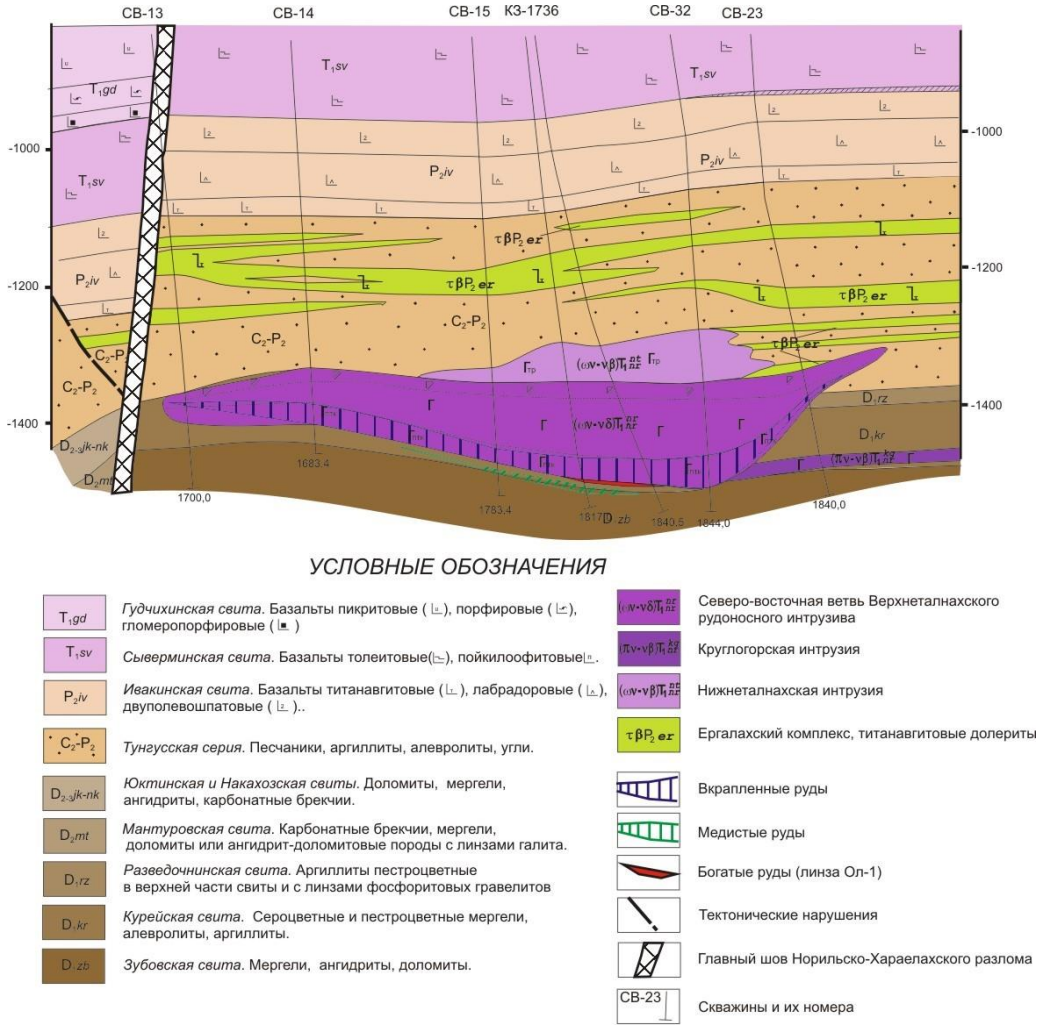


Рис. 7.14. Строение Северо-Восточной ветви Верхнеталнахской интрузии.

Морфология интрузива в значительной степени обуславливается пликативными и дизъюнктивными дислокациями. Западный борт ветви ограничивается зоной Норильско-Хараелахского разлома, в районе которого происходит резкое выклинивание интрузии, хотя на отдельных участках (р. л. 43-53) данная ветвь может отклоняется от зоны НХР более чем на 200-300м. Восточный её борт по сравнению с западным, изучен недостаточно. С уверенностью можно сказать только то, что он имеет более плавное выклинивание. В южной и центральной частях площади он контролируется смежной с синклиналью антиклинальной структурой, а далее на север структурой Олорского палеоподнятия. Однако, восточная граница ветви, как показали последние исследования /Соколов, 2001ф/, может иметь достаточно протяжённые (600-1000м) ответвления, с участками богатых,

прожилково-вкрапленных руд в её подошве (скв. ВТ-2, ВТ-6). Учитывая недостаточную изученность, подобные ответвления вполне вероятны и в других частях восточного фланга месторождения.

Ещё один участок в пределах Северо-восточной ветви, где она делает довольно резкий изгиб, отклоняясь от зоны НХР более чем на 500м, отмечается в пределах р.л. 147-151. Здесь, предшественниками /Кравцов, 1987ф, Шадрин, 1990ф/ выявлено довольно интересное взаимоотношение Нижнеталнахской и Верхнеталнахской итрузий. Непосредственно на данном отрезке, происходит переход Нижнеталнахской интрузии из гипсометрически нижнего положения в верхнее, относительно Верхнеталнахской интрузии (рис 3.10). При этом, в зоне контакта интрузий, в Нижнеталнахском интрузиве отмечаются сульфидные вкрапленники со следами подплавления, наблюдается увеличение содержания меди и никеля, появляются ксенолиты лейкогаббро, пикритовых габбро-долеритов и других дифференциатов Вехнеталнахской интрузии. Все эти факты, по мнению предшественников /Кравцов, 1987ф/, говорят о более древнем возрасте рудоносного интрузива. На данный момент в пределах Северо-восточной ветви расположены поля действующих рудников «Маяк», «Комсомольский», «Скалистый».

Хараелахская ветвь представляет собой языкообразное в плане тело шириной около 2 км, протягивающееся в субширотном направлении более чем на 7 км (рис. 3.11). В отличие от трёх других ветвей, данная ветвь ориентирована субперпендикулярно к зоне Норильско-Хараелахского разлома.

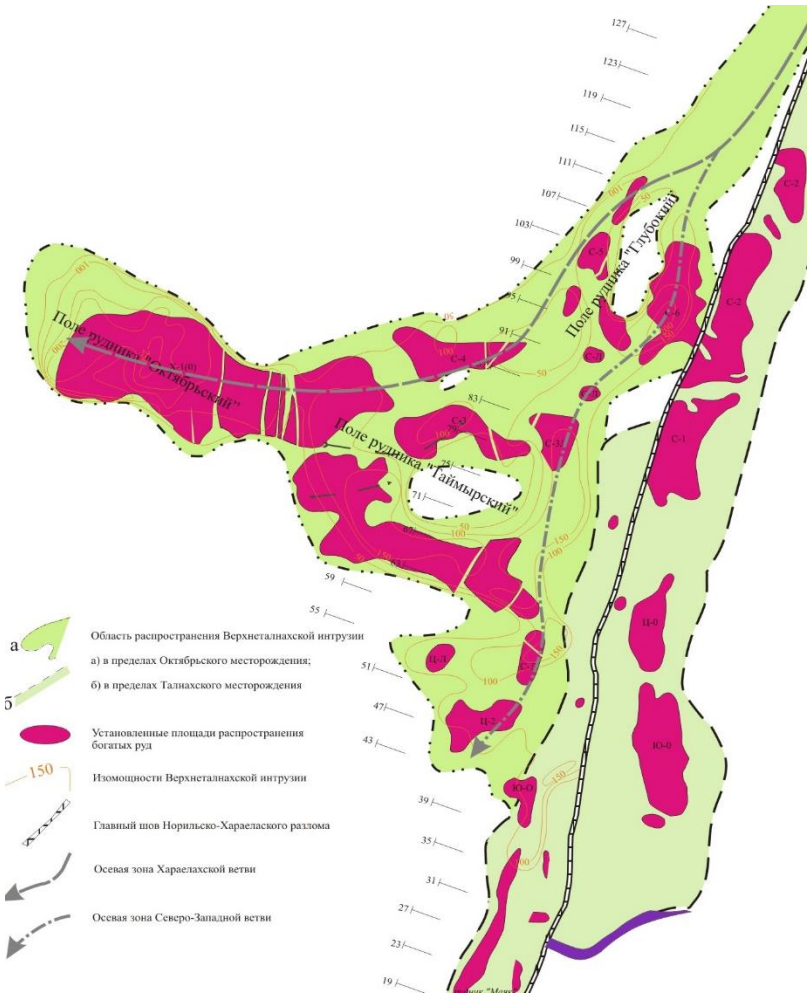


Рис.3.11 Схема Октябрьского месторождения

Интрузия, локализована в среднедевонских терригенно-карбонатных отложениях и тяготеет к контакту курейской и разведочнинской свит. Более мощная ее часть залегает в последней, однако, в пределах западных фланговых частей она воздымается до уровня мантуровской свиты и каларгонской серии (Рис.3.12). И наоборот, в направлении погружения интрузива на северо-восток на отдельных участках переходит в отложения зубовской свиты нижнего девона.

В поперечном сечении интрузия представляет собой линзу, наклоненную в соответствии с падением вмещающих пород к северо-востоку. Мощность интрузива изменяется в пределах 100-150 м, увеличиваясь в ядрах синклинальных структур до 200 м и наоборот, уменьшаясь в апикальных частях антиклиналей, где единое тело интрузива часто расщепляется на несколько послойно расположенных тел-проводников. Аналогичными расщеплениями интрузии характеризуются и фланговые части Хараелахской ветви, для которых также характерно брекчирование пород с образованием мощных зон эруптивных брекчий. Помимо локальных раздувов и пережимов мощности, в пределах рудоносного массива отмечаются и безинтрузивные участки («окна»), размером до 0,8-1,0 км^2.

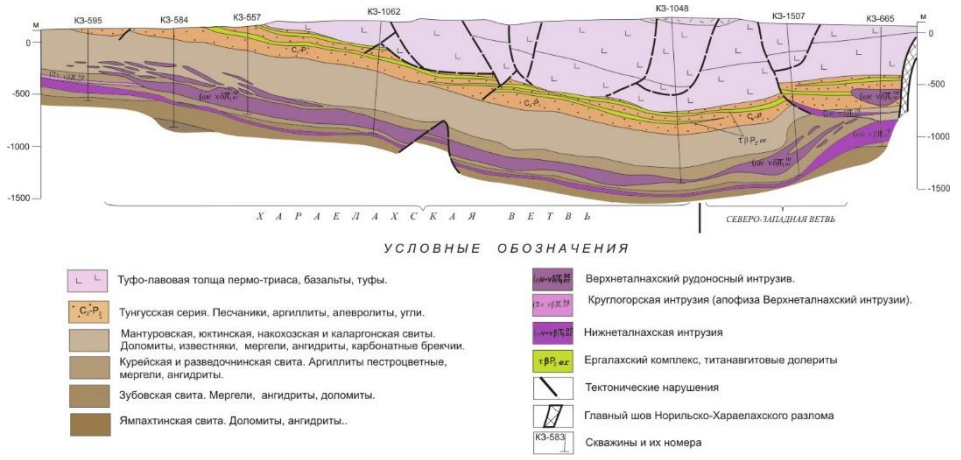


Рис. 3.12 Строение Северо-Западной и Хараелахской ветвей Верхнеталнахской интрузии

В южной части рудника «Глубокий» (р.л. 99-111), Хараелахская ветвь испытывает достаточно резкий изгиб, отклоняясь в западном направлении от Северо-западной ветви образуя безинтрузивное окно. При этом западный борт ветви на данном участке остаётся не оконтуреным и если судить по конфигурации восточного борта, то интрузив имеет тенденцию к распространения его далее на запад. Севернее р.л. 113 рассматриваемая ветвь сливается с Северо-западной, образуя с ней единое тело, погружающееся на северо-восток вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома.

В пределах Хараелахской ветви сосредоточены основные запасы Октябрьского месторождения.

Северо-западная ветвь представляет собой восточную часть Октябрьского месторождения (рис. 3.11). В отличие от ветвей Талнахского месторождения, Северо-западная и Хараелахская ветви на большей части площади образуют единое

тело, разделяющееся лишь по утонению интрузива в центральной части грабена и разобщению в плане килевых частей интрузии (рис. 3.12), оси которых вытянуты в субширотном (Хараелахская) и субмеридиональном (Северо-западная) направлениях. Также как и Хараелахская ветвь она залегает в пределах нижнего уровня внедрения рудоносной интрузии, в сульфатно-терригенно-карбонатных отложениях курейской, разведочнинской и мантуровской свит девона.

Морфология интрузива на большей части площади подчинена структуре приразломной флексуры. В пределах южной своей части интрузив примыкает к зоне НХР и на участке между р.л. 40-85, заходит под юго-западную ветвь, локализованную в отложениях тунгусской серии. Суммарная мощность интрузивных пород северо-западной ветви на ее южном участке составляет 100 - 120 м, изредка достигает 150 м. Ширина ветви изменяется от 100 м до 300 м. Средняя глубина залегания интрузии здесь составляет около 400 м. К западу от этого мощного участка интрузивное тело продолжается в виде маломощной (20 - 30 м) слабо дифференцированной межпластовой залежи, которая, далее в западном направлении переходит в Хараелахскую вевтвь.

Погружаясь на север, начиная с р.л.75 интрузия постепенно отходит от зоны разлома к западу, максимально отклоняясь от него в пределах р.л. 87 (скв. КЗ-603). В районе р.л. 95 ветвь вновь примыкает к зоне главного шва НХР. На этом участке ширина ветви составляет 400-800м, а мощность увеличивается до 200 м.

В поперечном сечении интрузия имеет форму линзы и полулинзы с прогнутой подошвой.

Сливаясь с Хараелахской ветвью, начиная с р.л. 115, Северо-западная ветвь полого погружаясь на север в виде лентовидной залежи шириной 400-600 м, с локальными пережимами (скв. ОП-1) следится далее вдоль зоны НХР ещё не менее чем на 6 км. Однако, редкая сеть скважин (1,0-2,5 км) и значительные глубины (более 2000 м) не позволяют говорить о каких либо закономерностях её локализации на данном участке.

3.6.2. Морфологические особенности строения и состав Талнахского интрузива

Изучением внутреннего строения интрузива в пределах Талнахского и Октябрьского месторождения, занималась большая группа исследователей. В данном разделе мы приводим характеристику, используя фондовую и изданную литературу /Суханова, 1971ф; Шадрин, 1986ф; Кравцов, 1987ф; Соколов, 1995, 2001ф; Кривцов, 2001; Туровцев, 2002; Лихачёв, 2006/.

При всём разнообразии морфологии рассмотренных выше ветвей интрузива, их размеров и пространственного положения, Верхнеталнахская интрузия обладает

достаточно однотипным внутренним строением и петрохимическим особенностями, отличающими её от других представителей Норильского комплекса.

Внутреннее строение Верхнеталнахской интрузии характеризуется чётко выраженной расслоенностью наиболее проявленной в центральной и фронтальной частях интрузива. Классический разрез массива представляет собой последовательную смену дифференциатов базит-ультрабазитовой производной объединённых в верхнюю, основную и нижнюю расслоенные серии.

В пределах верхней расслоенной серии выделяется широкий спектр пород различающихся своими минералогическими, петрохимическими, структурными и текстурными особенностями. К ним относятся: контактовые габбро-долериты (долериты), лейкогаббро, такситовые габбро-долериты, габбро-диориты, пегматоидные габбро-долериты, призматическизернистые габбро-долериты. Каждая из этих разновидностей пород расслоенной серии интересна с точки зрения характеристики массива, условий его формирования, локализации и т.д. Однако практический интерес представляют, прежде всего, горизонты хромитоносных такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, с которыми связано малосульфидное платинометальное оруденение.

Верхние контактовые разности обычно характеризуются достаточно сильными вторичными изменениями, связанными с процессами метасоматоза. В большинстве случаев, зона контакта интрузива с вмещающими породами, представлена так называемыми гибридно-метасоматическими породами, в объёме, которых весьма значительна роль ассимилированного вещества вмещающих пород рамы.

Лейкогаббро представляют собой крупнокристаллические породы, с габбровой и призматически-офитовой структурой, обычно содержащие 50-80% протоплагиоклаза (более основной (An_{70-100}) плагиоклаз первой генерации). Может присутствовать крупный лапчатый оливин (до 5 – 7 %), призматический клинопироксен, часто отмечается кварц – внизу горизонта иногда до 5 – 10%. Могут встречаться участки пегматитовых срастаний плагиоклаза второй генерации и клинопироксена. Встречаются ильменит, титаномагнетит, сульфиды (до 5 %).

Такситовые габбро-долериты верхней расслоенной серии не имеют чётких естественных границ с лейкогаббро, отличаясь от последних увеличением объёма темноцветных минералов, сопровождающегося появлением атакситовой структуры. Последняя, образована сочетанием участков различного состава, размеров породообразующих минералов и структурных особенностей их срастания. Также как и в лейкогаббро, в них встречаются участки, обогащённые хромитом, и отмечается бедная вкрапленная минерализация пентландит-халькопирит-пирротинового состава.

Как видно из рис.3.13 лейкогаббро и такситовые габбро-долериты в несколько различной степени характеризуют Верхнеталеахскую интрузию в пределах Талнахского и Октябрьского месторождений.

В пределах Талнахского месторождения они не имеют значительного площадного развития. Дифференциаты верхней расслоенной серии здесь выделяются в виде небольших (до 1 км) разобщённых участков мощностью до 10-15 м, в большей части характеризующих северо-восточную ветвь. Максимальными значениями мощности лейкогаббро и такситовых габбро-долеритов (до 30м) характеризуется южная часть этой ветви, в пределах выхода её под рыхлые четвертичные отложения. Однако, рассмотренные особенности строения верхней части Верхнеталнахской интрузии следует рассматривать с некоторой долей условности, вследствие того, что при разведке Талнахского месторождения, значительная часть скважин проходилась без отбора керна до верхней части пикритовых габбро-долеритов.

В пределах Октябрьского месторождения распространение дифференциатов верхней расслоенной серии в объёме такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, подчинено общему строению рудоносного интрузива. Здесь отмечается чёткая тенденция рспределения этих пород в двух генеральных напавлениях - субмеридианальном и субширотном, совпадая с осевыми линиями ветвей. Они образуют единое тело изометрично-разлапистой формы, распадаясь на отдельные участки лишь на крайнем западе и в северной частях месторождения. Мощность лейкогаббро в пределах большей части месторождения составляет 10-20 м, достигая на флангах Северо-западной и Хараелахской ветвей 32-37 м. Распределение мощностей подчинено общей морфологии интрузива, с некоторым исключением в пределах Хараелахской ветви.

Габбро-диориты и призматически-зернистые габбро-долериты сменяют вниз по разрезу такситовые габбро-долериты и лейкогаббро. Они представляют собой средне-зернистые породы серого, розовато-серого цвета офитовой и призматически-зернистой структуры. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз ($An_{55-59)}$ составляющий 50-70% и пироксен (авгит) 20-30%. В мезостазисе присутствуют микроклин (придающие породе розовый оттенок) кварц, хлорит, пумпелиит, циркон, сфен. Средняя мощность горизонта, при вариации от 0 до 100 и более метров, составляет около 30 м.

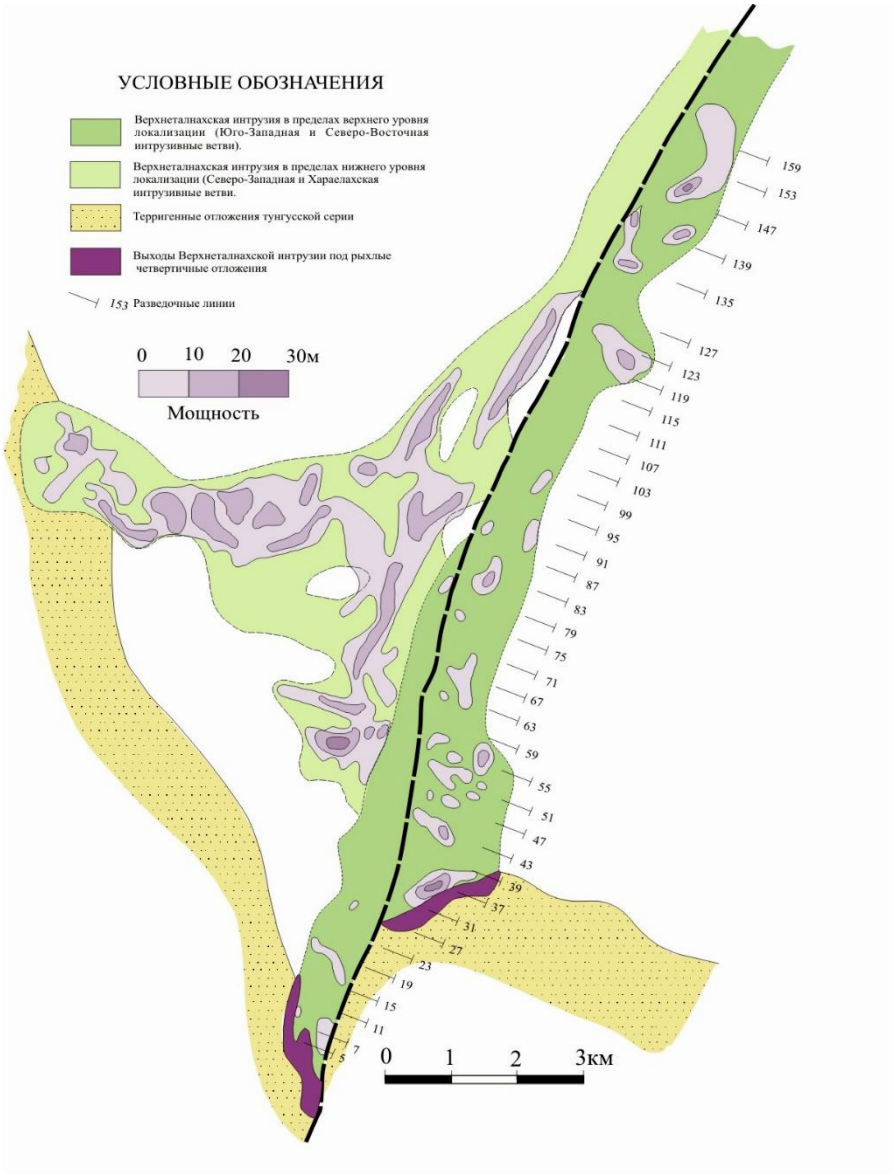


Рис 3.13 Распределение мощностей такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро верхней расслоенной серии Верхнеталнахской интрузии

Основная расслоенная серия, даёт нам представление о степени и характере дифференциации Верхнеталнахской интрузии в пределах рассматриваемой площади. Она характеризуется трёхчленным строением, главными членами которой являются (сверху - вниз): 1) безоливиновые - оливинсодержащие габбро-долериты, 2) оливиновые габбро-долериты; 3) пикритовые габбро-долериты.

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты основной расслоенной серии представляют собой последовательно сменяющиеся дифференциаты, в которых сверху вниз происходит постепенное обогащение оливином и, в соответствие с этим, изменение состава и структурно-текстурных особенностей пород. На их долю приходится порядка 40-80% разреза интрузива, а фланги интрузива, его апофизы и участки пережимов, (большей частью в пределах Талнахского месторождения) представлены исключительно данными разностями. Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты представляют собой мелко – среднезернистые породы основными породообразующими минералами, которых являются плагиоклаз и пироксен. В незначительных переменных количествах присутствуют оливин, калишпат, альбит, амфибол, хлорит. Структура породы призматически-зернистая, призматически-офитовая, габбро-офитовая до пойкилоофитовой. Текстура чаще всего массивная, на отдельных участках «пятнистая» обусловленная амфиболизацией и хлоритизацией тёмноцветных минералов. Плагиоклаз составляет до 60% объёма породы. По составу он отвечает битовниту - лабрадору ($An_{40-65-70}$) и чаще всего частично замещён пренитом и пелит-серицитовым агрегатом. Пироксен (до 40%) в основной своей массе представлен моноклинной разностью (авгит) и лишь в единичных случаях появляется ромбопироксен (Fs_{34-40}) и субкальциевый пижонит. В нижней части разреза оливинсодержащих габбро-долеритов появляется в значимых количествах (5-10%) «железистый» оливин (Fo_{60}). Сульфидная минерализация в данных разностях, как правило, отсутствует.

Оливиновые габбро-долериты, постепенно вниз по разрезу сменяют вышерассмотренные оливинсодержащие, отличаясь от них более тёмной окраской и характерной «горошчатостью». К оливиновым разностям габбро-долеритов, помимо собственно оливиновых, относятся оливин-биотитовые, пикритоподобные и троктолитовые разности габбро-долеритов. Макроскопически это тёмно-серые, мелко-, среднезернистые породы с содержанием оливина от 10-15% в мезократовых, до 15-25% в меланократовых (оливин-биотитовые, «пикритоподобные») разностях. Для них характерна массивная текстура и пойкилоофитовая структура, по появлению которой обычно проводится граница с вышележащими оливинсодержащими габбро-долеритами. Основными породообразующими минералами, как и в вышеописанных дифференциатах, являются плагиоклаз и пироксен.

Первый, составляет 45-60% объёма породы и представлен призматическими, таблитчатыми и изометричными кристаллами размером от 0,1 мм до 3,0 мм. По составу он уже более основной, чем в вышележащих породах и отвечает битовнит-анортитовому ряду с содержанием анортитовой составляющей 40-85.

Пироксен, также как и в безоливиновых разностях, в основной своей массе представлен моноклинной разностью. Большей частью это авгит, реже диопсид, пижонит и гиперстен. Ромбический пироксен встречается значительно реже, обычно он окаймляет зерна оливина или замещает моноклинный пироксены, образуя по периферии зерна характерные субграфические (мирмекитовые) структуры.

Распространение вышеописанных пород основной расслоенной серии в пределах Талнахского и Октябрьского месторождения подчиняется общему характеру строения и морфологии самой интрузии. Даже в краевых её частях, где происходит выпадение из разреза отдельных дифференциатов, вышеописанные породы основной расслоенной серии присутствуют практически постоянно.

Пикритовые габбро-долериты в виде горизонта средней мощностью 10-20 м, выделяются выше нижних такситовых габбро-долеритов, имея с ними как постепенные, так и резкие переходы. Они распространены в пределах всего Верхнеталнахского интрузива, иногда отсутствуя лишь на участках локальных пережимов и на флангах Талнахского месторождения.

Данный горизонт, помимо собственно пикритовых габбро-долеритов, включает в себя существенно оливиновые разности, несколько различающиеся соотношением породообразующих минералов и, в зависимости от этого, представленные троктолитами, плагиоперидотитами и плагиооливинитами.

В пределах Талнахского месторождения пикритовые (богатооливиновые) габбро-долериты распространены на всём протяжении Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей тяготея к их приосевым частям, выпадая на флангах и участках пережимов (рис. 3.14). Мощность горизонта в целом подчиняется морфологии самого интрузива, повышаясь на участках раздувов и сокращаясь на пережимах. Средние мощности данного горизонта, составляют 10-20 м, увеличиваясь в южной части юго-западной ветви и центральной части северо-восточной ветви до 30-40 м.

В отличие от Талнахского, в пределах Октябрьского месторождения, морфология горизонта пикритовых габбро-долеритов несколько отличается от строения самого интрузива. Средняя мощность горизонта, здесь, аналогично Талнахскому месторождению, составляет порядка 10-20 м. Однако, наибольшие

значения мощности отмечаются в пределах северной и западной частей Хараелахской ветви, в то время как максимальные мощности

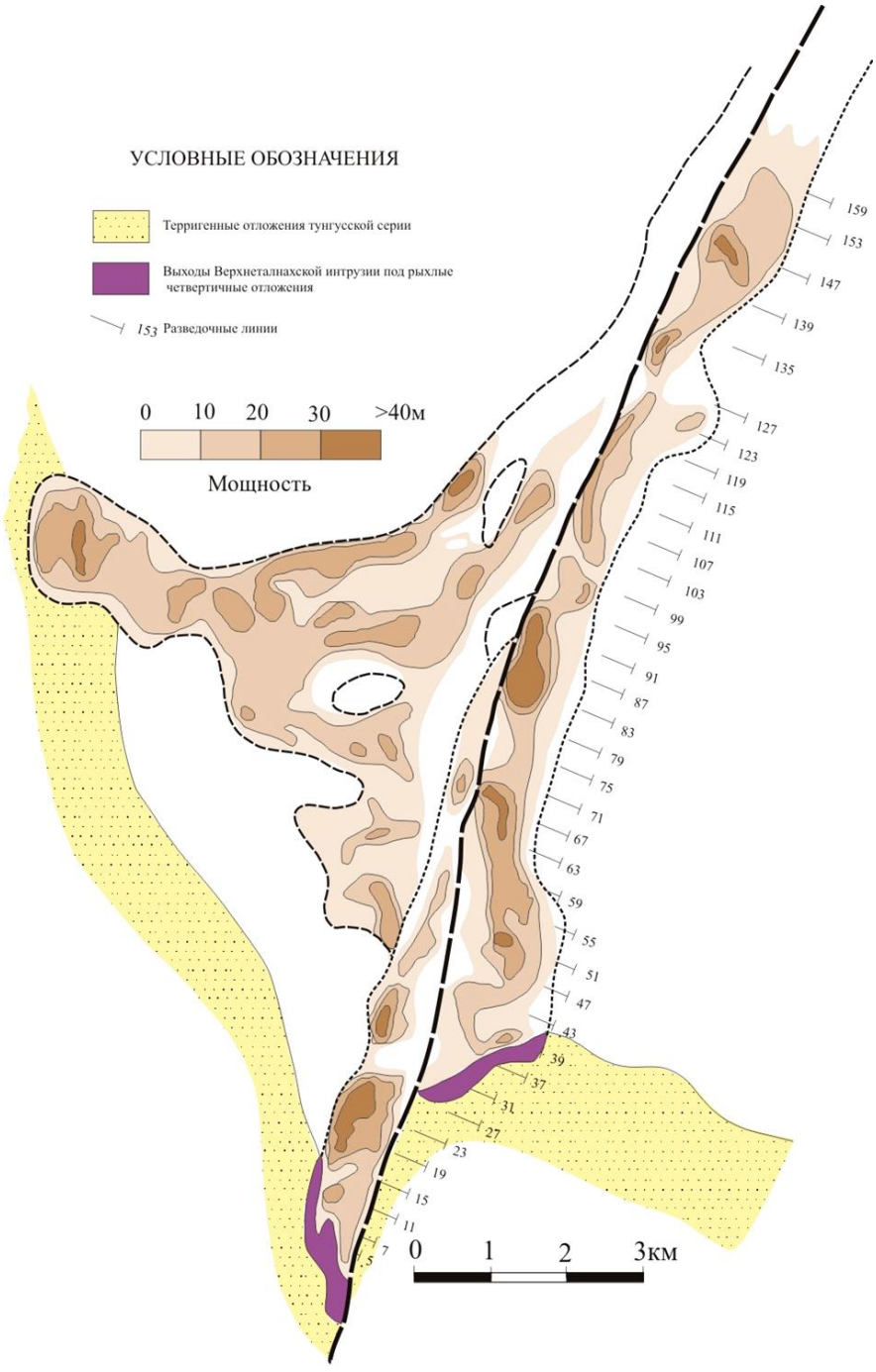


Рис.3.14 Распределение мощностей пикритовых габбро-долеритов Верхнеталнахской интрузии

Верхнеталнахской интрузии характеризуют южную часть Северо-Западной ветви. Если в пределах северных флангов Хараелахской ветви максимальные значения мощности «пикритов» составляют 37,8 м (скв. КЗ-1515), а в западном её окончании достигает 56,5 м (скв. КЗ-811), то в пределах Северо-Западной ветви этот показатель не превышает 30м. Кроме того, полоса повышенной мощности ультраосновных разностей (30-40 м) протягивается вдоль всего северо-западного края Хараелахской ветви.

Как было отмечено выше, фронтальные зоны Октябрьского месторождения характеризуются расщеплением интрузива на многочисленные маломощные апофизы. Однако, даже при очень незначительной их мощности, относительная доля пикритовых габбро-долеритов в них может составлять до 60-70% объёма разреза. При этом сами горизонты ультроосновных пород, нередко обнаруживают многократное их повторение в строении апофиз /Туровцев, 2002/.

Пикритовые габбро-долериты представляют собой тёмно-серые, до чёрных мелкозернистые породы, с белыми пятнами ксеноморфного плагиоклаза, чаще всего подверженные вторичным изменениям. Основным породообразующим минералом здесь является оливин, форстеритового ряда составляющий от 40 до 80% объёма. В собственно пикритовых габбро-долеритах содержание оливина колеблется в пределах 25-50% объема породы и приблизительно поровну пироксена и плагиоклаза, в плагиоклазовых перидотитах и плагиооливинитах оно достигает 60-80%, в троктолитах оливина 40-60%.

Характерной чертой является присутствие в породе оливина двух основных генераций. Оливин первой генерации представляет собой крупные (до 2-3 мм), слегка оплавленные редкие зерна и их гломеропорфировые скопления, составляющие не более 10% общего объёма оливина. Вторая генерация представляет собой среднезернистую массу субидиоморфных кристаллов составляющих основной объём породы. Распределение породообразующих минералов отличается неравномерностью, обусловленной перемежаемостью существенно оливиновых прослоев с прослоями оливин-плагиоклазового, оливин-пироксенового и оливин-пироксен-плагиоклазового состава. Отмечаются также тонкие, почти мономинеральные оливиновые слойки и линзочки. К оливину в таких случаях присоединяются хромит и хромомагнетит. Ориентировка полосчатости породы отвечает общему строению интрузива и обычно субпараллельна его подошве /Шадрин, 1986ф/.

Оливин в значительной мере серпентизирован, по краям и трещинкам замещен тальком и хлоритом. В ассоциации с серпентином, в измененном оливине находятся магнетит и эмульсионные включения валлериита, пирротина,

пентландита. Минерал характеризуется высокой магнезиальностью, содержание фаялитовой молекулы обычно не превышает 5-20. Во фронтальной зоне интрузивных ветвей наблюдаются следы несомненно метасоматического образования части оливина, иногда обособляющегося в прожилки. В ассоциации с ним находится монтичеллит. Подобные факты нередки на западном фланге Октябрьского месторождения. Иногда также метаоливиновые породы располагаются на продолжении обычных пикритовых горизонтов.

Плагиоклаз присутствует также в нескольких генерациях и характеризуется зональным строением и неравномерным распространением по разрезу. Однако, эта неравномерность улавливается только при детальном количественно-минералогическом анализе и труднее, чем для оливина. Судя по замерам констант, состав плагиоклаза меняется от лабрадора (№ 65-70) и лабрадор-битовнита (№ 72-85) до почти чистого анортита (№ 90-95). Размеры зерен минерала варьируют от десятых долей мм (в плагиоклаз-перидотитах) до 3-5 мм и более (2-3 см – в троктолитах и отдельных протовыделениях – гломеропорфировых скоплениях).

Пироксен представлен пижонитом, авгитом, энстатитом и гиперстеном. Преобладают же моноклинные разности. Вблизи рудных скоплений-капель, они биотитизированы, реже амфиболизированы, трещиноваты. Замещению охотнее подвергается гиперстен. Общее количество пироксена в породах описываемого горизонта колеблется от 0-3-5% (в некоторых разностях троктолитов и плагиоклазовых перидотитов) до 15-20% (в пикритовых габбро-долеритах) и достигают 25-30%.

Существенную роль в составе пород богатооливинового горизонта играют межзерновые и каплевидные вкрапления рудных минералов (сульфиды и магнетит), количество которых находится в пределах 3-5-40-70%. Второстепенную, но значительную (до 25%), примесь образуют биотит, бесцветный серпентин, хлорит, апатит, карбонаты, ангидрит, магнетит, ильменит, хромит, апатит, карбонаты, ангидрит, магнетит, ильменит, тальк, пренит, цеолиты, гранаты и пр.

Такситовые и контактовые габбро-долериты слагают приподошвенную часть Верхнеталнахской интрузии, сменяя вниз по разрезу горизонт пикритовых габбро-долеритов.

Такситовые габбро-долериты представляют собой породы с атакситовой, реже полосчатой и шлировидной текстурой. Они характеризуются резко неравномернозернистой структурой породы, с вариацией размеров породообразующих минералов от долей мм на участках с тонкозернистым строением, до первых см в пределах участков характеризующихся крупнозернистой и пегматоидной структурой. Часто, структурные различия подчёркиваются минералогической неоднородностью породы обусловленной отдельными скоплениями темноцветных и лейкократовых минералов.

Такситовые габбро-долериты состоят в основной своей массе из плагиоклаза и пироксена, со значимой примесью оливина и вкрапленности сульфидов. Из второстепенных минералов отмечаются магнетит, апатит, ангидрит, биотит, хлорит и серпентин.

Плагиоклаз, при значительной вариации минерального состава, в среднем составляет 30-55%, до 70% объёма породы. Он представлен несколькими генерациями, от $An_{(35-40)}$ до $An_{(70-95)}$ часто зональный. Форма выделения от лейстовидной и длиннопризматической до широкотаблитчатой. Часто кристаллы плагиоклаза образуют гломероскопления.

Пироксен слагает до 40-45% объёма породы. Представлен в основном авгитом, однако здесь уже существенна доля ромбопироксена, объём которого может составлять более 5%. Клинопироксен обычно образует вытянутые ойкокристы размером 2-5 мм, (достигая 2-3 см), включающие в себя хадакристы плагиоклаза и оливина. Ортопироксен образует каймы вокруг клинопироксена, либо выделяется в виде отдельных пойкилокристов размером до 2 мм.

Оливин может слагать до 12% объёма породы. По составу он уже не такой магнезиальный как в пикритовых разностях габбро-долерита и представлен Fo_{65-85}.

Для данного горизонта также характерна сульфидная минерализация. Сульфиды могут составлять до 35-40% объёма породы, чаще всего они выполняют интерстиции между породообразующими минералами и концентрируются в виде ксеноморфных вкраплений и шлироподобных обособлений размером до 10-15 см. Максимумы сульфидов тяготеют к участкам с крупнозернистой структурой. Характерны пегматоидные срастания сульфидов и силикатов, к таким участкам обычно приурочены игольчатые выделения апатита и чешуйки биотита.

Как видно из плана изопахит такситовых и контактовых габбро-долеритов (рис. 3.15) морфология данного горизонта в большинстве своём соответствует общему строению Верхнеталнахского интрузива. Мощность горизонта от 1-2 м до 60 м, при средней мощности 10-20 м. В пределах Северо-Восточной ветви изопахиты максимальных мощностей (10-30 м) образуют линейно вытянутые контуры, приуроченные к килевой зоне данной ветви.

Для Юго-Западной ветви ситуация несколько иная. Здесь, участки максимальных мощностей такситовых габбро-долеритов развиты в пределах южной, фронтальной её части и на участке сочленения Юго-Западной и Северо-Восточной ветвей.

Наиболее обширным полем развития такситовых габбро-долеритов значимой (более 20м) мощности характеризуется Хараелахская ветвь в её субширотной части. Здесь, многочисленные «острова» обозначенные изопахитой 30м расположены среди обширного, непрерывного поля мощностью более 40 м,

здесь же отмечаются участки с максимальными значениями мощностей более 50м (КЗ-944^{бис}-61,2 м; КЗ-806 - 51,4 м).

Северо-Западная ветвь по строению рассматриваемого горизонта более сходна с Талнахским месторождением. Для большей её части также характерны небольшие (до 20м) мощности. Максимальные их значения (более 40м) отмечаются на северном фланге, в пределах р.л. 99-111.

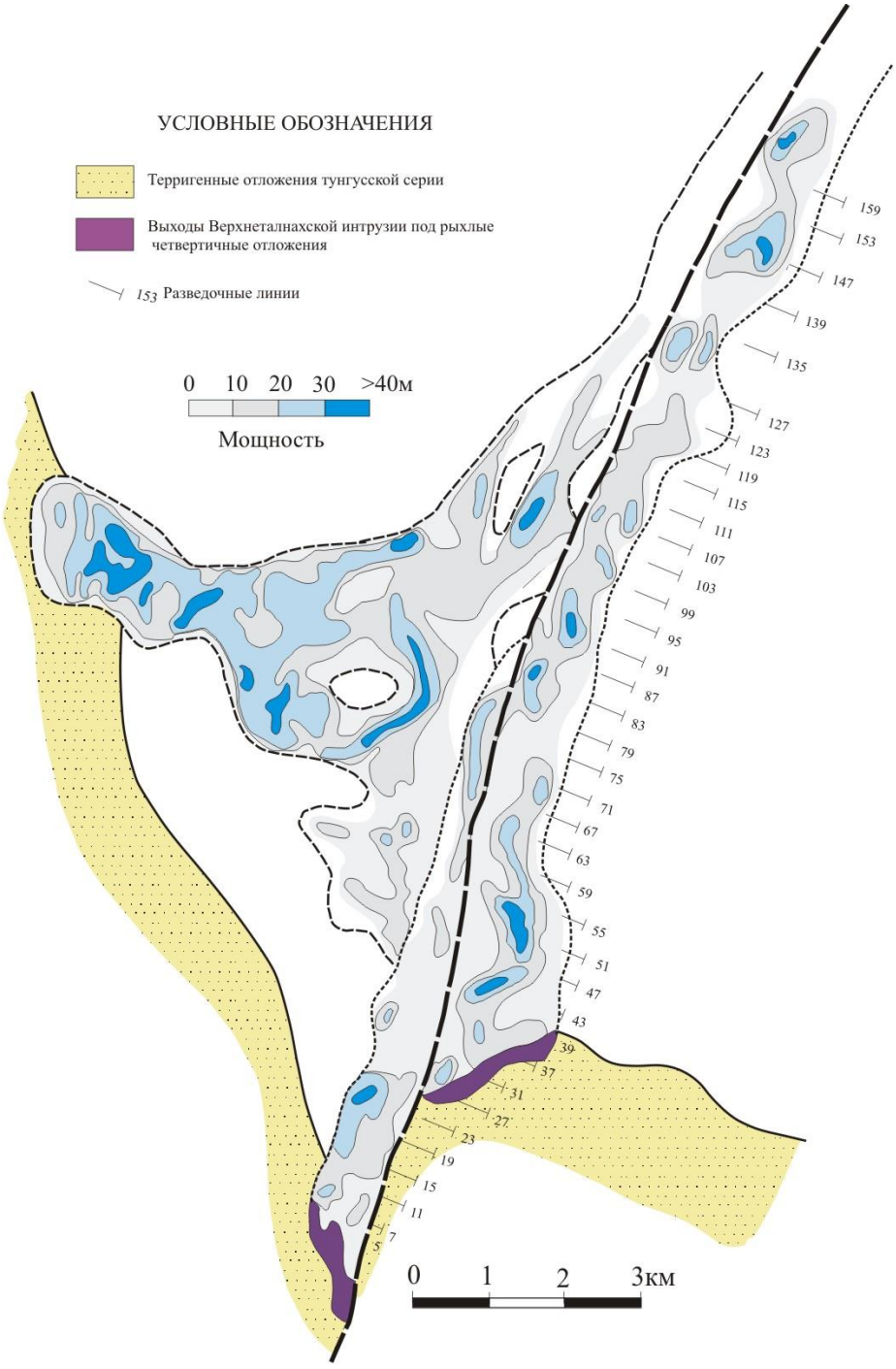


Рис.3.15 Распределение мощностей такситовых и контактовых габбро-долеритов нижней расслоенной серии Верхнеталнахской интрузии

Контактовые габбро-долериты нижнего эндоконтакта представляют собой мелкозернистую породу темно-серого цвета, массивной текстуры, долеритовой (до микродолеритовой), пойкилолофитовой структуры. Часто, рассматриваемые породы подвержены метасоматическим преобразованиям. Главными породообразующими минералами в неизменённых разрезах контактовых габбро-долеритов являются плагиоклаз (45-55%) и клинопироксен (35-40%). Изредка встречается оливин, в большинстве случаев полностью или частично замещённый идингсит-боуленгитовым агрегатом. Мощность контактовых габбро-долеритов изменяется в пределах 0-6,0 м, в среднем составляя около 2,0 м.

3.6.3. Особенности строения, состава и локализации рудных тел.

По качеству и технологическим свойствам, руды Талнахского рудного узла представлены тремя промышленными типами: богатые (сплошные); вкрапленные руды в интрузиве и прожилково-вкрапленные в экзоконтакте («медистые») руды. Кроме того, в последнее время, как самостоятельная рудная формация выделяется горизонт малосульфидных платинометальных руд верхней габбровой серии.

Богатые сплошные руды представляют собой линзовидные тела и жилы, содержащие не менее 70-80% сульфидных минералов, локализованные в приподошвенной части рудоносного интрузива и вмещающих породах нижнего экзоконтакта. Форма рудных залежей пластообразная, иногда это серия разобщённых линзовидных тел с жилоподобными ответвлениями в краевых частях.

Подошва и кровля рудных тел, имеют резкие контакты с вмещающими породами и образуют волнистые поверхности с локальными прогибами амплитудой 2–15 м. Мощность рудных тел изменяется от десятков сантиметров до 30-40 и более метров, с максимумами в прогибах подошвы залежей. Наибольшими мощностями характеризуется Октябрьское месторождение.

При средней мощности богатых руд 25-30 м, максимальные её значения, отмеченные в южной части залежи Х-1(О), превышают 45 м (КЗ-582, 45,8 м). В пределах Талнахского месторождения эти показатели несколько ниже. Средняя мощность здесь уже характеризуется значениями 10-15 м, а максимальная (залежь Ю-О) чуть более 30 м (скв. КЗ-145к).

В зависимости от состава главных рудообразующих минералов, в массивных рудах выделяются пирротиновые, халькопиритовые, кубанитовые, талнахитовые и моихукитовые минеральные типы, которые в свою очередь, по преобладанию сопутствующих минералов, могут делиться на минеральные подтипы (ассоциации) (Рис. 3.16)

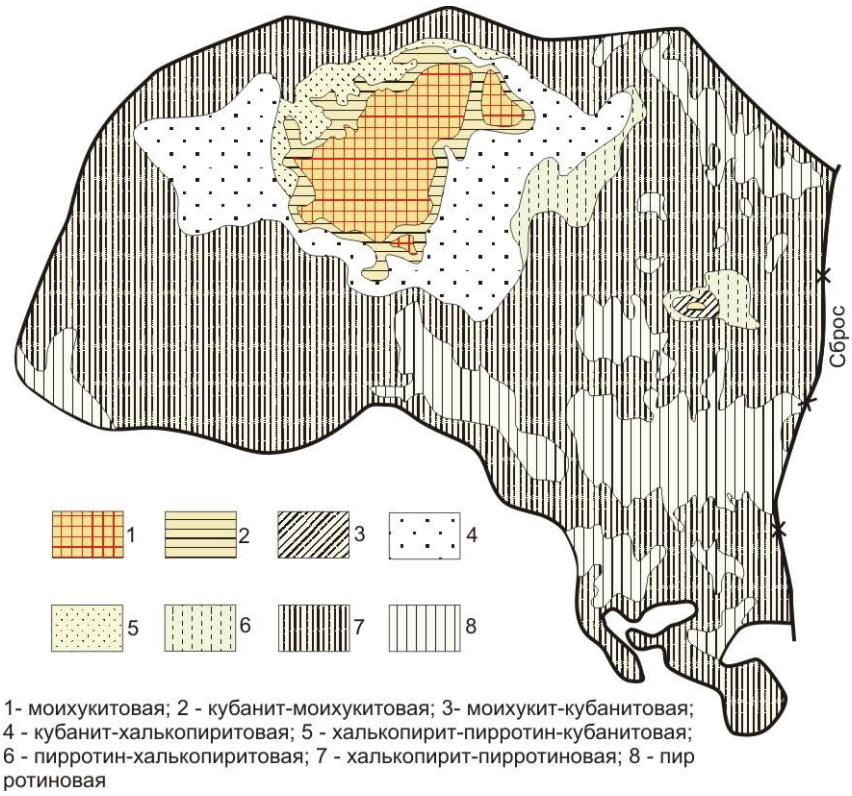


Рис 3.16 Строение **залежи богатых руд Октябрьского месторождения (ХО)**

Наиболее распространёнными как в пределах Октябрьского, так и Талнахского месторождений, являются пирротиновые руды. Они образуют как самостоятельные тела богатых руд, так и совместно с другими разновидностями руд участвуют в строении сложно построенных залежей. Эти руды на 60–65% сложены минералами группы пирротина, 15–20% халькопиритом, 10–15% пентландитом и ~5% магнетитом. По структурно-текстурным особенностям и содержанию в рудной массе силикатных включений выделяются два типа руд. При незначительной примеси силикатов (5-7%) формируются массивные и петельчатые руды. При объёме нерудных включений более 10%, в зависимости от их (включений) объёма, размера и состава образуются пятнистые, полосчатые и густовкрапленные руды. Среди пирротиновых руд преобладают пентландит-халькопирит-пирротиновые (около 80%) и пентландит-кубанит-пирротиновые.

Халькопиритовый тип характеризуется общим содержанием халькопирита в объёме от 30% до 80%. Этот тип руд менее распространен, чем пирротиновый, а на Октябрьском месторождении даже уступает кубанитовому. Халькопиритовые руды

могут слагать маломощные жильные тела, но в большинстве своём образуют отдельные зоны сложно построенных, зональных рудных залежей. Главные рудные минералы помимо халькопирита, пентландит, кубанит, пирротин. Встречаются сфалерит, галенит и МПГ. Состав халькопиритовых руд для Талнахского и Октябрьского месторождений несколько различный. Для Талнахского месторождения характерны кубанит - и пентландит-халькопиритовые руды, с минимальным содержанием пирротина, в то время как Октябрьское месторождение характеризуется прирротин-халькопиритовыми рудами с незначительным содержанием в них кубанита и пентландита.

Кубанитовые руды также как и халькопиритовые, являются составными частями рудных тел, практически не образуя самостоятельных залежей. В пределах Талнахского месторождения они слагают около 20%, а в пределах Октябрьского до 14% объёма богатых руд /Белов, 2008/. Основной минерал, кубанит, представлен преимущественно ромбической и реже кубической модификациями. Содержание его меняется от 30-35 до 70%. Концентрации пентландита в этих рудах примерно такие же, как и в существенно пирротиновых рудах. Здесь присутствуют приблизительно в равных количествах гексагональный и моноклинный пирротин (до 30%) и халькопирит (кубический и тетрагональный в сумме до 15-20%), макинавит, валлериит и магнетит (до 1-15%). Отношение содержаний никеля к меди в кубанитовых рудах меняется от 1:3 до 1:5, среднее – около 1:4.

Талнахитовые руды чаще всего встречаются совместно с моихукитовыми рудами, реже, в пределах Талнахского месторождения, образуют самостоятельные тела. Они хорошо распознаются макроскопически вследствие быстрого окисления талнахита на свежих сколах, с образованием плёнки побежалости. При всём разнообразии минерального состава талнахитовых руд, в их строении принимают участие три основных минерала: талнахит (60-65%), пентландит (15-20%) и кубанит (5-25%). Часто присутствуют в виде мелких минеральных форм галенит, сфалерит, серебро и минералы платины и палладия.

Моихукитовый минеральный тип богатых руд широким распространением не пользуется. Его особенностью, является частые срастания минералов группы халькопирита: моихукита, кубического халькопирита, аномального анизотропного халькопирита, тетрагонального халькопирита и талнахита, с преобладанием трёх первых. По соотношению рудообразующих минералов внутри моихукитового типа руд выделяются пентландит-моихукитовая и пентландит-кубанит-моихукитовая разновидности. Для данных руд характерны массивная и порфировидная (за счёт крупных, овально-изометричных выделений пентландита) текстуры.

Следует отметить, что в моихукитовых и талнахитовых рудах, в сравнении с другими типами, отмечается резкое повышение содержания платины и палладия (10-

25 и 40-100 г/т соответственно) и наоборот уменьшение содержания «малых» платиноидов.

Медистые руды. Данный промышленный тип включает в себя брекчиевидные и прожилково-вкрапленные руды зоны верхнего и нижнего экзоконтакта, располагающиеся вблизи залежей сплошных руд. Преимущественное их развитие характерно для фланговых частей рудоносного интрузива, а максимальные по запасам таких руд залежи установлены на площади западных флангов Октябрьского месторождения. В пределах Талнахского месторождения данный тип руд также развит, однако размеры их тел и запасы не так велики. Собственно более 50% медистых руд Талнахского рудного узла, приходится на западный фланг Октябрьского месторождения. Около 25 % составляют медистые руды восточного фланга этого месторождения, в пределах фронтальной части Северо-Западной ветви. На долю Талнахского месторождения приходится всего около 15 % запасов медистых руд /Суханова, 1971ф/.

Характерной чертой данного типа руд является разнообразие минерального состава. Среди них можно выделить руды существенно пирротиновые, где пирротином сложено более половины сульфидной массы, пирротин-халькопиритовые с примесью пирротина, составляющей 10 - 30 %, чисто халькопиритовые, борнит-халькопиритовые, халькопирит-борнитовые и халькозин-борнитовые. Выделяются также медистые руды с существенной примесью пирита. Обычно это пирротиновые или магнетит-пирротиновые разности. Наиболее широко распространены халькопиритовые, пирротин-халькопиритовые и халькопирит-пирит-пирротивные медистые руды. По периферии рудных тел, зачастую фиксируются значительные скопления борнит-халькопиритовых руд.

По форме тела, медистые руды представляют собой сложные по внутреннему строению пластообразные и седловидные залежи, линзы, «карманы» тяготеющие к площади распространение залежей богатых руд.

Как уже говорилось выше, основной объём «медистых» руд составляют брекчиевидные руды поля рудника Октябрьского. В результате специализированных исследований /Суханова, 1971ф/ было установлено, что основными структурами, контролирующими их размещение, являются контактные поверхности апофиз интрузива с вмещающими породами и зоны трещиноватости и брекчирования, располагающиеся на фронте массива и в участках пород, заключенных между отдельными его апофизами. Брекчиевидные руды образуют тела сложной конфигурации, характеризующиеся разнообразием строения и их структурно-текстурных особенностей. Понятие брекчиевидных руд, при всём разнообразии, отвечает главной наиболее распространенной текстурной разновидности руд этого горизонта. Кроме того, в состав руд входят вкрапленные и густовкрапленные

разновидности, прожилковые и, что наиболее важно, - сплошные руды. Последние в отдельных пересечениях рудных тел слагают участки мощностью 3-5 м и более, а участки мощностью до 1 м встречаются достаточно часто. Общая насыщенность сульфидов в рудных телах горизонта весьма значительная и, как правило, не ниже 20-30%.

Участок Западного фланга Октябрьского месторождения характеризуется сложным строением интрузии с многочисленными апофизами, особенно в верхней части, поэтому для анализа мощности интрузии и ее дифференциатов в таблицу вносилась суммарная мощность всех интрузивных тел, относимых к рудоносной интрузии, а абсолютная отметка кровли игнорировалась.

Составленная таким образом база данных по каждому участку обрабатывалась в программе Serter-7 для построения схем изомощностей интрузии и ее петрографических разно-стей и схем изопахит подошвы и кровли интрузии.

Для построения изолиний создавался промежуточный Grid-файл, где в качестве метода интерполяции был выбран метод Кригинг; уровень сглаживании задавался средний. Так же в Serfer задавался необходимый масштаб схемы (1:25 000, 1:10 000). Схемы представлены в программе Coral Draw.

Одной из важных и результативных составляющих проведенной работы явился анализ продуктивности участков по меди, никелю и сумме платиноидов. Для этого была рассчитана фактическая продуктивность по результатам опробования скважин в пределах участков, дополняясь информацией о координатах скважин, данные обрабатывались в программе Serfer, в результате чего были получены схемы закономерности распределения основных рудоген-ных компонентов по площади участков.

В результате работ были выделены недоразведанные и слабоизученные участки на глубоких горизонтах и флангах Талнахского рудного узла перспективные на получение прироста запасов богатых и высокоценных медистых медно-никелевых с платиноидами руд (рис. 7.8).

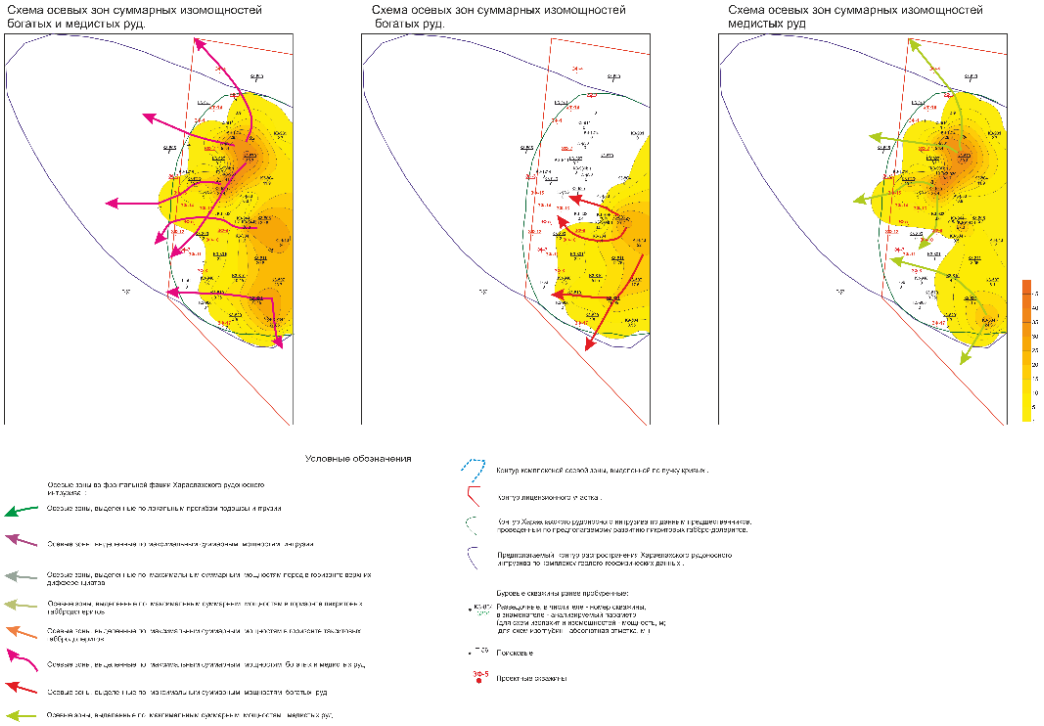


Рис. 7.8. Схемы развития руд Хараелахской ветви на западном фланге рудника Октябрьский. Составлена по данным разведочного (КЗ (Кравцов, 1969) и поискового (Т (Люлько, 1967) бурения скважин.

Ведущими минеральными разновидностями медистых руд Октябрьского месторождения являются пирротиновые, пирротин-халькопиритовые и халькопиритовые. Распределение разновидностей руд в пространстве обусловлено развитием сложной зональности. Ведущей тенденцией развития зональности является увеличение количества халькопирита в верхних эндоконтактах рудных тел, а также в их краевых частях.

В пределах Талнахского месторождения, медистые руды формируют залежи в пределах Северо-Восточной и Юго-Западной ветвей, тяготея к их фронтальным зонам. В отличие от Октябрьского месторождения они локализованы в зоне нижнего экзоконтакта, обрамляя снизу и сверху залежи богатых руд. В качестве рудовмещающих отложений служат метаморфизованные терригенные образования тунгусской серии и, реже, базальты ивакинской свиты. Большей частью руды прожилково-вкрапленные. Состав сульфидной вкрапленности преимущественно пирротин-халькопиритовый и халькопиритовый с пентландитом. Довольно значительны скопления медистых руд, где к халькопириту присоединяется примесь борнита.

В пределах северных флангов Талнахского месторождения «медистые» руды также образуют два горизонта в подошве интрузива, выше и ниже рудных тел богатых руд (Северная Первая, Вторая, Третья и Олорская). Основные запасы здесь связаны с нижним горизонтом, включающим в себя 80% медистых руд северных флангов. Он протягивается в виде лентовидного в плане тела, сложной конфигурации, на расстояние около 8 км (р. л. 77-155). Ширина его изменяется от 100 до 700 м. Средняя мощность составляет около 4,0м, изменяясь от 1,0 до 15,8 м. Особенности минерального состава «медистых» руд в этой части Талнахского рудного узла характеризуются преобладанием пирротиновых разностей, при примерно одинаковом соотношении меди и никеля.

Вкрапленные руды. Основной объём руд Октябрьского и Талнахского месторождений представлен вкрапленными рудами. Их запасы в общем балансе составляют свыше 70% объёма рудной массы. Они образуют общую пластообразную зону оруденения в придонной части Верхнеталнахского интрузива, прослеживающуюся по всей площади его распространения. Однако, особенности размещения, морфологии и внутреннего строения интрузивных ветвей, определенные различными геолого-структурными факторами, а также установленные кондиции, применяемые при оконтуривании рудных тел, обусловили разобщение, в общем единой зоны вкрапленного оруденения, на несколько горизонтов.

Морфология рудного тела, главным образом, определяется контуром распространения пикритовых и такситовых дифференциатов, с которыми ассоциирует основная масса вкрапленного и прожилково-вкрапленного оруденения. Реже, сульфидные руды приурочены к горизонтам оливиновых, оливин-биотитовых и троктолитовых габбро-долеритов. Верхняя граница промышленного оруденения, как правило, совпадает с кровлей пикритовых габбро-долеритов, а нижняя граница повторяет конфигурацию подошвы интрузива. Максимумы мощностей приурочены обычно к осевым, наиболее мощным, частям интрузива.

В пределах Талнахского месторождения, вкрапленные руды образуют лентовидное в плане тело, протягивающееся вдоль всей ветви исчезая на фланговых частях, где мощность интрузива уменьшается. Средняя мощность горизонта вкрапленных руд составляет 25, 3 м при максимальной 73,8 м (скв. К3-1721) /Кравцов, 1987ф/.

На Октябрьском месторождении, начинаясь на линии разрезов М-75-76 на западе, горизонт вкрапленных руд протягивается к востоку и северо-востоку на расстояние свыше 6,0км. Ширина его находится в пределах 400-1200 м. Общая площадь превышает 8км^2. Восточной границей рудного горизонта служит Западный сброс грабена, где он, как и интрузив, расщепляясь, круто выклинивается в связи с

крутым положением крыла флексурной складки. Северные границы рудного горизонта, окончательно не установлены.

Минеральный состав рудной вкрапленности халькопирит-пирротиновый, иногда кубанит-пирротиновый, (в глубинных центральных зонах). На флангах и во фронтальной зоне вместо пирротина, преобладающим минералом становится халькопирит и незначительную примесь составляет пирит и борнит; вместо пентландита иногда появляются миллерит. Характерно закономерное увеличение относительных и абсолютных концентраций меди во вкрапленных рудах интрузива по направлению к фронтальным частям рудных горизонтов, от осевой части их к периферии, и по направлению к залежам сплошных руд халькопиритового состава.

В пикритовых разностях и часто в примыкающих к ним оливиновых и оливинбиотитовых габбро-долеритах, сульфидная вкрапленность представлена различными по форме и размерам выделениями. Меньшая часть оруденения представляет собой мелкую(<2 мм), интерстиционную вкрапленностью выполняющую межзерновые пространства силикатных минералов. При относительно равномерном её распределении по породе, в ряде случаев интерстиционная вкрапленность, увеличиваясь в объёме, может образовывать изометричные скопления, вплоть до образования сидеронитовой текстуры. Большая же часть сульфидного оруденения представлена более крупными вкрапленниками округлой, уплощённой и изометричной формы, средним размером 0,5-3,0 см. Характерной особенностью данных сульфидных выделений, является расслоенность. Верхнюю их часть слагает халькопирит, а нижнюю – пирротин. На долю последнего приходится около 60-70 % объёма вкрапленников. Между халькопиритом и пирротином чаще всего в виде узкой зоны присутствует пентландит. В состав вкрапленности кроме вышеперечисленных трёх минералов обычно входят кубанит, магнетит, борнит. Ближе к флангам интрузии, в пикритовых габбро-долерита появляются безрудные интервалы, количество которых закономерно увеличивается по направлению к краю интрузива.

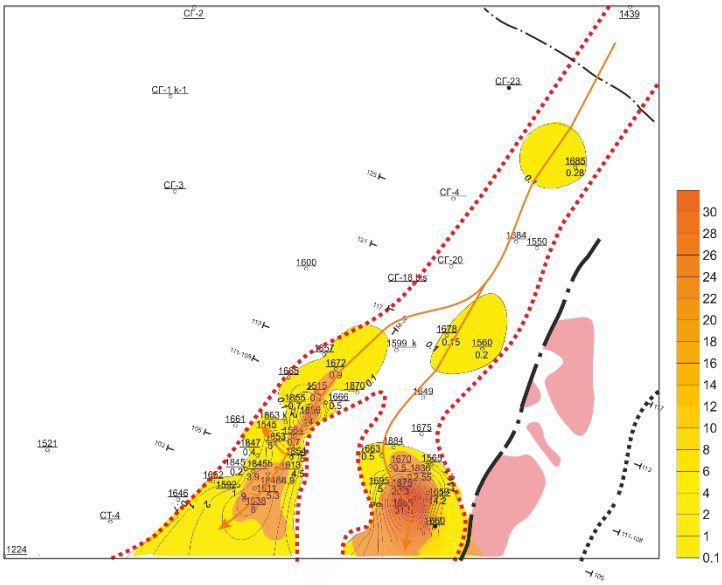
В такситовых габбро-долеритах характер сульфидной вкрапленности несколько другой. На участках с крупнозернистой и пегматоидной структурой породы, сульфиды образуют крупные (до 7-10 см) выделения изометричной, изометрично-разлапистой, формы. Участки же с мелкозернистым строением обычно несут мелкую интерстиционную вкрапленность. Состав рудообразующих минералов как и в пикритовых габбро-долеритах представлен пирротином (как моноклинным, так и гексогональным), халькопиритом, пентландитом, кубанитом. Они образуют как мономинеральные выделения, так и совместные агрегаты. Расслоенность вкрапленников здесь не четкая и, в отличие от пикритовых габбро-долеритов, часто отмечается преобладание халькопирита, который окружает пирротин. Характерной особенностью «такситов» является то, что в отличие от пикритового горизонта, в

краевых частях интрузива, даже при их мощности в несколько сантиметров, сульфидная вкрапленность сохраняется.

В контактовых габбро-долеритах объём оруденения уменьшается и оно представлено в виде интерстиционной вкрапленности аналогичной такситовому горизонту, которая, увеличиваясь в объёме, иногда переходит в сидеронитовую.

Малосульфидное платинометалльное оруденение приурочено к верхней расслоенной серии, к горизонтам слабосульфидизированных хромитоносных такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро. Оно связано с участками, характеризующимися максимальной петрографической и минеральной неоднородностью и широким развитием обособлений хромита, хлор-, фтор - и водосодержащих силикатов, сульфатов и карбонатов. Платиновые минералы представлены куперитом, высоцкитом, атокитом, звягинцевитом, сперрилитом, стибиопалладинитом и др., сульфиды преимущественно – пирротином, халькопиритом, пиритом, миллеритом, сфалеритом, пентландитом. При рядовом содержании МПГ 2,21-8,37 г/т, максимальные содержания палладия достигает 64,0 г/т, платины–11,2 г/т, родия–1 г/т, иридия – 0,13 г/т, рутения–0,4 г/т. Мощность платиноносного горизонта составляет 0,1-47 м при средней 0,9-6,0 м. По составу и структуре данный горизонт подобен критической зоне крупных расслоенных плутонов, таких как Бушвельд, Стиллуотер.

Схема осевых зон по суммарным изомощностям богатых руд



Осевые зоны в начале фронтальной фации рудоносного интрузива:

Осевые зоны, выделенные по максимальной мощности ветвей интрузии

Осевые зоны, выделенные по максимальной мощности верхних дифференциатов

Осевые зоны по максимальной мощности богатых руд интрузии

Осевые зоны по максимальной мощности в горизонте пикритовых габбродолеритов

Осевые зоны по максимальной мощности в горизонте такситовых габбродолеритов

Осевые зоны по максимальной мощности в горизонте пикритовых и такситовых габбродолеритов

Осевые зоны, выделенные по локальным прогибам кровли интрузии

Осевые зоны, выделенные по локальным прогибам подошвы интрузии

Линейные зоны минимальных значений мощности петролого-фациальных разностей.

Контур рудоносного интрузива по данным предшественников

Разрывные нарушение

Разведочные профили

Проекции линз богатых руд

1685
-1811

Ранее пробуренные буровые скважины;
в числителе - номер скважины,
в знаменателе - анализируемый параметр
(для схем изопахит и изомощностей - мощность, м;
для схем изоглубин - абсолютная отметка, м)

Рис. 7.9. Схемы развития руд Верхнеталнахской интрузии северного фланга рудника “Глубокий”. Составлена по данным разведочного и поискового бурения.

7.2. Масловское месторождение платиноидов

Малосульфидные распространены

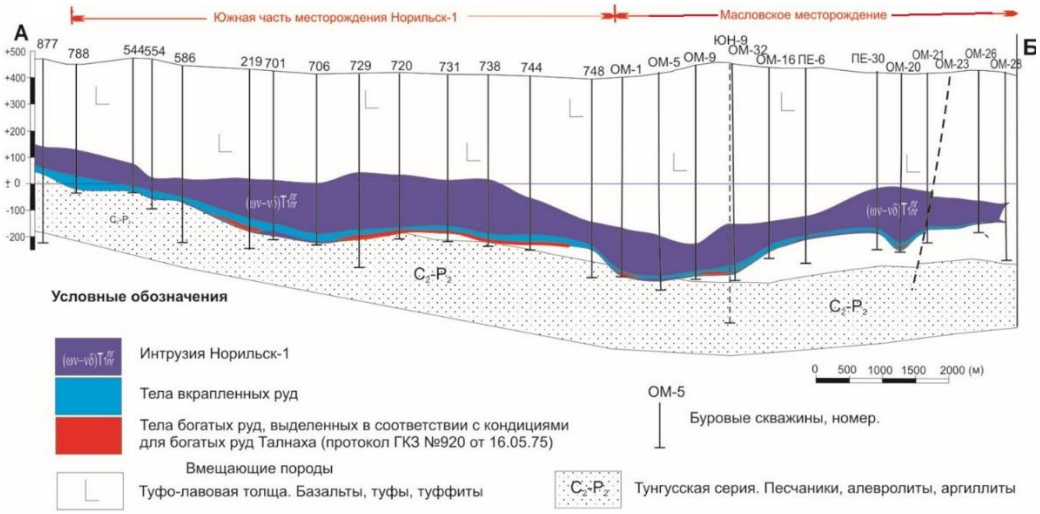


Рис. 7.10. Геологический разрез месторождений интрузии Норильск-1.

7.3. Вкрапленные руды

Вкрапленные руды прослеживаютсл, как правило, в виде единого основного горизонта, приуроченного к пикритовым и такситовым габбро-долеритам интрузивных ветвей и повторяющего в плане границы рудоносного интрузива. Запасы основного горизонта составляют 96,7 % запасов всех вкрапленных руд северных флангов Талнахского и Октябрьского месторождений.

из отчёта Кривцова

Глава 8

отв. И.И. Никулин

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ИЗУЧЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Многолетняя история изучения эволюции магматизма планетарного масштаба свидетельствует об определенных достижениях в области идентификации горных пород, характере дифференциации расплавов в отдельных очагах, а также их изменении в процессе перемещения и остывания и т.д. Известные разнообразные петрохимические и петрологические диаграммы позволили сгруппировать и описать некоторые качественные стороны выделенных ассоциаций (серий, формаций) многообразных магматических комплексов, но вновь открываемые геохимические качества пород заставили петрографов привлекать к решению возникших вопросов разные геодинамические гипотезы, не всегда минералогически доказуемые.

Продолжительный период изучения Норильского рудного района до развития в современном виде прецизионных методов и информационных технологий обработки больших объёмов данных был ограничен обобщением геологической информации детально описанных скважин и, соответственно, наращиванию минерально-сырьевой базы. Излишняя диагностика минерального состава пород и их петрографических особенностей до сих пор является конгломератом преткновения для обобщения всего материала с целью эффективности прогноза новых рудных залежей.

Существенный вклад в совершенствование научных основ прогноза и поисков месторождений медно-никелевых руд Норильского типа, сконцентрированных в северо-западной части Сибирской платформы и связанных с протяженными дифференцированными базит-гипербазитовыми интрузиями, внесли работы Н.Н.Урванцева, В.К.Котульского, М.Н.Годлевского, Б.Б.Роговера, Н.С.Зонтова, Г.Д.Маслова, М.Ф.Смирнова, Е.Н.Сухановой, Р.Д.Варени, А.И.Архиповой, Б.Н.Бойцева, Ю.Р.Васильева, А.М.Виленского, А.Д.Генкина, В.С.Голубкова, И.Н.Горянкова, С.А.Гулина, В.В.Дистлера, Д.А.Додина, О.А.Дюжикова, В.В.Золотухина, И.А.Зотова, П.Ф.Иванкина, М.К.Иванова, Т.К.Ивановой, В.М.Изоитко, Г.И.Кавардина, М.З.Комаровой, В.Ф.Кравцова, А.П.Лихачева, М.П.Лурье, В.А.Люлько, Н.С.Малич, А.А.Маракушева, И.А.Наторхина, В.С.Нестеровского, Б.В.Олейникова, Я.И.Полькина, Б.И.Рожкова, О.П.Разгонова, В.В.Рябова, Г.О.Ремпеля, В.М.Салова, Ю.Н.Седых, Т.Н.Старициной, З.К.Степанова, М.С.Сухаревой, Л.Г.Сухова, А.В.Тарасова, Е.В.Тугановой, Д.М.Туровцева,

А.И.Феногенова, В.А.Федоренко, Л.М.Шадрина, В.А.Шаткова, В.В.Юдиной и многих других геологов.

Методика изучения магматических комплексов НМП предполагает направление от общего к частному с выделением специфических признаков для интерпретации генезиса, а затем формулировки критериев для практического использования. Поэтапно выполнялись (рис. 8.1): анализ предыдущих исследований по фондовым материалам (фондовые отчёты и керн скважин); сведение воедино фактического материала предыдущих работ с новым, полученным автором; макроскопическое изучение пород; типизация руд по выделенным признакам; диагностика минерального состава, в том числе минералов элементов платиновой группы, при помощи современных прецизионных методов; интерпретация данных в связи с генезисом гипергенных пород; совершенствование методов изучения; практические рекомендации для геологоразведочных и технологических работ. Предлагаемый комплекс исследований обеспечит получение наиболее полных сведений для геологической интерпретации результатов, включая различные проблемы практического использования. Особое прикладное значение должно уделяться выявлению типоморфных особенностей породообразующих минералов в связи условиями образования; составу минеральных ассоциаций при наложенных процессах для разделения фаций в различных зонах формирования пород, где аккумулировались определённые разновидности минералов.



Рис. 8.1. Методологическая схема исследования пород.

C:\Users\NikulinII\Documents\Методика и Обоснования перспективных участков\Комплекс методов поиска полезных ископаемых.

8.1. Методика полевых работ

Полевые работы заключались в

.

8.2. Методика лабораторных исследований

При проведении исследований решались основные проблемы: 1) определение исходных составов расплавов разных типов магматических пород и их эволюция в пространстве и времени; 2) установление временных взаимоотношений между лавами и рудоносными интрузивами; 3) выяснение роли контаминации расплавами вмещающих пород в образовании руд; 4) оценка предполагаемых источников магм. В работе использовались следующие методы изучения пород и минералов: XRF, LA-ICP-MS, EPMA, SIMS, а также термобаро-метрические исследования для магматических включений в оливинах.

8.3. Элементы системного анализа в определении объекта исследования

Выделение объекта исследования и конструирование системы достигается методом упрощения. В основе системного анализа лежит идея о моделировании любых научных представлений и утверждений о Мире [118]. Определение объекта исследования затрагивает вопрос о соотношении и уровнях организации материи в верхней части литосферы. Традиционно выделяются несколько уровней (от низшего к высшему): элементный, уровень минералов, породный (ассоциации минералов), формационный, породные тела, слои и т.д.

Глава 9

отв. В.В. Радько

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

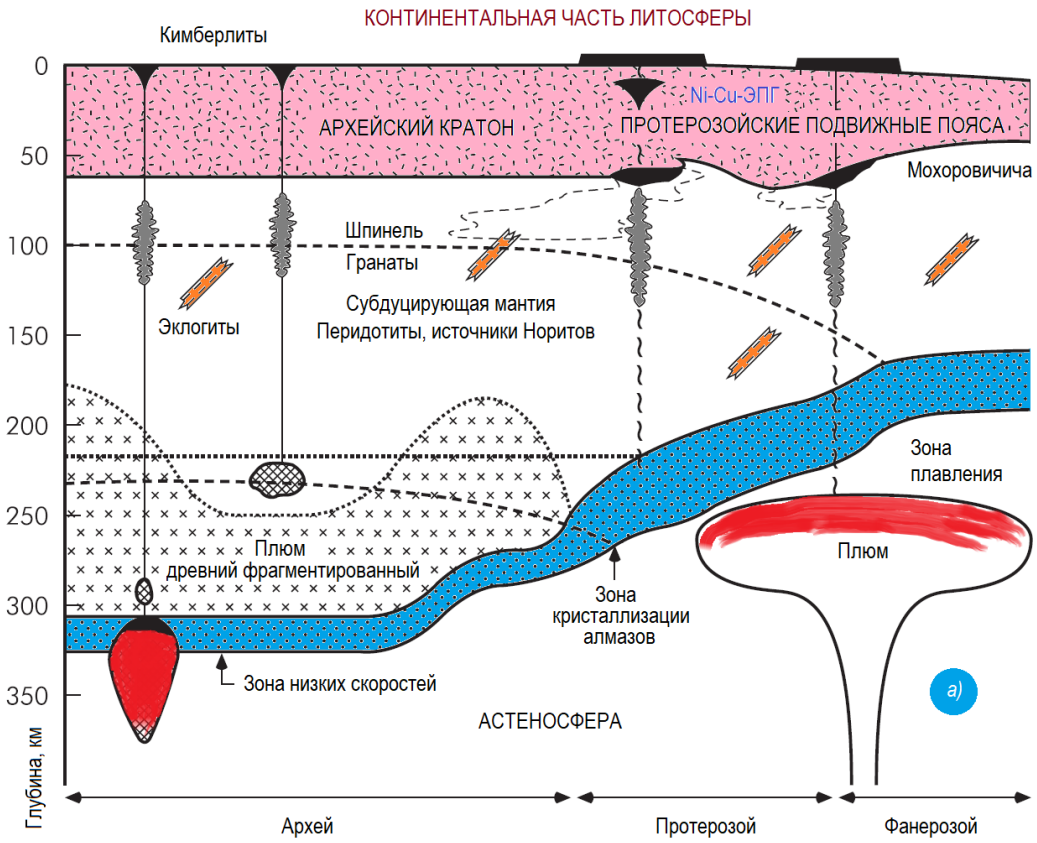
Норильская металлогеническая провинция была открыта в 30-ые годы прошлого столетия и с тех пор привлекает исследователей необычными особенностями строения и состава распространенных в ее пределах месторождений. Её медно-никелевые раннетриасовые руды связаны с маломощными интрузивными телами в отличие от аналогичных месторождений, локализованных в пределах крупных плутонических комплексов протерозойского возраста. Пространственная и геохимическая близость базальтов и интрузивов района, являющегося частью Сибирской трапповой провинции, ставит вопрос о генетической связи этих образований, предполагая образование уникальных руд в условиях либо закрытой (Годлевский, 1959; Дюжиков и др., 1988; Лихачев, 2006), либо открытой магматической систем (Радько, 1991; Naldrett, 1992). Установление механизма формирования руд во многом определяет успешность проведения поисковых работ с целью обнаружения новых объектов.

Все медно-никелевые и платинометальные месторождения связаны с базитовым и ультрабазитовым магматизмом, которые определяют три главных типа металлогенической специализации: 1) сульфидный, 2) хромитовый и 3) титаномагнетитовый, между которыми существуют непрерывный ряд взаимопереходов. Рудообразующие магматические системы образуют расслоенные дифференцированные тела под действием гравитации, образованные эффузивами (Камбалда), относительно небольшими гипабиссальными телами (Норильск, Печенга), крупными или очень крупными интрузивными массивами (Бушвельд, Садбери, Стиллуотер). На территории Российской Федерации в настоящее время обнаружены признаки почти всех разновидностей зарубежных промышленных месторождений, что в процессе дальнейшего изучения должно привести к открытию новых медно-никелевых и платинометальных месторождений.

Выделяются три типа сульфидных Ni-Cu и PGE месторождений (Arndt et al., 2005; Barnes and Lightfoot, 2005; Cawthorne et al., 2005): 1) в пределах внутриконтинентальных рифтов месторождения сульфидных Ni-Cu ультраосновных и основных интрузивных комплексов и континентальных базальтовых извержений с отношениями Ni/Cu менее 1; 2) месторождения, ассоциированные с коматиитами, где отношения Ni/Cu более 10; и 3) толеитовые интрузии в зеленокаменных поясов или вдоль транслитосферных разломов, характеризующиеся отношениями Ni/Cu=2–3 (Naldrett, 1989; Eckstrand, 1996).

Считается, что они являются следствиями взаимодействия литосферы и плюмов (рис. 1). В зоне взаимодействий гипотетически под платформой мантия поглощает часть литосферы, которая на относительно небольших глубинах метасоматизируется за счёт субдукции, что сгенерировало нориты неоархейских и протерозойских кратонов.

Комплекс Stillwater является хорошим примером результата воздействия суперплюма 2,7 млрд. лет назад. Великая дайка (Great Dyke) образована в результате расширения Зимбабвийского кратона 2,05 млрд. лет назад после сочленения Каапваальского и Зимбабвийского кратонов. Бушвельдский интрузивный комплекс 2,06–2,05 млрд. лет назад, расположенный ближе к центру линеамента Мерчисон-Табузимби, также контролировался внутрикратонным трансваальским осадочным бассейном. Эти африканские кратоны, возможно, связаны с Антарктическим и Пильбарским кратонами в период ~2,5–2,2 млрд. лет. По всей видимости, интрузивные комплексы 1,9 млрд. лет назад являлись ранней стадией суперплюма. В интрузивном комплексе Грейт Дайк и Бушвельд оксидные Cr, Ti, Fe, V и PGE и Ni, Cu, Co сульфидные руды Бушвельд и Великой дайки ассоциировались с ультраосновными высокомагнезиальными магмами, характеризующихся низким содержанием несовместимых элементов. Так интрузивные архейские комплексы, такие как Бушвельд, образованы в результате боковых потоков расплавов плюма в кратон или, как вариант, более горячих архейских плюмов, расплавленные на больших глубинах.


КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ЛИТОСФЕРЫ
Кимберлиты
0
50
100
150
200
250
300
350
Глубина, км
АРХЕЙСКИЙ КРАТОН
Ni-Cu-ЭПГ
ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПОДВИЖНЫЕ ПОЯСА
Мохоровичича
Шпинель
Гранаты
Эклогиты
Субдуцирующая мантия
Перидотиты, источники Норитов
Зона
плавления
Плюм
Плюм
древний фрагментированный
Зона
кристаллизации
алмазов
Зона низких скоростей
АСТЕНОСФЕРА
а)
Архей
Протерозой
Фанерозой

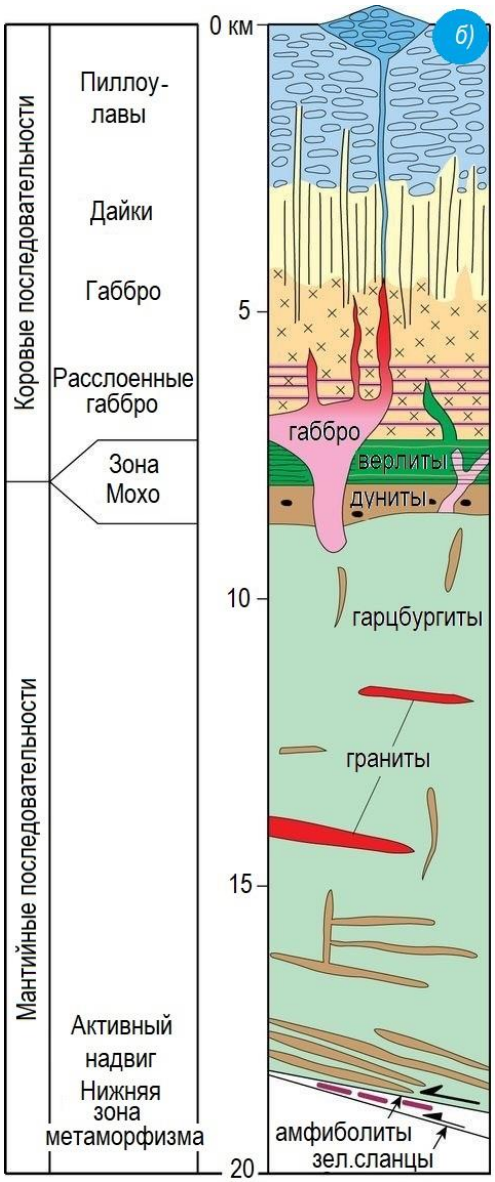


Рис. 1. Схематические разрезы континентальной части литосферы, характерный для архейских кратонов (по Р. Керричу и др. [15] с дополнениями) (а) и зоны формирования магм основного состава (б).

Так к примеру, архей-нижнепротерозойский фундамент в пределах Воронежской антеклизы залегает вблизи поверхности и фрагментарно обнажается в долине Дона и нескольких наиболее глубоких карьерах. В основании разреза основания Воронежского кристаллического массива залегает обоянская серия нижнего архея (возраст 3,0–3,5 млрд. лет), сложенная биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, гранат-пироксеновыми, гранатсодержащими силлиманитовыми, кордиеритовыми и другими по составу гнейсами, и гранито-гнейсами. Метаморфизованная в амфиболитовой фации серия

в реликтах содержит минеральные ассоциации гранулитовой фации. В полях её развития широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации. Раннепротерозойский этап развития Воронежской антеклизы завершился становлением двух многофазных интрузивных комплексов с возрастом около 2,0 и 1,7 млрд. лет. Формирование каждого из них начинается с внедрения габбро. Позднее внедряются гранодиориты и затем калиевые плагиоклаз-микроклиновые граниты и сиениты. Позднеархейский рифтогенез и последующая консолидация ознаменовались формированием двух типов рудных объектов – авильского и олимпийского. Первый тип локализуется в графитизированных песчаниково-ортосланцевых горизонтах александровской свиты михайловской серии и отнесен к колчеданному золото-палладийсодержащему типу [1, 12]. Олимпийский тип ассоциирует с проявлениями вулкано-интрузивной коматиит-базальтовой формации в составе михайловской серии и субвулканических тел сергиевского комплекса. Этап раннепротерозойского рифтогенеза и коллизии является наиболее продуктивным. С ним связаны многочисленные разноформационые и разновозрастные рудные объекты. К их числу прежде всего относятся месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с мафит-ультрамафитами различных комплексов. Выделены следующие типы: мамонский, садовский, моховской, елань-вязовский среди интрузий мамонского комплекса. Собственно, мамонский тип представлен сульфидным медно-никелевым платиносодержащим оруденением (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное месторождения и многочисленные рудопроявления) в высоко- и умеренномагнезиальных ультрамафитах дифференцированных интрузий [2, 10]. К горизонтам гарцбургитов и ортопироксенитов дифференцированных интрузий того же комплекса приурочены платиносодержащие хромитовые руды (садовский тип [1, 2]), а к роговообманковым габброидам, завершающим становление мамонского комплекса, платиносодержащее титаномагнетитовое оруденение (моховской тип [2]). Малосульфидная платинометалльная минерализация локализуется в горизонтах тонкоритмичного переслаивания пород зон переходов нижней ультрамафитовой и верхней габбронорит-габбровой серий дифференцированных интрузий (елань-вязовский тип [1, 2]). Наиболее высокие концентрации МПГ и Au характерны для Еланского и Елкинского месторождений (еланский тип [1, 2, 11, 13]).

Представляется следующая концептуальная металлогеническая модель. Образование конвективной зоны с испусканием электромагнитного, нейтринного, мезон-барионного и ядерного кластерного потоков, генерируемых на самой ранней стадии за счёт первичного внешнего вещества по отношению к зародышу протопланеты, аккрецированного из окружающего его пространства. На этапе нуклеарного развития Земли сформировавшаяся верхняя мантия была сложена в основном коматиит-базальтами, а земная кора – гранито-гнейсами и гранитоидами.

Далее, начиная с нижнего протерозоя, идет формирование жидкого ядра, которое в затем (к среднему протерозою), достигает объёма Протоземли. Конденсация вещества в конвективной зоне произошла за счёт образования слоя из продуктов ядерной диссоциации и дезинтеграции протоядерного звездного вещества в центральной зоне зародыша протопланеты. Уплотнение конденсата произошло в результате растущих сил гравитации с последующим остыванием верхних слоёв, создавших земную кору, верхнюю мантию и буферный слой – астеносферу. Общей движущей силой тектонических процессов и главной причиной развития Земли является общая генерация вещества и энергии, которая имеет направленный энерго-массоперенос из центральной части ядра планеты к её поверхности. Энергия и вещество выделяются и образуются в результате деструкции глубинного вещества. Начался процесс активного расширения земли и активизации ранее сложившихся платформ, щитов, кратонов, всех тех стабильных корово-мантийных структур, возникших в архее. В это время на земной коре формируются массивы серых гнейсов, плагиогранитов, гранитов рапакиви, гранодиоритов, биотитовых гранитов, мигматитов, кварцевых монцанитов, затем объём которых резко сокращается.

В итоге процессов ядерной диссоциации и синхронизации осцилляторов в околоядерных слоях Земли в литосферу и земную кору поступает основное количество образующихся химических элементов, которые можно рассматривать как множества. По схеме:

$$^{238}U \rightarrow \alpha \rightarrow {}^{234}U \rightarrow {}^{30}Si + {}^{204}Pb$$

$$^{238}U \rightarrow \alpha \rightarrow {}^{234}U \rightarrow {}^{26}Mg + {}^{208}Pb$$

$$^{238}U \rightarrow \alpha \rightarrow \alpha \rightarrow {}^{230}U \rightarrow {}^{23}Na + {}^{207}Pb$$

$$^{238}U \rightarrow \alpha \rightarrow \alpha \rightarrow {}^{230}U \rightarrow {}^{138}Ba + {}^{92}Zr$$

$$^{234}_{92}U \rightarrow {}^{24}_{10}Ne + {}^{210}_{82}Pb$$

$$^{234}_{92}U \rightarrow {}^{28}_{12}Mg + {}^{206}_{80}Hg$$

$$^{236}_{94}Pu \rightarrow {}^{28}_{12}Mg + {}^{208}_{82}Pb$$

$$^{236}_{94}Pu \rightarrow {}^{32}_{14}Si + {}^{206}_{80}Hg$$

$$^{242}_{96}Cm \rightarrow {}^{34}_{14}Si + {}^{208}_{82}Pb$$

В основном подобные множества возникают в нелинейных динамических системах и, в первую очередь, в дискретных динамических системах. Подобные множества являются динамическими фракталами [5]. Эти химические элементы, образующиеся в результате процессов ядерной диссоциации осцилляторов и кластерного радиоактивного распада, в верхней мантии и литосфере

распространяются по правилу Канторовой пыли [6] по гипотетически рассчитанной схеме, применительно к ультращелочным комплексам и карбонатитам (рис. 2).

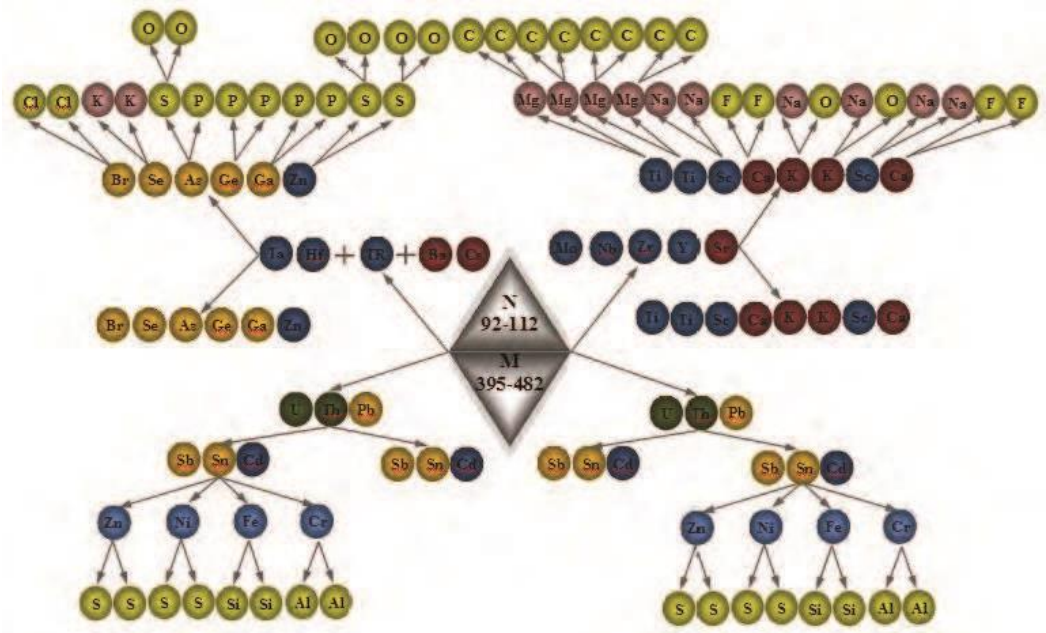


Рис. 2. Схема ядерной диссоциации осциллятора массой 395-482 n*10-27 кг (по [5]).

Общая геодинамика и цикличность развития континентальной и океанической кор определяются периодичностью отрыва шлефов (плюмов и апвеллингов) от поверхности ядра Земли или от ранее образовавшихся массивных плюмов находящихся в мантии. Отрыв плюмов провоцировался интенсивностью ядерных распадов и поступательно-вращательными ударами внутреннего ядра Земли о подошву нижней мантии. Всё это усугубляется вибрациями горячих струй плазмы с температурами в несколько сотен тысяч Кельвинов, что приводит к ионизации атомов, участвующих в диссоциациях. При этом скорость газов в поперечном направлении составляет около 100 км/с. После одного-двух колебаний вещество остывает, и колебания прекращаются, как в примерах наблюдений Солнца. При этом "натяжение" такой струи вызывается мощным магнитным полем, а её вибрация вызывается выбросами высокоэнергетичных частиц из более низких слоев ядра. Так плюмы, генерируемые на границе ядро-мантия, сыграли большую роль в рифтинге и распаде суперконтинентов Колумбии, Родинии и Гондваны. Шлейфы (апвеллинги), поднимающиеся из зоны перехода мантии на пограничном слое 410–660 км, также участвовали в разрушении суперконтинентов. Эти шлейфы при миграции под транскоровыми разломами или литосферными неоднородностями становятся проводниками высоких температур и флюидов. Процессы образования и

разрушения суперконтинентов оказывают большое влияние на динамику мантии. Выносимые осцилляторы участвуют в формировании рудных месторождений сочленения континентов и океанов, в зонах несогласия геологических структур и прочих подобных структур. Внутриконтинентальные разломы становятся потенциальными участками гигантских рудных систем. Как известно, с этими внутриконтинентальными рифтами ассоциируются залежи Ni-Cu и Ti-Fe ± V и Cu-Ni-PGE в основных и ультраосновных породах из мантии.

С появлением морских отложений и, в частности, эвапоритовых, начался новый виток в эволюции Земли – рудный. На конвергентных границах плит океаническая часть литосферы продвигается под континентальную (рис. 3). Уходящая в мантию Земли литосферная плита (слэб), перемещаясь наклонно, отжимается вниз краем встречной плиты, погружается в область пластичных деформаций астеносферы. Затем слэб пересекает её и ложится на поверхность нижней мантии (на глубине 660–670 км) или направляется глубже. В результате над зоной реверсивных и сопутствующих потоков взаимодействия литосферной плиты её отложения с плюмом формируют активный магматический бассейн. Газообразные продукты субдукции плит, сложенных этими отложениями, выступают в качестве топлива. В активных очагах формируются интрузивные комплексы, а базальты изливаются на поверхность без образования кратеров.

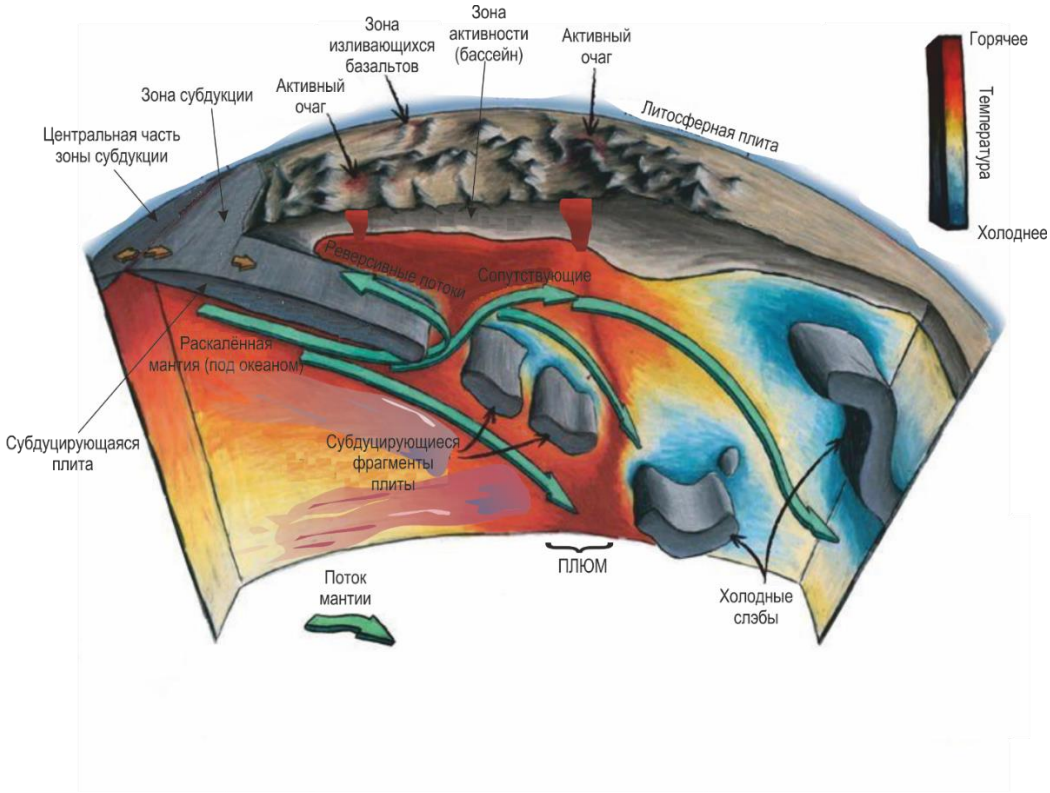


Рис. 3. Зона формирования магм, выходящих на поверхность и гипабиссальную часть. Составлена на основе Джеймса Т. Кюни.

В результате цепных самоподдерживающихся реакций на границе нижней мантии и ядра Земли, проявляющихся в особенностях минерального состава пород и в наличии типоморфных элементов, являющихся результатом осколочного деления ядер тяжелых элементов [3], в широком диапазоне изменений температур и давлений, обусловленных источником мантийного вещества (рис. 4), транспортированного газовой составляющей из подлитосферной зоны субдукции. Также глубинные флюиды играют главную роль в выносе осцилляторов, таких как платиноиды.

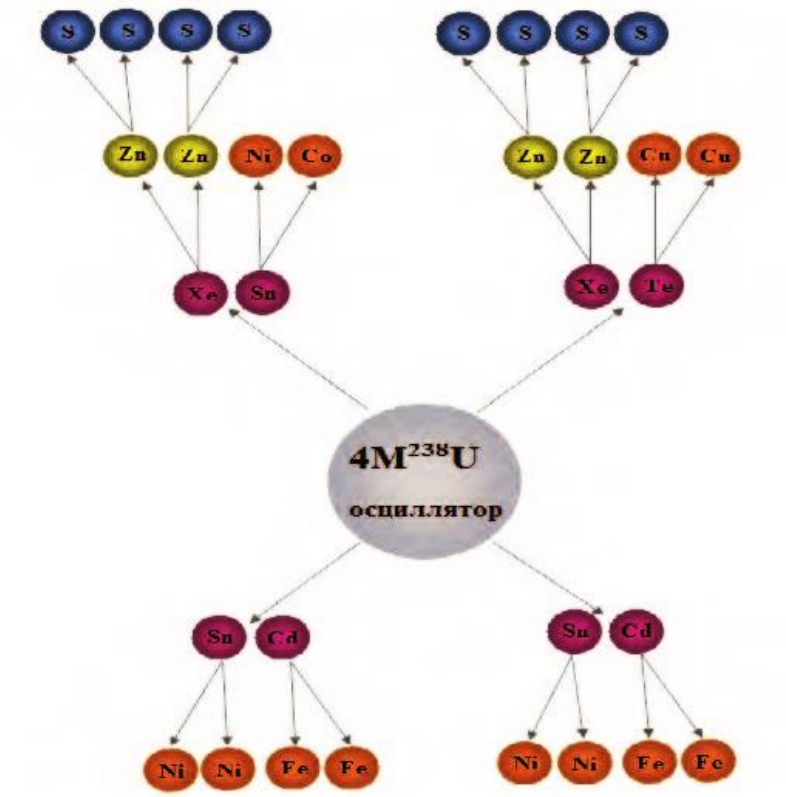


Рис. 4. Пример ядерной диссоциации осцилятора, сформировавшего мантийное вещество, участвующего в рудоносных фациях Норильского района (по [4]).

Рудоносные магматические комплексы основного состава образовывались в областях сравнительно маломощной деплетированной литосферой архейского (в большинстве случаев) возраста, сопровождая развитие рифтов (или разрушение континентов). А формирование базальтовых литосферных корней может выглядеть как результат коллизии двух архейских литосферных блоков. Различие в конкретной геологической ситуации связано с разным эрозионным срезом, который геологи рассматривают в конкретных структурах (доступны для изучения только отдельные вертикальные фрагменты единой постоянно функционирующей системы). Наиболее глубинные части системы доступны на Каапваальском кратоне, верхние части – Сибирском и промежуточные на Канадском щите (рис. 5).

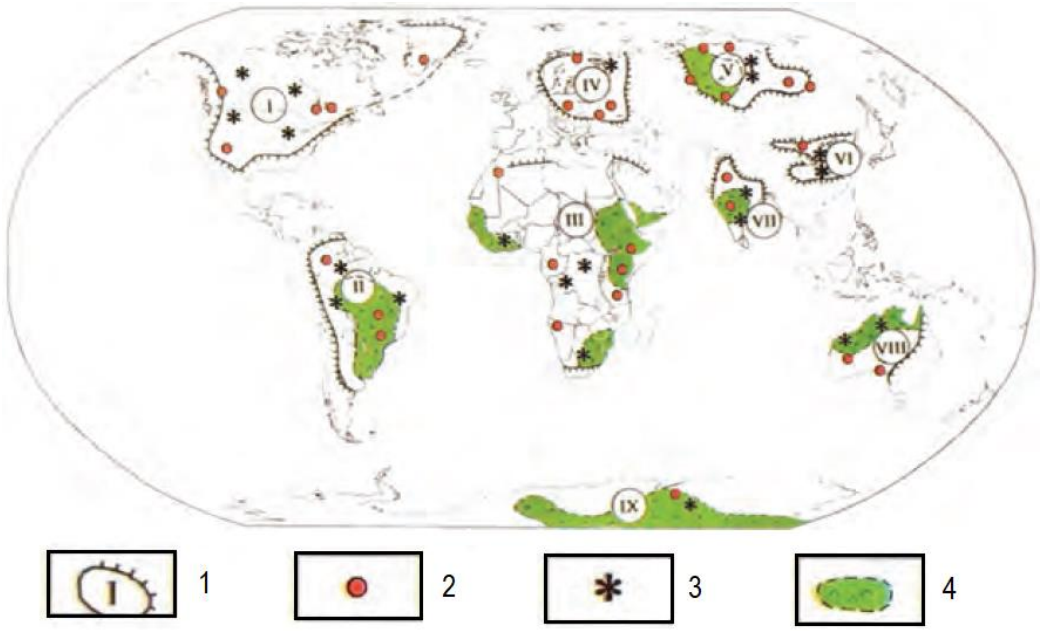


Рис. 5. Трапповые провинции (по Белову и др., 2008): 1 - провинции (древние платформы): I - Северо-Американская, II - Южно-Американская, III – Африканская, IV - Восточно-Европейская, V - Сибирская, VI - Китайская, VII - Индийская, VIII - Австралийская, IX - Антарктическая; 2 - 4 - субпровинции, районы и поля: 2 - карбонатитов, 3 - кимберлитов, 4 – траппов.

Норильская металлогеническая провинция находится на стыке крупных геоструктур: северо-западной части Сибирской платформы, Енисейско-Хатагского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской плиты. Она может быть отнесена к области перикратонного опускания (Косыгин, Лучицкий, 1963), заложенной в докембрии и завершившей свое формирование в позднепалеозойскую-раннепалеозойскую эпоху тектонической активизации платформы (Голубков, 1967). По данным МОВЗ-ГСЗ (Голубков и др., 1981), провинция характеризуется трёхслойным типом земной коры повышенной мощности, образованной вулканогенно-осадочным чехлом (8–10 км), «гранито-гнейсовым» комплексом и «базальтовой» оболочкой (13,5–16,0 км), где принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, интрузивные и метаморфические образования в интервале от среднего рифея до позднего кайнозоя.

Большая часть территории в современном структурном плане обособляется как единый геоблок, включающий как выступы докембринского фундамента, так и участки различной степени дислоцированных рифейско-палеозойских и мезозойских образований и ограниченный с севера и северо-запада Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской плитой.

В пределах собственно Сибирской платформы выделены структуры второго порядка – Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб, Дудинский вал (Дудинский покровный комплекс), Хантайско-Рыбнинский и Кулюмбэ-Сухарихинский валы, Ламско-Хантайский и Курейско-Горбиачинский прогибы. Последние два соответствуют западному крылу Тунгусской синеклизы, остальные – зоне Приенисейских складок (поднятий).

В пределах провинции в платформенном чехле выделяются три самостоятельных тектонических цикла: 1) нижний (вендско-среднепалеозойский), 2) средний (позднепалеозойский-раннемезозойский) и 3) верхний (позднемезозойский). Границы между ними фиксируются резкой сменой состава пород, угловыми несогласиями, проявлением субплатформенной складчатости.

В Игарском предгорном прогибе развиты красноцветные молассовые отложения излучинской свиты мощностью до 1300 м, которые приурочены к началу вендско-среднепалеозойского тектонического цикла. А с конца венда (сухарихинское время) до раннего карбона накапливались морские и лагунно-морские отложения терригенно-карбонатных, галогенных, карбонатных, реже – терригенных формаций суммарной мощностью до 7000 м, что свидетельствует (за счёт их повышенной мощности) о принадлежности металлогенической провинции к области перикратонного опускания.

Развитие магматизма Норильской провинции можно связывать с эволюцией трёх разноглубинных мантийных источников расплавов. С верхним (астеносферным) связано формирование недифференцированных траппов, с промежуточным по глубинности – дифференцированных трапповых ассоциаций и с наиболее глубинным – магматитов, отвечающих формационному ряду субщелочных базальтоидов и габброидов.

Болгохтохская интрузия гранитов и граносиенитов (MZbq), являющаяся петротипом комплекса, расположена в районе р. Болгохтох на западе Норильского района. Она приурочена к ядру антиклинальной складки, сложенной карбонатно-терригенными и гипсоносными отложениями ордовика, силура и девона. Кровля массива эродирована и скрыта под мощным чехлом рыхлых мезокайнозойских отложений. По данным бурения и геофизики интрузия имеет форму штока диаметром в плане на поверхности эрозионного среза 2,1х2,3 км при вертикальной мощности более 2,2 км.

Основными разновидностями пород, слагающих гранитоидный массив являются крупнозернистые порфировидные, обычно окварцованные граниты, граносиениты и гранодиориты. Ответвления от основного массива и жилы, вскрываемые скважинами в приконтактовой части, сложены мелкозернистыми гранит- и сиенитпорфирами с крупными (до 1–2 см) фенокристаллами полевого шпата и плагиоклаза.

Жильная фация пород массива представлена аплитами (сиенит-аплитами, граносиенит-аплитами, гранит-аплитами) и сиенитовыми лампрофирами.

Гранитоидный массив сопровождается мощной (от 100 до 400 м) зоной роговиков и метасоматитов, наложенных на породы эндо- и экзоконтакта. Метасоматиты представлены альбититами, микроклинитами, форстеритовыми, пироксен-форстеритовыми, гранат-пироксеновыми скарнами, мусковит-кварцевыми и слюдяными грейзенами. Последние проявляются в форме многочисленных маломощных жил, входящих в целом в состав штока. Мощность зон грейзенизации достигает 201–30м.

С гранитоидным массивом связано медно-молибденовое оруденение, которое тесно ассоциирует с роговиками и метасоматитами: к кремнезем-глиноземнистым роговикам тяготеют пиритовые, пирротиновые и галенит-сфалеритовые прожилки, к известковым скарнам – халькопиритовое и пиритовое оруденение, к магнезиальным – магнетитовое и, реже, халькопирит-пирротиновое оруденение; молибденитовая минерализация, реже халькопирит-пиритовая, локализуется в участках проявления грейзенизации.

Тяжёлая сера дополнительно привнесена при подъёме магм к поверхности за счёт её контаминации эвапоритовыми породами, участвующими в выделении флюидов в подлитосферной (астеносфере) зоне субдукции. Наличие тяжёлой серы диагностируется по ряду исследований. В богатых рудах Хараелахского интрузива (60 % запасов Талнахского рудного узла), присутствуют тяжёлые изотопы серы с величиной $\delta^{34}S$ = 8-12‰ в подавляющем большинстве случаев (в среднем около 10‰), приближающаяся к значениям, характерным для ангидрита (15-18‰, в среднем 16,5‰). Участие эвапоритовых пород в контаминации базальтовых магм нами доказано экспериментально в лабораторных исследованиях 2017–2018 годов (рис. 7). Далее в результате усвоения внедряющейся магмой вещества вмещающих горных пород путём их захвата, растворения и плавления. Наиболее благоприятное сочетание контаминируемой породы характеризуется относительно низким содержанием сульфатной составляющей, характерной для ангидрит-доломит-кальцитового мергеля со значительной примесью терригенного материала и пирита не менее 5-7%. Данное соотношение способствует более плавному, а не взрывному отделению флюидной фазы и большей сохранности сульфидного расплава в более кремнистом флюсе. Контаминация базальтового расплава преимущественно доломитами приводит к образованию интрузий с большим количеством троктолитовых габбродолеритов с низкими содержаниями хрома и никеля. Взаимодействие базальтового расплава с углистым аргиллитом, переслаивающегося с каменным углем с вкрапленностью пирита, сопровождается появлением в базальтовой магме самородного железа. В процессе восстановления железа происходит экстрагирование платиноидов с образованием «несгораемого остатка» в

виде ферроплатины и интерметаллидов ЭПГ. Что объясняет феномен «малосульфидки» в норильских интрузиях. Расплав с восстановленным железом гомогенезирует при длительном взаимодействии с базальтовым расплавом в условиях высокой фугитивности кислорода и полностью деградирует. Взаимодействие базальтового расплава с углистым аргиллитом, в котором развиты конкреции пирита, наиболее благоприятно для образования в базальтовой магме сульфидного расплава. Возможный механизм взаимодействия базальтового расплава с пиритизированным углистым аргиллитом имеет большой потенциал в производстве сульфидных залежей путём значительного усвоения сульфата (локально $CaSO_4$>3 мас.%) и ассимиляции незначительного органического вещества (CH в несколько десятых вес.%), что также обосновывается в наших лабораторных экспериментальных работах 2018 года (рис. 8). Многократное прохождение магм [8] с ассимилированными вмещающими породами через одну и туже камеру обусловило формирование массивных сульфидных руд. Самородная медь в базальтах, является типичным магматическим минералом, возникающим при окислении сульфидного медьсодержащего расплава в условиях повышения фугитивности кислорода при излияниях базальтовой магмы на дневную поверхность.

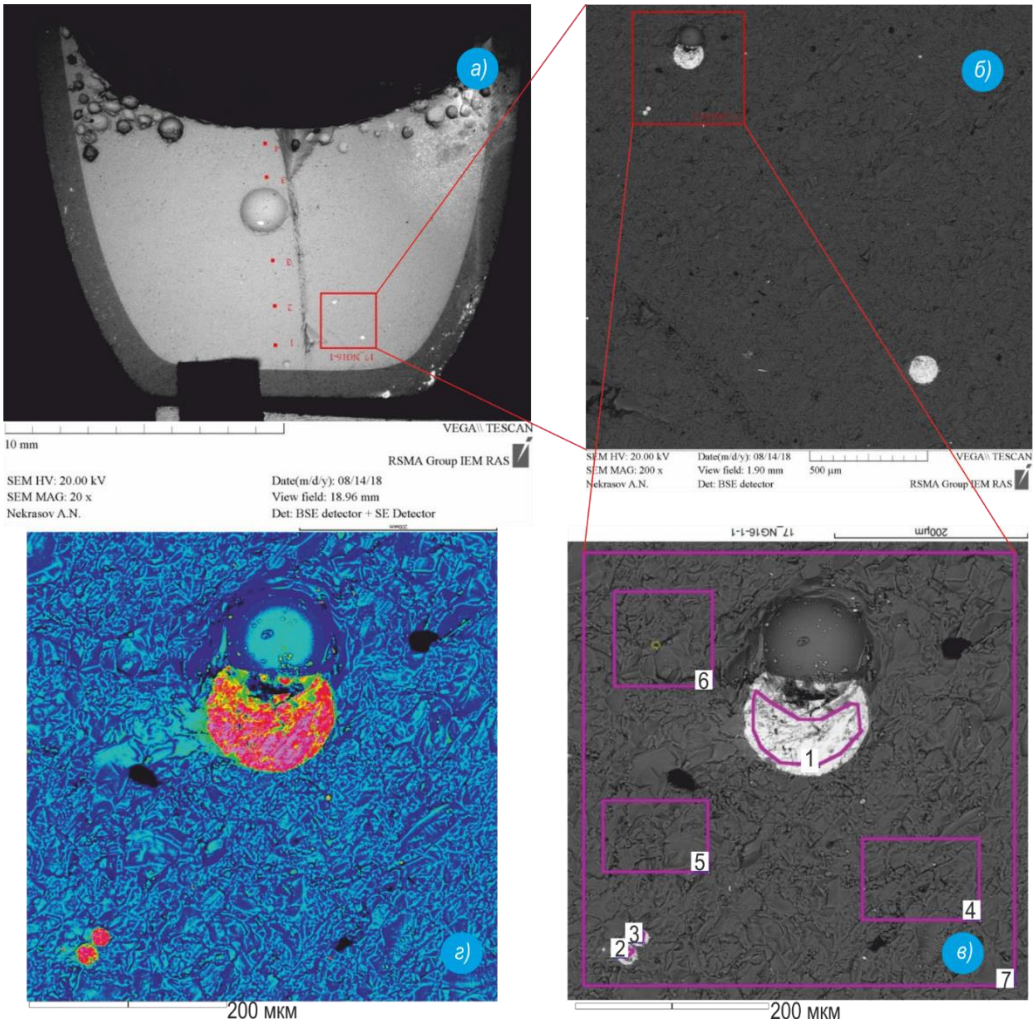


Рис. 7. Результаты эксперимента по контаминации базальта эвапоритовыми породами, обр. 17 – мергель-ангидритовая порода в мокулаевском базальте (эксперимент NG-16 при T = 1250°C, t = 5 часов): а) общий вид образца № 17 в третьем эксперименте в продольном разрезе тигля (химический состав в табл. 1); б) увеличенный участок (красный квадрат) в продольном разрезе тигля; в) участок химического анализа выпадения сульфидов в результате эксперимента (химический состав в табл. 2) и г) его контрастное изображение.

Таблица 1.

Химический состав образца мас. % оксидов (профиль, точки 1-5 на рис. 7а)

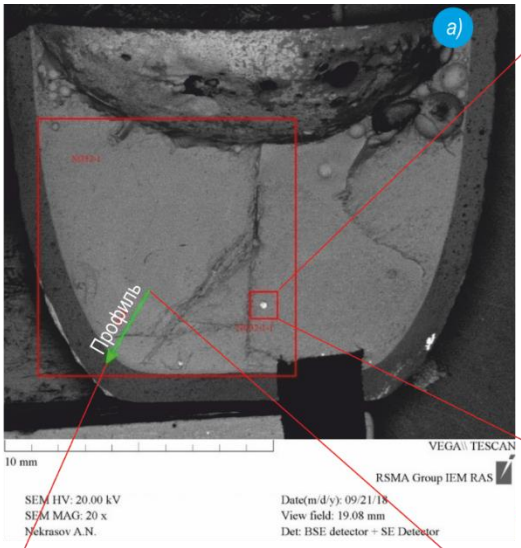
	1	2	3	4	5
Na	1,85	2,12	2,46	2,61	2,61
Mg	8,19	8,28	7,72	8,32	8,58
Al	15,36	15,55	15,48	15,3	15,8

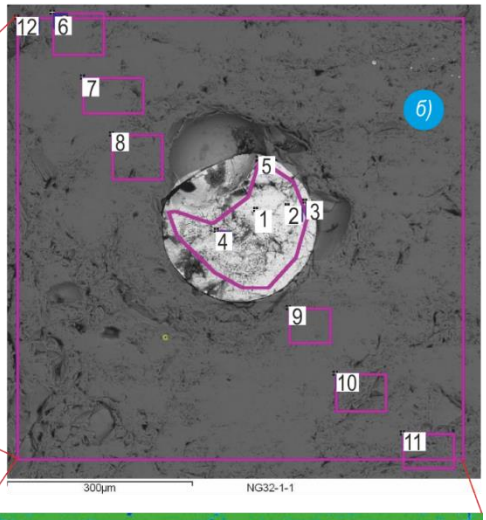
Si	46,38	46,73	47,68	47,53	47,57
S	0,34	0,41	0,34	0,01	0,05
K	0,71	0,64	0,5	0,72	0,8
Ca	13,43	13,05	12,5	12,42	12,03
Ti	1,28	1,28	1,26	1,36	1,31
Cr	0	0	0,14	0	0
Mn	0,2	0,29	0,28	0,39	0,19
Fe	12,17	11,55	11,47	11,18	10,98
Ni	0,02	0,1	0,16	0,09	0
Cu	0,06	0	0,01	0,07	0,08
Всего:	100	100	100	100	100

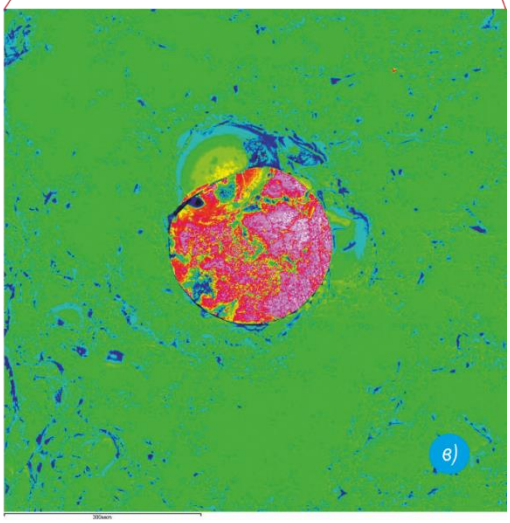
Таблица 2.

Химический состав образца мас. % оксидов (точки 1-7 рис. 7в)

	1	2	3	4	5	6	7
Na	0,2	0	0	2,35	1,98	1,99	2,07
Mg	0,21	0,27	0,27	8,49	8,49	8,67	7,62
Al	0,94	0,43	0,55	15,58	15,47	14,73	13,78
Si	1	0,77	0,65	46,3	46,92	47,22	43,07
S	43,65	47	46,42	0,27	0,22	0,25	4,62
K	0,02	0,05	0,05	0,67	0,63	0,71	0,75
Ca	0,81	0,65	0,32	13,17	13,17	13,19	12,53
Ti	0	0,03	0	1,27	1,3	1,37	1,17
Cr	0	0,06	0,02	0,11	0	0,07	0
Mn	0,02	0	0,14	0,19	0,27	0,33	0,11
Fe	45,99	41,59	41,96	11,53	11,56	11,25	13,78
Ni	2,92	3,06	5,05	0,07	0	0,14	0,2
Cu	4,25	6,08	4,55	0	0	0,09	0,31
Всего:	100	100	100	100	100	100	100







	Содержание, мас. % оксидов, сульфиды мас. % элементов						
	1	2	3	4	5	6	7
Na	2,69	2,46	2,32	2,47	2,15	1,96	1,81
Mg	7,01	6,74	7,01	6,74	6,73	7,19	7,18
Al	15,61	15,07	14,79	14,61	14,93	13,97	13,75
Si	49,35	47,92	46,08	47,14	46,03	43,83	43,22
P	0,11	0,27	0,13	0,09	0,18	0,26	0,12
S	0,29	0,42	0,66	0,53	0,6	1,71	1,77
K	0,61	0,54	0,37	0,52	0,51	0,33	0,35
Ca	10,52	10,25	10,26	10,03	10,03	9,92	10,16
Ti	1,52	1,31	1,42	1,36	1,18	1,09	1,26
Cr	0,11	0,14	0,08	0,12	0,01	0,02	0,03
Mn	0,15	0,04	0,25	0,21	0,28	0,34	0,49
Fe	11,16	14,36	15,94	15,63	16,46	18,67	19,11
Ni	0,02	0	0,16	0,05	0	0,11	0,07
Cu	0,07	0	0	0	0	0	0
Sr	0,49	0,4	0,49	0,45	0,62	0,37	0,46
Ba	0,14	0	0	0	0,2	0,15	0,08
Total	100	100	100	100	100	100	100

Рис. 8. Результаты эксперимента по ассимиляции базальтовым расплавом пиритизированного углистого аргиллита, обр. 25 – аргиллит углистый с конкрециями пирита в мокулаевском базальте (эксперимент NG-32 при T = 1250°C, t = 5 часов): а) общий вид образца № 25 в третьем эксперименте в продольном разрезе тигля и его химический состав; б) увеличенный участок (красный квадрат) в продольном разрезе тигля химического анализа выпадения сульфидов в результате эксперимента (химический состав в табл. 3) и в) его контрастное изображение.

Таблица 3.

Химический состав образца №25 (точки 1–12 на рис. 8б)

	Содержание, мас. % оксидов, сульфиды мас. % элементов											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na	0	0,2	0,07	0,13	0,3	2,47	2,72	2,61	2,43	2,2	2,27	1,95
Mg	0	0,06	0,07	0	0,25	6,89	7,15	6,44	7,19	6,42	6,94	6,04

Al	0,16	0,05	0,17	0,86	0,66	15,03	14,63	14,95	14,58	14,6	15,27	13,22
Si	0,26	0,22	0,09	0,62	1,33	49,14	48,56	48,29	48,46	46,62	47,9	41,06
P	0,17	0,12	0,11	0,12	0	0,09	0	0,35	0,27	0,04	0,25	0,03
S	45,07	48,04	47,6	48,46	45,67	0,33	0,64	0,32	0,47	0,68	0,39	7,4
K	0	0	0	0,04	0	0,49	0,43	0,48	0,57	0,51	0,58	0,49
Ca	0,15	0,05	0,05	0,04	0,15	10,8	10,48	10,24	10,24	10,8	10,29	8,75
Ti	0	0,1	0,22	0	0	1,27	1,61	1,2	1,28	1,12	1,44	1,28
Cr	0	0,09	0,13	0,1	0,05	0	0,01	0,12	0	0	0	0,13
Mn	0,06	0,13	0,09	0	0,05	0,48	0,11	0,15	0,35	0,44	0,27	0,01
Fe	52,43	50,07	50,74	48,17	50,23	12,74	13,28	13,19	13,26	14,84	13,89	18,93
Ni	0,7	0,09	0,29	0,31	0,39	0,15	0,05	0,05	0,11	0,23	0,13	0,07
Cu	0,47	0,33	0,34	0	0,23	0	0	0,24	0	0,08	0	0,21
Sr	0	0,18	0	0,05	0,25	0	0,25	0,84	0,77	0,87	0,14	0,36
Ba	0	0,26	0	0,11	0,14	0	0	0,31	0	0,46	0,02	0
Всего:	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Так интрузии в Норильской металлогенической провинции внедрялись в приповерхностных условиях, являясь по сути субвулканическими и даже магматическими каналами для формировавшихся вулканитов. Интрузии, содержащие массивные сульфидные рудные тела, имеют форму ленты и размещены в осадочных породах нижнего девона до верхней перми: интрузия Норильск 1 локализована в тунгусской серии, состоящей из ритмично чередующихся угленосных терригенных осадков и угольных пластов мощностью 0,5–15,0 м, и в вышележащих вулканитах; Талнахская интрузия локализована в тунгусской серии и верхнедевонских доломитах, известняках и доломитовых мергелях каларганской свиты; Хараелахская интрузия в доломитах, ангидритах, мергелях мантуровской, в мергелях разведочинской и курейской свит нижнего девона. Рассматриваемый тип магматизма продуцирует достаточно «сухие» базальтовые магмы (H_2O<1 мас.%), которые «прожигают» земную кору, образуя лавовые поля и маломощные силлы и дайки, а также изливаются на поверхность. Эти три интрузии могли в больших масштабах замещать перечисленные слои осадочной толщи.

В пределах Талнахского рудного узла (ТРУ) рудоносные ветви Талнахской интрузии локализуются на двух стратиграфических уровнях: в терригенных отложениях тунгусской серии среднекаменноугольного-верхнепермского возраста и

в морских осадках нижнего-среднего девона. Рудоносные интрузии в пределах Норильского рудного узла локализуются в более широком диапазоне разреза вмещающих пород – от нижнего девона до низов туфолавовой толщи нижнетриасового возраста. А на других рудных узлах, выделенных в западном борту Тунгусской синеклизы (Имангдинский, Кулюмбинский), рудоносные интрузии залегают и среди отложений нижнего и верхнего силура.

Таким образом, выделяются три благоприятных этажа внедрения рудоносных интрузий: 1) нижний (эвапоритовые породы силура на глубине до 900 м); 2) средний (эвапоритовые породы девона на глубине до 900 м); 3) верхний (сульфидосодержащие породы тунгусской серии на глубине до 900 м).

В зависимости от окислительно-восстановительных условий, мерой которых является фугитивность кислорода fO_2 в базальтовых расплавах сера может находится в окисленной форме в виде сульфат иона SO_4^{-2} и восстановленной форме в виде сульфид - иона S^{-2}. Переход от восстановленной к окисленной формам происходит быстро при fO2 близком к NNO (Ni-NiO) +1 кислородном буфере (по П. Хьюго, 2005, 2009, 2010). Равновесные концентрации серы в базальтовом расплаве, необходимые для его насыщения сульфидами для условий, когда сера в расплаве задается в окисленной (ангидрит) и восстановленной формах (пирит, пирротин, марказит). Пирит при T=750°C разлагается на пирротин FeS и жидкую серу S (по Э. Налдретту, 1989). Выбор оптимальных исходных соотношений базальт– S–содержащий ксенолит оценивается исходя из максимальных концентраций серы в условиях сульфидного насыщения базальтового расплава -0,3 мас. % S, концентрация S-содержащего ксенолита в базальтовом расплаве – 10–15 мас.% (по П. Хьюго, 2005, 2010; Р. Масотте, 2015; Ж. Марциано, 2017).

Ион SO_4^{-2} в базальтовом расплаве взаимодействует с ионом Ca^{+2}. При насыщении базальтового расплава SO_4^{-2} ионом образуется расплав $CaSO_4$. Для сульфатного насыщения требуются высокие концентрации серы (до 2 мас. % S). Ион S^{-2} в базальтовом расплаве взаимодействует только с ионом Fe^{+2}. Для насыщения базальтового расплава сульфидом требуются низкие концентрации серы (S~0,2 мас. %). Учитывая различные концентрации насыщения базальтового расплава сульфатной и сульфидной серой можно ожидать, что при переходе из окислительных условий к восстановительным, при превращении $SO_4^{-2} – S^{-2}$ избыток, растворенной сульфатной серы будет выпадать в виде капель Fe-S расплава (по П. Хьюго, 2005, 2010). Для образования расплава сульфидов при взаимодействии базальтовых расплавов с ангидритом требуются высокие концентрации сульфатной серы (>2 мас.%), обеспечивающие при механизме контаминации насыщение, в изначально малом объёме магмы вокруг ксенолита, при превышении которого наблюдается ликвация, с выделением Fe-сульфидный расплава, а не во всём объёме интрузивной камеры. Таким образом, концентрация насыщения в базальтовом

расплаве (растворимость) определяется концентрацией насыщения серой, до 2 мас.% для ангидрита, 0,2–0,3 мас.% – для пирротина.

Возможно, дегазация серы могла бы увеличить ^{d34}S магмы, но вряд ли это будет механизмом генерации в рудоносных интрузиях исключительных значений ^{d34}S. Тем более, что большинство вулканических пород более дегазированных, чем интрузивные породы, в этом районе имеют значения ^{d34}S<5‰ [17, 18]. Это подтверждает гипотезу об усвоении сульфата вместе с сосуществованием магматического ангидрита с сульфидными минералами [16], имеющими аномально высокие значения ^{d34}S в Хараелахской интрузии. Следовательно, силикатный расплав до процесса ассимиляции должен быть насыщенным сульфидом до необходимого значения фугитивности, обусловленной интенсивностью контаминации в зоне подкоровой субдукции эвапоритовых отложений погружающихся плит.

На этапе становления восходящего магматического канала оливиновая кристаллизация явно снижается путем ассимиляции ангидрита. Но его кристаллизация замедляется не полностью. Это ингибирование кристаллизации оливина может быть связано с обогащением Ca в силикатном расплаве, аналогично тому, что наблюдается для усвоения карбонатных пород: введение Ca в расплаве дестабилизирует оливин и способствует кристаллизации обогащенных Ca-минералов, например, клинопироксен [14]. Геохимические характеристики оливина указывают на различия как в соотношении вклада астеносферного и литосферного источников в формировании изливающихся базальтовых магм, так и на разные типы и агенты метасоматической переработки мантийного субстрата, с которым взаимодействовали расплавы.

При взаимодействии базальтового расплава с углеродистыми отложениями должно происходить восстановление Fe-расплава до монометаллических агрегатов, что и наблюдается в Норильском районе, Гренландии, о. Диско. Интересно влияние углерода на Fe-S расплав. В системе Fe-S-C при температурной стабильности базальтового расплава наблюдается ликвация сульфидного расплава на металлический (FeC) и сульфидный (FeS) расплавы, сосуществующие с базальтовым. Этот механизм широко обсуждается в связи с проблемами ранней дифференциации Земли, образовании земного ядра при дифференциации «магматического океана», минералогии метеоритов (Wang, 1991; Raghavan, 1988; Leslie, 2011; Corgne, 2008; Rajdeep, 2013). Трудно оценить значение этого эффекта в природных процессах. Подобного рода соотношения в базальтовых породах не наблюдались. Однако учитывая различную феррофильность и халькофильность никеля и платиновых металлов, можно ожидать их сильное фракционирование при формировании магматических сульфидных месторождений, если при добавлении углерода будет происходить FeC-FeS ликвация. Признаком такого процесса может являться аномальные спектры распределения Ni и ЭПГ в рудах. Отсутствие признаков

жидкостной несмесимости в сульфидных рудах можно объяснить более поздней гомогенизацией FeC-FeS расплавов при кристаллизации сульфидного расплава.

Нельзя не учитывать роль углерода в механизме образования малосульфидных платинометальных руд в кровле интрузий норилького типа. Так над обнажением платинометального лейкогаббро (Pt=3,00 г/т, Pd=3,90 г/т, Ni= 0,06%, Cu= 0,05%) на по руч. Звонкому на Черногорской интрузии, то есть непосредственно в экзоконтакте в 2 м выше располагается мощный пласт графита, в исходном состоянии естественно угля. Опять же пирротин тоже присутствует (до 3%), но значимые концентрации меди никеля отсутствуют потому, что данная капля сульфида не передвигалась по камере, а смогла взять только то, что было вокруг неё путем диффузии. На Норильске 1 там, где пытались считать малосульфидные руды тоже повсеместно угольный пласт «Заметный» (между 2 и 3 пачкой ивакинской свиты). На Норильске 1 они везде присутствуют: от нижних лейкогаббро до призматически-зернистых и контактовых в кровле и даже в самом графите.

Из этого следует, что сидерофильная специализация, обуславливающая существенно платиновую, а не паладиевую минерализацию, регулируется ассимиляцией углеродистых отложений. В этом процессе образуется железо в расплавленном виде, которое также экстрагирует на себя определенные компоненты. Температура плавления химически чистого железа более 1500 градусов, но уже сталь 1300–1500, а чугун 1100–1300°С, то есть нормальные для базальтового расплава температуры. Очевидно, для норильской малосульфидных платинометальных руд главным механизмом является взаимодействие базальтового расплава с углеродом в условиях сухой магмы с образованием карбида железа, сорбирующего на себя Pt и Pd с последующим выгоранием матрицы в условиях высокой фугитивности кислорода в кровле интрузии и образованием несгораемого остатка в виде изоферроплатины и самородных Pt и Pd.

Дальнейшее развитие рудно-магматической системы обусловлено поведением металлов в системе «кристаллы-расплав-флюид». В зависимости от набора летучих и содержания воды в расплаве, металлы способны концентрироваться либо в кристаллах, либо в расплаве, либо во флюиде. Предполагается, что в данном ряду металлов медь имеет тенденцию к максимальной концентрации во флюиде. Золото при этом демонстрирует «амфотерные» свойства – в окислительной обстановке, переходит во флюид вместе с медью, а в восстановительной – накапливается в расплаве (Гусев, 2012).

По мере поступления магмы из глубины, размеры очага растут до тех пор, пока давление поднимающегося расплава не сравняется с литостатическим. После достижения критических размеров, магматическая камера становится транзитной для магм, поднимающихся из глубины и затем изливающихся через вулканический аппарат. Тем не менее, время от времени, даже самый активный магматический очаг

превращается в закрытую систему, когда режим кристаллизации обусловлен только физико-химическими условиями внутри этой системы. Стабильность системы обусловлена как внешними условиями – температурой, давлением, так и внутренними – составом расплава (содержание SiO_2) и содержанием в нем летучих (CO_2, HF, HCl, H_2O).

При стабильном понижении температуры прогрессирующая кристаллизация, приводит к росту давления флюида и обособления его в виде пузырьков, которые поначалу поднимаются в расплаве очень медленно, преодолевая сопротивление вязкой магмы и только в момент «вскипания» способны быстро покинуть расплав. Высвободившаяся в результате «вскипания» масса флюида устремляется к кровле магматического очага, где концентрируется в его выступающих частях или в удаленных на некоторое расстояние по вертикали штоках или дайках, которые выступают в качестве флюидных ловушек. В этот же момент, образуются весьма распространенные магматические фронтальные брекчии. Предполагается, что именно «вскипание» расплава обуславливает периодические пульсации в виде очередных этапов внедрения магмы. Вскипание расплава в магматическом очаге, создает избыточное давление на кровлю очага, способствуя открытию трещин во вмещающих породах, в которых флюидами формируется канал на поверхность, тем самым благоприятствуя многократному прохождению магам, и как следствие обуславливая рудообразование.

Зона Норильско-Хараелахского разлома северо-восточного простирания является основной магмоподводящей и рудоконтролирующей структурой, благоприятной для образования серии дифференцированных лав и рудоносных интрузий, в пределах Норильской провинции (рис. 10). В палеозойских отложениях платформенного чехла зона выражается кон- и постседиментационными флексурами (с амплитудой до 200 м), совпадающими с линейными зонами изменения фаций и мощностей отложений шириной 5–10 км, осложненными, в свою очередь, более поздними мезозойскими сбросами и взбросо-сдвигами с вертикальной амплитудой до 1000 м. к их трассам практически всех Известные месторождения и рудопроявления ассоциируются с трассами Норильско–Хараелахского и Имангдино–Летнинского глубинных разломов, что отражает их безусловные магмоподводящую и рудоконтролирующую роли. Поэтому они считаются главными разломами. Наличие флексуры в зоне главного разлома свидетельствует о его длительной геологической истории, возможной только в ситуации его глубинного заложения, и последующем контроле наиболее масштабных и глубинных, близких к мантии выплавок базальтовой и ультраосновной магмы.

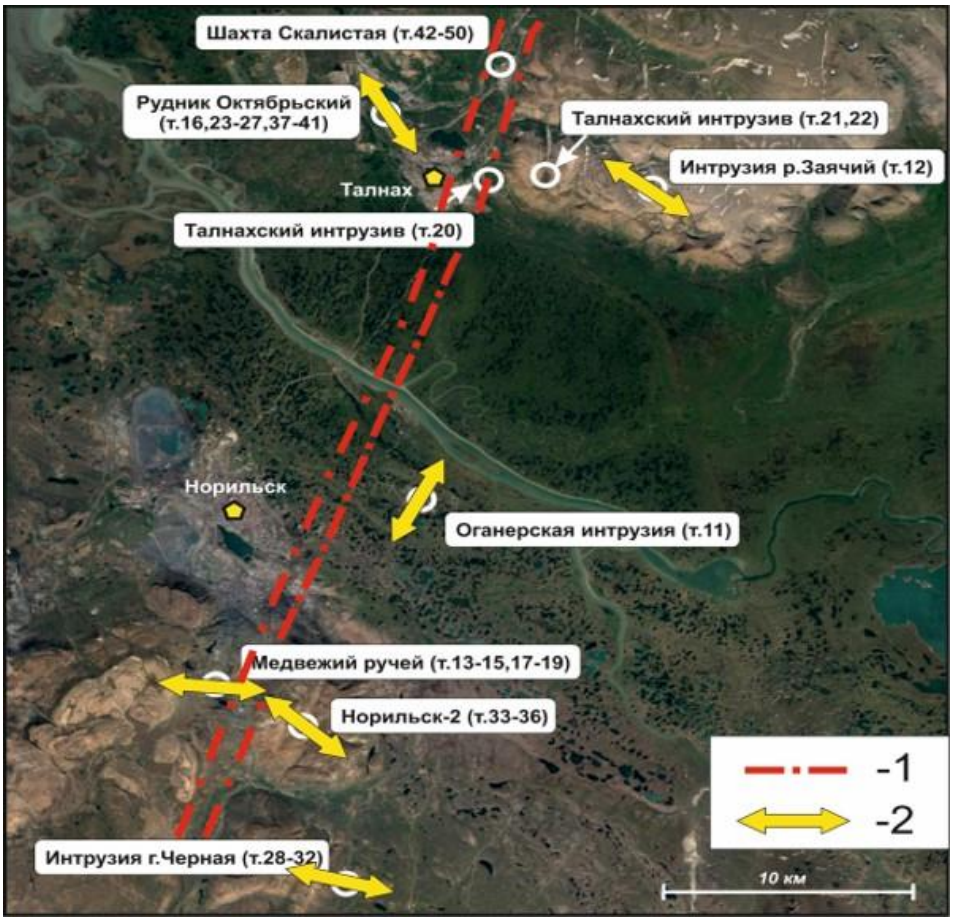


Рис. 10. Реконструкция направлений транспорта магматического расплава по данным анизотропии магнитной восприимчивости в интрузиях Норильского района. 1 – положение зоны Норильско-Хараелахского разлома; 2 – предполагаемые направления течения магмы.

Вдоль Норильско-Хараелахского разлома Талнахский интрузив при его ширине 0,8–2,0 км прослежен на 15 км. Хараелахская ветвь Хараелахского интрузива отходит от Норильско-Хараелахского разлома не более чем на 7 км, а интрузии Норильского рудного узла не более чем на 10 км. Очевидно, что все известные промышленные месторождения, находятся в зоне влияния этого разлома. Характерной особенностью разлома, помимо главного шва, является наличие на участке Талнахского месторождения мощных оперяющих зон (система Западного сброса), формирующих приразломный грабен (рис. 11). Аналогично, в пределах Норильского рудного узла зона Норильско-Хараелахского разлома характеризуется выраженной тектонопарой, образующей Ергалахский грабен. Здесь наиболее проницаемые зоны, по которым могло происходить движение магматического

расплава при формировании Талнахского, Хараелахского и Норильского рудоносных массивов. Второстепенные разломы, их морфология и взаимоотношения, которых с главным разломом не всегда однозначны, тоже являются благоприятным фактором, собственно магмоподводящими, контролирующими многочисленные, разноориентированные дайки ареального типа магматизма, так как сколы главных разломов, как правило не локализуют интрузивные породы и руды.

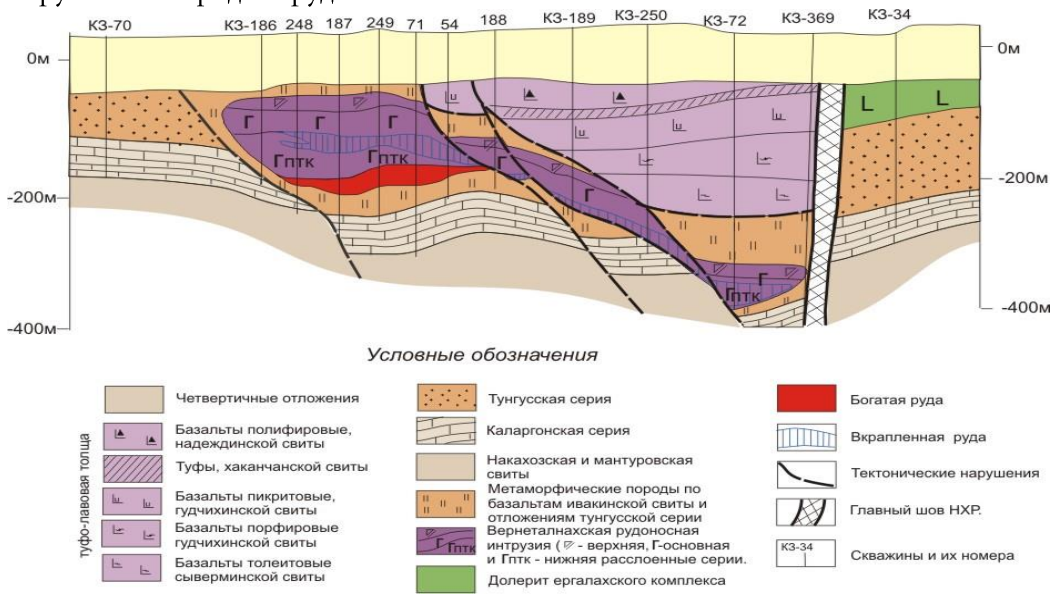


Рис. 11. Поперечный к Норильско–Хараелахскому разлому разрез Юго–западной ветви Талнахского месторождения.

Зоны глубинных разломов являются путями движения магматических расплавов, посредством которых в итоге формируются рудоносные интрузивы. Пликативные структуры контролируют пространственное размещение рудоносных интрузивов. Все известные к настоящему времени месторождения и проявления сульфидных медно-никелевых руд приурочены к краевым зонам сопряжения синклинальных и антиклинальных структур.

Норильский, Вологочанский и Талнахский рудные узлы расположены на участке сопряжения центриклиналей вулкано-плутонических мульд с Пясинским куполовидным поднятием, которое разделяет Норильскую и Хараелахскую впадины. Данное поднятие пересекается зоной главного Норильско-Хараелахского разлома, контролирующего Талнахский и Норильский рудные узлы, и другими главными разломами (Фокинско–Тангаралахским, Далдыканским), контролирующими другие рудоносные интрузии с непромышленными месторождениями и рудопроявлениями. Аналогичные куполовидные поднятия расположены на юге

Норильской мульды (Фокинско–Убойнинское), между Хараелахской и Ламско–Хантайской впадинами (Микчангдинское), между Ламско–Хантайской и Курейско–Горбиачинской (Каланское), между Хараелахской и Больше–Авамской впадинами (Кыстактахское), между Больше–Авамской и Дельканской впадинами (Право–Боярское). Таким образом, борт куполовидного поднятия имеет значение не только для известных хорошо изученных рудных узлов, но и для слабоопоискованных структур. Ось сопряженной антиклинали (в случае Норильска и Талнаха) имеет поперечную ориентировку относительно оси той и другой мульды. Этот факт является важной деталью в особенностях структурного плана крупных месторождений. При сопоставлении структурно-тектонических особенностей строения рудных узлов, включающих промышленные месторождения со строением других рудных узлов, например, с Имангдинским и Вологочанским, обнаруживается главное отличие, которое заключается в сопряжении бортов мульд, с крыльями поднятий, оси которых ориентированы параллельно осям мульд. В региональном плане важное значение имеет не только наличие мульд и антиклиналей, но и ориентировка поднятия относительно осей мульд. Тем не менее, наличие малых (Черногорское) и непромышленных месторождений (Имангдинское, Курейское) и многочисленных рудопроявлений (Макусское, Кулюмбинское, Джалтульское), объясняют их приуроченность к бортам "высоких" поднятий и антиклиналей.

Базисным критерием обнаружения сульфидного оруденения является присутствие интрузий габбродолеритов нормального ряда (катангский тип). Более того, обширные лавовые поля, ассоциирующие с интрузиями базит-гипербазитового ряда, являются также основным поисковым критерием для интрузий норильского типа.

Рудные узлы приурочены к магмоактивным зонам и представляют пространственно связанную систему дифференцированных интрузий (в нашем случае это норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов). Интрузивные тела, представляют собой субпластовые, сложнопостроенные тела, имеющие контрастные вертикальную и латеральную зональность, в которых дифференцированные до троктолитовых габбродолериты с сульфидами (нижнеталнахский тип). Они отражают благоприятные структурные условия, в которых даже изначально безрудная магма дает дифференцированные интрузивы с убогим сульфидным оруденением и очень редко богатыми рудами (скв. НП-39) не содержащими металлы платиновой группы.

Интрузии с лейкогаббро (круглогорский тип) в Норильском районе в виде силлов развиты на больших площадях. К круглогорскому типу (согласно Геологической легенде …, 1993) относятся не только интрузии с линзами лейкогаббро, но и вообще все маломощные интрузии без пикритовых габбродолеритов, но с пирит–халькопирит–пирротиновой вкрапленностью и

относительно мощными роговиками в экзоконтакте. Тем не менее, все рудоносные интрузивы норильско–талнахского типа на флангах выклиниваются в маломощные интрузии с собственно лейкогаббро. Линзы лейкогаббро норильского типа не характерны для интрузий нижнеталнахского типа, а также других типов и комплексов, кроме зубовского. В связи с чем, если силловидные интрузивы в обнажениях или скважинах не могут быть непосредственно привязаны к известным рудоносным интрузиям, то они являются апофизами пока неизвестного рудоносного интрузива. В редких случаях это может быть интрузив зубовского типа или самостоятельный малый интрузив норильского комплекса, не развитый в полноценный рудоносный интрузив.

Субпластовые, сложнопостроенные тела, имеющие контрастные вертикальную и латеральную зональность, дифференцированные до пикритовых габбродолеритов с сульфидами (зубовский, тип) являются на порядок более значимыми и редкими (по сравнению с круглогорским). По нашему мнению, зубовский тип – это не рудопроявления, а сложившиеся исторически забалансовые месторождения медно–никелевых руд. По петрохимическим характеристикам и типу строения зубовский тип не отличим от норильского типа, так как тоже дифференцирован до пикритовых, троктолитовых габбродолеритов с сульфидной вкрапленностью и габбродиоритов. В многочисленных скважинах, вскрывших центральные и фланговые разрезы интрузий норильско–талнахского типа за зоной распространения богатых руд, также распространены бедные вкрапленные руды. Дело в том, что все запасы Норильского рудного узла составляют всего 5 % от запасов Талнахского рудного узла, при этом интрузия Норильск 1 – это крупное месторождение медно–никелевых и уникальное месторождение платинометальных руд.

В пределах рудных узлов локализованы интрузии базит-гипербазитового ряда различной степени дифференциации. Потенциальная площадь присутствия рудного узла определяется по внешнему контуру распространения серии расслоенных интрузий, таких как норильский комплекс. Обычно по периферии рудных узлов широко развиты интрузии нижнеталнахского и круглогорского типа, а также их апофизы, образующие фон рудного узла для интрузий норильско–талнахского типа.

Базальты путоранского горизонта (мокулаевская свита) являются прямыми комагматами промышленных рудоносных интрузий Норильского района. На диаграмме, демонтирующей составы пород интрузий норильского и нижнеталнахского типов, наложенные на поля Gd/Yb-La/Sm составов вулканические породы от ивакинской до мокулаевской свиты (рис. 12). Однако, авторы этой диаграммы, почему-то сопоставили рудоносные интрузии с надеждинско–моронговским временем.

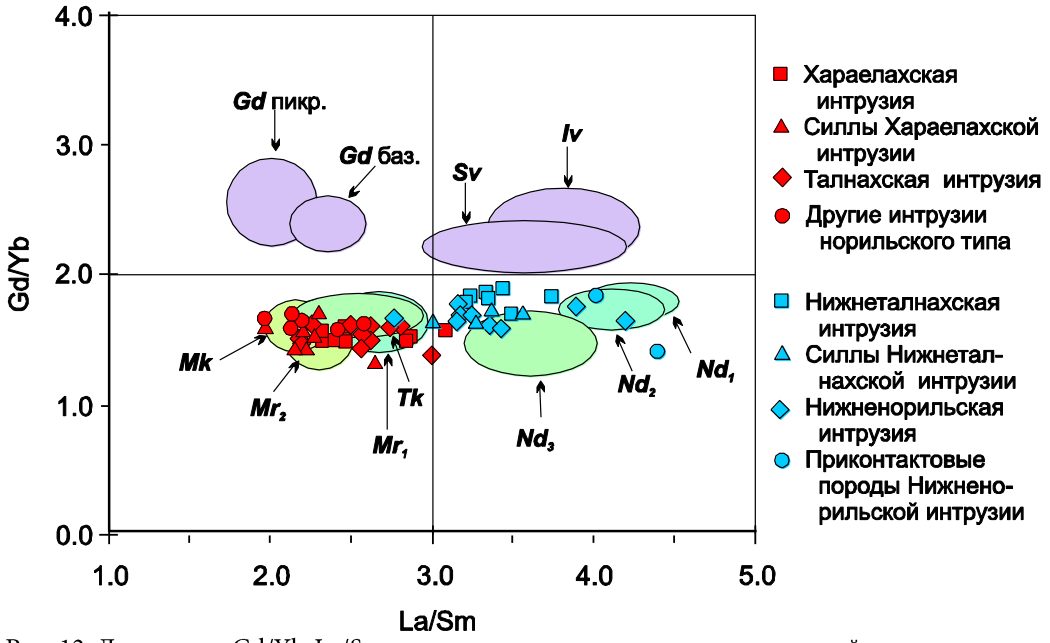


Рис. 12. Диаграмма Gd/Yb-La/Sm, показывающая составы пород интрузий норильского и нижнеталнахского типов, наложенные на поля составов вулканических пород от ивакинской до мокулаевской свиты (по Naldrett et al., 1995, 2003).

Пикритовые базальты гудчихинской свиты долгое время сопоставлялись с пикритовыми габбродолеритами рудоносных интрузий (Годлевский, 1959). Считалось, что ареал распространения пикритовых базальтов гудчихинской свиты совпадает с контуром Норильского района (Поисковые критерии…, 1978). Однако пикритовые базальты гудчихинской свиты и интрузии Норильск-1 и Норильск-II имеют секущие взаимоотношения. Окончательным решением вопроса о комагматичности стали исследования оливинов рудоносных интрузий и пикритовых базальтов гудчихинской свиты, которые показали их резкое различие [7]. В настоящее время пикритовые базальты гудчихинской свиты сопоставляются с пикритовыми габбродолеритами фокинского комплекса, которые не несут сульфидной вкрапленности. Тем не менее, присутствие значительных объемов высокомагнезиальных базальтов в норильском районе и их выклинивание за его пределами, определяющих высокую петрохимическую контрастность разреза базальтов в предрудный этап, не случайно. Это, наряду с существенно лавовым типом разреза базальтов и их наибольшей мощностью в Норильском районе, определяет большую глубинность мантийных выплавок, характерную для центра Сибирской трапповой провинции. Приуроченность уникальных по рудоносности интрузий норильского типа к центру трапповой провинции, оконтуренному по

границе распространения пикритовых базальтов гудчихинской свиты, представляется вполне логичной и традиционной.

Дифференцированные рудоносные интрузивы норильского типа отличаются от прочих недифференцированных базитовых интрузий мощными экзоконтактовыми изменениями. Метаморфизм экзоконтактов выражен в образовании мощных роговиков (10–45 м), характерных для тыловой, центральной и половины фронтальной фаций и мощных (15–100 м) магнезиальных и известковых скарнов и метасоматитов во фронтальной части рудоносных интрузий. Причем, экзоконтактовый метаморфизм безрудных недифференцированных базитовых интрузий даже большой мощности обычно 1–5 м осветленных пород. Это связано с очень малой флюидной составляющей базальтовых расплавов, в сумме не более 1 %. А в случае слепого интрузива экзоконтактовые изменения определяет конечный объем расплава с низким содержанием флюидов и ограниченной теплоотдачей. При открытой, долгоживущей камере через неё проходят сотни объёмов относительно современного объёма интрузива, что приводит к длительному и сильному прогреву вмещающих пород на значительную мощность с образованием полевошпатово–пироксеновых роговиков в тыловой части интрузива, где дегазация магмы ещё не началась. Мощные скарны образуются во фронтальной части интрузива, где отчётливо наблюдаются признаки дегазации базальтовой магмы в следствии падения давления в ней вблизи выводящих каналов. В открытых субвулканических камерах (при одинаковых исходных количествах флюида не более 1%) наблюдаются в сотни раз более мощные контактовые изменения так как через эти вмещающие породы прошли сотни объемов современного дифференцированного интрузива. Это объясняется моделью динамической дифференциации и кристаллизации [9]. При такой схеме образования дифференцированных интрузивов нет смысла предполагать существование уникальной флюидонасыщенной магмы, образующей слепой интрузив, так как возможное количество флюида в открытой системе во много раз больше. Таким образом, ороговикование мощностью более 10 м и скарнирование мощностью более 5 м являются признаками однозначно отличающими дифференцированные «открытые» интрузии от недиффренцированных «слепых». Именно этим обусловлено выделение Г.Д. Масловым «рогов и ушей» дифференцированных интрузий (Маслов, 1964), а Е.Н. Сухановой прикорневых, центральных, фронтальных зон (Суханова, 1971) талнахских интрузий, где фронтальную зону она считала собственно месторождением. Аналогичная зональность для рудно–магматической системы предполагается и нами, что позволяет подвергнуть ревизии множество ранее выделенных предшественниками объектов, на которых до открытия месторождения оставалось совсем немного поисковых усилий. Из этого следует, что при поисковых работах требуется учитывать многочисленные факторы формирования руд. Ключом

к разработке поисковых комплексов может быть фациальный анализ интрузивных и эффузивных траппов, выясняющий их условия образования.

Тыловая фация (прикорневая зона по Е.Н. Сухановой, 1971) дифференцированных интрузий тяготеет к наиболее глубоким, центральным областям мульд (см. рис. 6). Она сложена обычными пластовыми телами оливиновых и оливин-содержащих габбродолеритов, иногда с наличием такситоподобных пород с убогой пирит-пирротиновой вкрапленностью в центральной части разреза, которая постепенно по восстанию интрузии становится халькопирит-пирротиновой. Подобные пластовые тела образуют апофизы на флангах полнодифференцированных интрузивов, неотличимые от интрузий круглогорского типа, образующих самостоятельные тела. Этот факт является одной из важнейших проблем поисковых работ. Таким образом, отнесение интрузий афировых габбродолеритов с пирит–пирротиновой вкрапленностью и относительно мощными роговиками к тыловой фации, вскрытых в ряде обнажений и несколькими единичными скважинами даст во многих случаях однозначный ответ на перспективы участка. Причём, аналогичные интрузии на флангах центральной фации должны быть с гломеропорфировой вкрапленностью, а на флангах фронтальной с крупногломеропорфировой и линзами лейкогаббро.

Для центральной фации дифференцированных интрузий, расположенной между тыловой и фронтальной фациями, характерно наличие всех дифференциатов и кондиционных вкрапленных руд. Но в ней всегда отсутствуют линзы и пласты сплошных сульфидных Cu-Ni руд. В вертикальных разрезах центральной зоны присутствуют: верхние и нижние контактовые габбродолериты, такситовые, троктолитовые, пикритовые габбродолериты с кондиционными вкрапленными рудами, безрудные оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты в центральной части разреза, габбродиориты, лейкогаббро, такситовидные призматическизернистые габбродолериты в верхней части интрузива. Сульфидная вкрапленность в пикритовых и такситовых габбродолеритах относительно густая, каплевидная и пылевидная, халькопирит-пирротиновая. Концентрация халькопирита во вкрапленниках в прифронтальной части центральной зоны возрастает до 50 % и более. Подобное строение вертикального разреза наблюдается также в апофизах на флангах полнодифференцированных интрузивов. При этом они на этих участках неотличимы от интрузий зубовского типа, образующих самостоятельные тела.

Фронтальная фация дифференцированных интрузий выделяется в бортах мульд, но в большинстве известных рудоносных интрузий Норильской провинции полностью эродирована. Интрузии Талнахского рудного узла, особенно Хараелахская, эродирована весьма слабо, что выгодно отличает ее большим количеством богатых и особенно верхних медистых Cu-Ni руд. В разрезах

фронтальной зоны полнодифференцированных интрузий встречаются все дифференциаты, характерные для тыловой и центральной зон. Важным отличием является появление здесь сплошных сульфидных Cu-Ni руд, образующих жилы, линзы и пласты, которые в свою очередь также имеют зональность. Кроме того, при внедрении сульфидного расплава в породы нижнего экзоконтакта и смешивании его с роговиками, образуются медистые руды, имеющие пластовую морфологию рудных тел. При внедрении сульфидного расплава в породы верхнего экзоконтакта образовались верхние медистые руды, представленные сплошными, брекчиевидными и густовкрапленными рудами, сопровождающиеся ореолами более бедных вкрапленных руд. Однако эти высокоценные Cu-Ni руды характерны только для наименее эродированной Хараелахской интрузии в поле рудника Октябрьский. От тыла к фронту полнодифференцированных интрузий наблюдается повышение степени дифференциации и рудоносности, хотя есть пережимы, безинтрузивные окна и слабооруденелые участки. В поперечном сечении полнодифференцированных интрузий также отмечается зональность. Осевая зона фронтальной фации характеризуется наибольшей мощностью интрузивного тела, хонолитообразной морфологией в плане, желобовидным сечением и очень высокой рудоносностью, в связи с чем в Норильском районе она является синонимом термина «сульфидное Cu-Ni с МПГ месторождение».

На флангах мощность интрузивного тела уменьшается, оно часто расщепляется на силловидные апофизы. На флангах из разреза исчезают габбродиориты и пикритовые габбродолериты, такситовые габбродолериты становятся такситовидными и далее увеличивается доля контактовых габбродолеритов вплоть до полного исчезновения признаков дифференциации. Такие апофизы неотличимы от габбродолеритов оганерского комплекса. На флангах центральной фации оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты должны быть с гломеропорфировой вкрапленностью. На флангах фронтальной фации с крупногломеропорфировой и линзами лейкогаббро, а при приближении к осевой зоне в таких интрузиях появляются такситоподобные габбродолериты с сульфидной вкрапленностью. Таким образом, определение зональности на флангах фронтальной фации в полнодифференцированных интрузивах является главной задачей поисковых работ, так как именно эти части интрузий норильского типа позволят обнаружить достаточно компактную осевую зону с наивысшей степенью рудоносности.

Фация выводящих каналов – условия вывода магмы, прошедшей субвулканическую камеру, на дневную поверхность, приводящие к образованию даек, штоков и силлоподобных тел, с петрохимическим составом, отвечающем магме, лишенной в той или иной мере своей газообразной, твердой и ликвированной жидкой фазы, в контактовых разновидностях раскристаллизованных до группы

порфировых структур. При картировании отмечалось множество даек, имеющих гломеропорфировую и порфировую структуру, особенно четко проявленную в контактовых разновидностях. Однако при картировании их разделение с афировыми никогда не производилось и никогда не предполагалось, что они могут быть выводящими каналами полнодифференцированных интрузивов. Традиционно эти дайки относились к оганерскому или далдыканскому комплексу, так как их подавляющее большинство имело примитивный толеитовый состав. Дайковые тела, встреченные в скважинах, как правило, не фиксировались даже на разрезах, так как предполагалось, что рудоносные дифференцированные интрузии норильского типа – это слепые тела.

Начиная с работ Г.Д. Маслова (1964) появился интерес «к рогам и ушам» дифференцированных интрузий, поначалу как к апофизам, но уже в 1971 году они впервые были определены как выводящие каналы субвулкана Норильск-1 (Иванов, 1971). Необходимо отметить, что непосредственно вблизи от дифференцированного интрузива, даже в крутопадающих дайковидных телах отмечаются признаки дифференциации, вплоть до появления пикритовых разновидностей в центральных частях даек с убогой каплевидной халькопиритовой вкрапленностью. Примерами таких выводящих каналов является дайка в правом борту р. Имангда в пределах Имангдинского рудного узла, интрузия пикритовых габбродолеритов в туклонской свите по скв. МД-57, множество пойкилоофитовых интрузий в МД-48 в пределах Микчангдинского рудного узла, дайковидные тела, описанные М.К. Ивановым в интрузии Норильск-1. В пределах Талнахского рудного узла такие каналы отмечались в скв. СД-24, где в гудчихинской свите зафиксированы три пойкилоофитовые дайки, падающие на север, причем в центральном, наиболее мощном теле отмечались пикритовые габбродолериты с каплевидной халькопиритовой вкрапленностью. Подобные дайки, а в лучшем случае рои даек, должны интерпретироваться как выводящие каналы близко расположенной субвулканической камеры. Такие дайки и крутосекущие тела в большинстве своем должны отмечаться в окончании фронтальной части рудоносных интрузивов, где должны наблюдаться как минимум рои даек, однако большинство интрузий Норильского района сильно эродированы и прежде всего во фронтальной части.

Хараелахский интрузив, который в районе рудника Октябрьский имеет очень сложное строение верхнего эндоконтакта, является исключением. Верхний эндоконтакт, по данным детальной разведки, многократно расщеплен, зоны гранатовых скарнов мощностью более 100 м по брекчированным породам мантуровской свиты, насыщены многочисленными мелкими телами самых разнообразных долеритов и габбродолеритов. Более мощные из них дифференцированы до пикритовых и такситовых габбродолеритов с вкрапленным оруденением, причем их контактовые разновидности также сильно скарнированы. В

породах верхнего экзоконтакта в поле рудника Октябрьский развиты высокоценные верхние медистые руды, поэтому при эксплуатационной разведке эти многочисленные дайки документируются как метасоматиты в медистых рудах из-за различных кондиций для вкрапленных и медистых руд.

Кроме того, относительно крутопадающие силлы играют роль выводящего канала для крупных дифференцированных интрузий. В этом случае идеально подходят силлы лейкогаббро (круглогорский тип) в районе: горы Круглая для Черногорской интрузии; ручьев Угольный–Листвянка для Талнахской интрузии; силлы лейкогаббро по юго-западному фасу Хараелахской интрузии. Подобные образования характерны скорее всего для ранней, самой первой стадии становления крупного рудоносного интрузива, поэтому для них очень характерна крупногломеропорфировая структура с пойкилоофитовой структурой основной массы не только в контактовых разновидностях, но даже и в центральной части между горизонтами лейкогаббро и такситоподобными габбродолеритами, несущими бедное вкрапленное оруденение. Наличие пойкилоофитовой структуры и отсутствие пикритовых разновидностей говорит о низких температурах становления, то есть о стадии до заложения осевой зоны, формирования желоба и разогрева магмы в нем, необходимого для снижения вязкости расплава и образования пикритового горизонта. Эталонирование фации выводящих каналов с наработкой комплекса признаков, позволяющих отличать породы этой фации на изученных рудоносных интрузиях ТРУ и НРУ позволит в процессе прогноза выделять эту фацию и на слабоизученных объектах.

В связи с рудоносными трапповыми интрузиями выделяются две подгруппы экзоконтактовых изменений: 1) ороговикование верхнего экзоконтакта более 25 м и нижнего экзоконтакта более 10 и 2) скарнирование верхнего экзоконтакта более 25 м и нижнего экзоконтакта более 5 м. В обоих подгруппах выделяется огромное количество породных разновидностей в зависимости от исходного состава пород и степени метаморфизма. Но целесообразно различать сильное, длительное термическое воздействие на вмещающие породы без участия флюидов, то есть образование роговиков, характерное для тыловой и центральной фации интрузива и сильное, длительное термическое воздействие на вмещающие породы с участием флюидов, – образование скарнов, характерное для фронтальной фации интрузива.

Таким образом, мантия является непосредственным эволюционным источником металлогении, определяющим её спецификацию. Погружающиеся в мантию карбонатные породы – это триггер вскипания магмы за счёт добавления газово-жидких составляющих и её инъецирования в верхние слои литосферы по ослабленным зонам. Формирование руд в Норильской провинции было сложным, многоэтапным процессом, несомненно связанным с эволюцией атомного вещества в

центральных частях планеты задолго до инъекций магм в пермь-триасовое время. А их открытие обусловлено региональным поднятием.

Литература

1. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И. Металлогения платиноидов крупных регионов России / М.: ОАО «Геоинформмарк», – 2001. – 302 с.

2. Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России / С.Пб.: Наука, – 2000. – 755 с.

3. Захарова Е.М. О возможных причинах закономерных парагенезисов при рудообразовании // Вестник МГУ, серия геологическая, – 1971. – N2. – С. 49–56.

4. Кривицкий В.А. Парадоксы трансмутации и развитие Земли. Неочевидные доказательства. М.: Изд-во «Академика», – 2016. – 239 с.

5. Кривицкий В.А., Старостин В.И. Концепция кластерной эволюционной минерагении и формирование кимберлитовых месторождений // Смирновский сборник-2017, Москва: МАКС Пресс, – 2017. – С. 130-163.

6. Кривицкий В.А. Ядерная диссоциация химических элементов в геохимической истории развития Земли // Геоинформатика. – 2003. – №1. – С. 42-50.

7. Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. Товарищество научных изданий КМК, Москва, – 2013. – 313 с.

8. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо–запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, – 1991. – № 11. – С. 19–27.

9. Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, – 2016. – 226 с.

10. Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Фролов С.М. Гипербазиты КМА. – Воронеж: Изд-во Воронеж.ун-та, – 1981. – 252 с.

11. Чернышов Н.М., Додин Д.А. Формационно-генетическая типизация месторождений металлов платиновой группы для целей прогноза и металлогенического анализа // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, №1. – С. 65-70.

12. Чернышов Н.М. Платиноносные формации Курско-Воронежского региона (Центральная Россия). – Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, – 2004. – 448 с.

13. Чернышов Н.М. Формационно-генетическая типизация платинометалльного оруденения и перспективы наращивания минерально-сырьевого потенциала платиновых металлов России // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. – 1996. – Вып. 2. – С. 75–85.

14. Iacono-Marziano, G., Gaillard, F., Pichavant, M.Limestone assimilation by basaltic magmas: an experimental re-assessment and application to Italian volcanoes. Contrib. Mineral. Petrol., – 2008. – N155, – 719–738 pp.

15. Kerrich R, Goldfarb R.J, Richards J.P. Metallogenic Provinces in an Evolving Geodynamic Framework // Economic Geology 100th Anniversary Volume, – 2005. – 1097–1136 pp.

16. 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. Geochim. Cosmochim. Acta, – 2010. – N74, – 634–644 pp.

17. Ripley, E.M., Li, C.S. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu–Ni–(PGE) deposits. Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol., – 2003. – N98, – 635–641 pp.

18. 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. Geochim. Cosmochim. Acta, – 2003. – N67, – 2805–2817 pp.

Принимая дифференцированные интрузии как открытые долгоживущие, промежуточные камеры, через которые проходили большие объемы магмы, а не слепые тела, предлагается укрупнённая математическая модель формирования руд, с ними связанных. Дифференциация объясняется тем, что скорость движения магмы в камере падает на 5-6 порядков и становится сопоставимой со скоростью осаждения капель ликвированных сульфидов и более тяжелой силикатной жидкости, автолитов и ксенолитов, сростков и кристаллов оливина и пр.

При решении обратной задачи в рамках предложенной модели возможен локальный и региональный прогноз Cu -Ni руд на принципиально новой основе.

Появление в последнее время большого количества фактического материала по Cu -Ni рудам и траппам Сибирской платформы позволяет вновь вернуться к определению рудоносных интрузий как сложнопостроенных субвулканов /Иванов, 1971/, представлениям о гравитационно – кинетической дифференциации /Полканов, 1953/, о многократном поступлении магмы в камеру и переотложении руд /Роговер, 1959/, о преимущественно внутрикамерной ликвации сульфидов /Котульский, 1947/, о цикличности магматизма /Годлевский, 1959/ и предложить как синтез этих гипотез модель динамической дифференциации (МДД) интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы.

Суть МДД состоит в следующем:

1. Камера, локализующая дифференцированную интрузию, является промежуточным очагом, который имеет подводящий и выводящий каналы, т. е. представляет собой субвулкан.

2. Магма, проходящая через камеру, сбрасывает в ней часть твердой фазы и ликвированной сульфидной жидкости (при их наличии в расплаве).

3. Расплав в камеру поступает многократно.

МДД выражается системой уравнений, поясненной на рис.3.5. Объемный расход магмы (Q), движущейся с некоторой скоростью (υм) в каналах и камерах (рис. 3.5) с некоторой площадью поперечного сечения (S), имеет вид:

$$Q=S*\upsilon_м . \qquad (3.1)$$

В связи с постоянством объемного расхода магмы в любом сечении канала или камеры зависимость скорости движения магмы от поперечного сечения канала или камеры имеет вид:

$$S_п * \vec{\upsilon}_{мп} = S_к * \vec{\upsilon}_{мк} = S_в * \vec{\upsilon}_{мв} , \quad (3.2)$$

где Sп, Sк, Sв – площади поперечного сечения соответственно подводящего канала, камеры и выводящего канала; υмп, υмк, υмв – скорости движения магмы соответственно в подводящем канале, камере и выводящем канале.

Скорость падения (подъема) некоторого обособления (υо) в магме под действием силы тяжести выражается формулой Стокса:

$$\upsilon_о = \frac{2 * R2 * g * (\rho_о - \rho_м)}{9 * \eta} , \quad (3.3)$$

где R – радиус обособления; g – ускорение свободного падения; $\rho_о$ – плотность некоторого обособления; $\rho_м$ – плотность магмы; η - коэффициент вязкости.

Сила действия движущейся магмы (Fм) на некоторое обособление (автолит или ксенолит, капля ликвированной сульфидной или силикатной жидкости, гломеропорфировый сросток, кристалл и т. п.), также определяется по формуле Стокса:

$$\vec{F}_м = 6 * \pi * \eta * R * \upsilon_м . \quad (3.4)$$

Величина силы тяжести ($\vec{F}_т$), действующая на некоторое обособление с объемом (Vo), погруженное в жидкость, как известно, находится по формуле:

$$\vec{F}_т = V_о * g * (\rho_о - \rho_м) \quad (3.5)$$

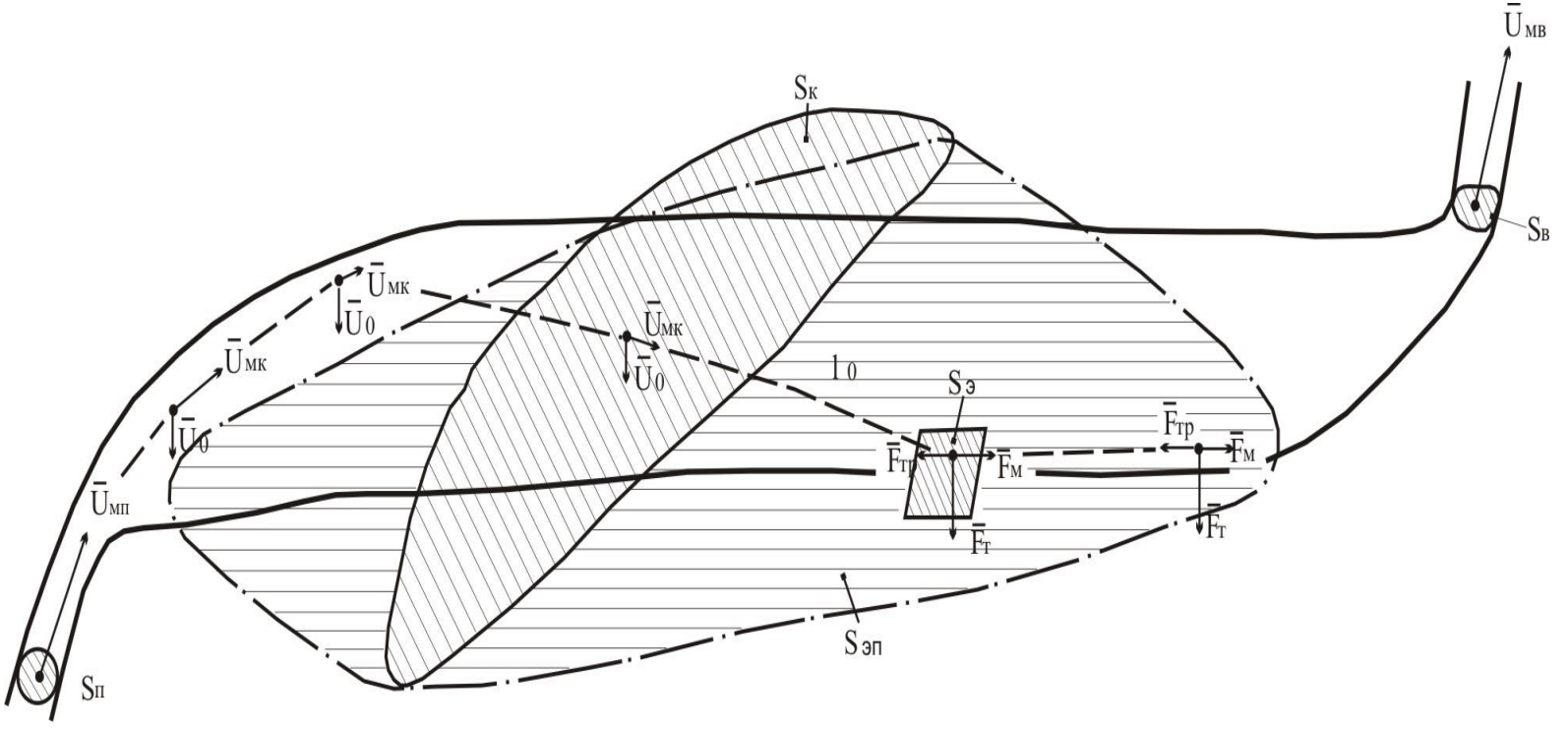


Рис.3.5 **Принципиальная схема динамической дифференциации интрузивных траппов**

Условием осаждения некоторого обособления на границу магма – осадок в камере – отстойнике, исходя из формул (4) и (5), будет векторное неравенство:

$$|\vec{F}_т| > |\vec{F}_м|, \quad (3.6)$$

где $\vec{F}_м$ и $\vec{F}_т$ положительные по знаку, если направлены к площадке осаждения в подошве камеры, отрицательные – если к кровле.

Условием покоя некоторого обособления в камере – отстойнике будет векторное неравенство:

$$|\vec{F}_{тр}| > |\vec{F}_м|, \quad (3.7)$$

$\vec{F}_{тр}$ – сила трения некоторого обособления о границу раздела магма – осадок.

Масса некоторых однородных обособлений (Мо), осаждаемых из единицы объема их несущей магмы, на некоторой элементарной площадке в камере, выражается уравнением:

$$Мо=(tc*\upsilon_{ом} - lo)*N*Vo*\rho_o , \quad (3.8)$$

где tc – время прохождения некоторым единичным объемом магмы расстояния от подводящего канала до площадки осаждения в камере; $\upsilon_{ом}$ – скорость движения обособления к элементарной площадке осаждения в камере; lo – длина пути некоторого обособления от подводящего канала до площадки осаждения; N – количество данных обособлений, выпадающих из единицы объема магмы на площадку осаждения.

Скорость движения некоторого обособления к площадке осаждения в камере выражается формулой:

$$\upsilon_{ом}=\vec{\upsilon}_o + \vec{\upsilon}_{мк} \quad (3.9)$$

Масса обособлений, осажденных на элементарной площадке осаждения из некоторого пульса магмы (Моп), определяется уравнением:

$$Моп=Мо*tп*Qп , \quad (3.10)$$

tп - время излияния магмы одного пульса; Qп – объемный расход магмы в этом пульсе.

Мощность слоя (Ноп) некоторых обособлений (при условии их слияния), осажденных из одного пульса, на элементарной площадке осаждения, имеет вид:

$$Ноп = \frac{Моп,}{Sэ*\rho_o} \quad (3.11)$$

где Sэ – площадь элементарной площадки осаждения.

Суммарная масса обособлений, осажденных из одного пульса, (Мопс) на соответствующую ему площадь осаждения (Sэп), записывается в виде:

$$Мопс = \sum_{i=1}^{i=Sэп} Мопi \, . \qquad (3.12)$$

Полная масса обособлений (М), осажденных за время существования условий прохождения расплава через камеру, имеет вид:

$$М = \sum_{j=1}^{j=n} Мопсj \, , \qquad (3.13)$$

n – число пульсов магмы, проходящих через камеру.

Для регионального прогноза полная масса обособлений определяется:

$$М=Vм*(Мн – Мп), \qquad (3.14)$$

где Vм – полный объем магмы, прошедший через данную камеру; Мн – масса потенциальных обособлений в единице объема магмы, не проходившей через камеру; Мп - масса обособлений в единице объема магмы, проходившей через камеру.

Механизм поглощения микроэлементов (Cu, Ni, Co и др.) сульфидной фазой из силикатного расплава при движении в камере сульфидного обособления выражается уравнением:

$$Мм = \frac{D*\Delta C *Sвл*tк}{\Delta l} \, , \qquad (3.15)$$

Мм – масса данного микроэлемента, перешедшего из силикатного расплава в сульфидный; D – кооффициент диффузии данного микроэлемента в силикатном расплаве; ΔС – разность содержаний плотностей между границей сульфидный – силикатный расплав и областью равномерного распределения микроэлементов в силикатной магме, расстояние между которыми по направлению наибольшего изменения содержаний микроэлементов равно Δl:

$$\Delta l = \upsilon_{ср} * t_к , \quad (3.16)$$

$\upsilon_{ср}$ – средняя скорость движения атомов микроэлементов в силикатной магме; $t_к$ – время контакта некоторого малого объема магмы с сульфидной каплей:

$$t_к = \frac{D_к}{\upsilon_{вл}}, \quad (3.17)$$

где $D_к$ – диаметр сульфидной капли (обособления); $\upsilon_{вл}$ – скорость вертикального перемещения обособления в магме $\upsilon_{вл}=\upsilon_о$, в случае его падения, либо латерального перемещения обособления относительно магмы $\upsilon_{вл}=\upsilon_о - \upsilon_д$, в случае его перекатывания по дну камеры, где $\upsilon_д$ – скорость перемещения сульфидного обособления по границе магма осадок

$S_{вл}$ – площадь контакта поверхности сульфидного обособления с силикатной магмой за время его вертикального либо латерального движения в камере

$$S_{вл} = S_к * t_{вл} , \quad (3.18)$$

$S_к$ – площадь контакта поверхности сульфидного обособления с силикатной магмой; $t_{вл}$ – время вертикального либо латерального движения сульфидной капли в камере.

Для регионального прогноза общая масса некоторого микроэлемента ($М_{мо}$), оставшегося в данной камере, имеет вид:

$$М_{мо} = V_м * (М_{мн} – М_{мп}), \quad (3.19)$$

($М_{мн} – М_{мп}$) – разность масс микроэлементов в единице объема магмы непроходившей и проходившей через данную камеру, с учетом соответствующих стадий развития тектономагматического цикла.

В предложенной математической модели нашли отражение лишь основные и новые моменты процесса дифференциации, сильно упрощенные для лучшего понимания. В конечном же виде полная модель будет отражать весь процесс магматизма и место рудообразования в нем.

Глава 10

отв. В.А. Радько

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Достоверность прогноза Cu -Ni руд регламентируется стадийностью геологоразведочных работ. На ранних стадиях изучения территории, когда производится подсчет прогнозных ресурсов по категории P_3, используются косвенные критерии, при этом допустимая ошибка фактически составляет 1000 – 10 000 раз. По категории P_2 имеются уже прямые признаки оруденения, найдена потенциально рудоносная интрузия, прогнозные ресурсы могут быть завышены в 100 раз. По результатам поисковых буровых работ производится подсчет прогнозных ресурсов по категории P_1, когда кондиционная руда подсечена единичными скважинами, допустимое завышение возможно в 10 раз. По результатам оценочных и разведочных работ, различающихся плотностью разведочной сети, производится подсчет запасов по категориям C_2 и C_1 и их утверждение в ГКЗ, допустимая ошибка минус 25% до плюс 50%, в противном случае запасы пересчитываются и вновь должны проходить процедуру утверждения. Эксплуатационная разведка занимается переводом выявленных запасов в добычные категории В и А допустимая ошибка не превышает 5 – 10%.

Таким образом, на заключительных стадиях геологоразведочных работ главным критерием прогнозирования прироста богатых руд становится анализ разведочных сетей. Для крупных тел богатых руд по категории C_1 необходима сеть 100 на 200м, которая должна опираться на 4 скважины, для категории А необходима сеть 16 на 30м, которая должна опираться на 40 скважин.

В рамках предложенной модели динамической дифференциации и кристаллизации интрузивных траппов Сибирской платформы возможен локальный и региональный прогноз Cu -Ni руд на принципиально новой основе.

Для регионального прогноза согласно формуле (3.19) используется разность в содержаниях прогнозируемого элемента в базальтах, не проходивших и проходивших субвулканическую камеру для каждого конкретного тектономагматического цикла. Естественно, что для определения содержаний Ni, Cu, Co, Cr данные полуколичественного спектрального анализа абсолютно не пригодны.

Для анализа необходим как минимум спектральный количественный анализ, совмещенный с силикатным анализом и очень детальное послойное

описание, и опробование разрезов туфолавовой толщи, как минимум в объеме одного цикла. Для этой цели подходят разрезы по скважинам с полным отбором керна и детально описанные разрезы естественных обнажений. Количество сближенных разрезов для создания необходимой статистической выборки должно быть не менее 25, или, по крайней мере, каждый слой, принимающий участие в расчетах должен быть опробован по простиранию 25 равномерно расположенными пробами.

В процессе проведения съемочных работ масштаба 1:200 000 и 1 50 000, было описано сотни разрезов туфолавовой толщи, которые, к сожалению, были опробованы полуколичественным спектральным анализом. Аналогично по базальтам туфолавовой толщи пробурено сотни тысяч погонных метров скважин, и лишь единичные скважины послойно описаны и опробованы на достаточно высоком уровне, то есть послойно с силикатным и количественным спектральным анализом. Такая методика особенно актуальна на новых площадях, так как базальты доступны наблюдению практически везде, а интрузии, как правило, доступны наблюдению лишь в результате буровых работ.

Для иллюстрации такого регионального прогноза выполним расчет послойно опробованного разреза по скважине СД – 24, приведенного в таблице 3.2. /Радько, 1995 ф/. В таблице 3.2 в строках 36 - 42 приведены данные по содержаниям Cu и Ni в базальтах из верхней части мокулаевской свиты в 17 слоях. Данные покровы интерпретируются, как базальты, не проходившие субвулканическую камеру или как проходившие камеру, но не изменившие в ней свой химический состав, то есть соответствующие первичному составу магмы. Таким образом, получаем среднее содержание по данным 17 анализов по Cu – 139 г/т, по Ni – 135 г/т. В строках 43 - 49 приведены данные по содержаниям Cu и Ni в базальтах из нижней части мокулаевской свиты в 16 слоях. Данные покровы интерпретируются, как базальты, проходившие субвулканическую камеру и сбросившие в ней часть своего вещества, то есть значительно обедненные цветными металлами, оливином и т.д. Таким образом, получаем среднее содержание по данным 16 анализов по Cu – 104 г/т, по Ni – 118 г/т. Отсюда потери содержаний в каналах камерах составляют по Cu – 32 г/т, то есть 23%, по Ni – 17 г/т, то есть 12,6%. Соотношение Ni/Cu составляет 17/32 или 53%, как во вкрапленных рудах, и это не может быть простым совпадением.

Сформулируем первую поверку для формирования выборок, используемых для регионального прогноза: - коэффициент полезного действия природной экстракции (КПДпэ) находится в пределах 10 – 25% (в приведенном расчете 12,6 – 23%). Второй поверкой является: соотношение извлеченного Ni к Cu, находится в пределах 50 – 60% (в приведенном расчете17/32 или 53%). Прочие

выборки должны быть забракованы, так как обусловлены другими природными процессами, а не динамической дифференциацией.

Таким образом, приведенные данные говорят в пользу защищаемого положения о том, что базальты мокулаевской свиты, являются эффузивным аналогом полнодифференцированных интрузий норильского типа. С другой стороны открываются широкие возможности для достоверного регионального прогноза сульфидных Cu – Ni руд на основе изучения, легкодоступных разрезов туфолавовой толщи, так как надъаянский покров, есть практически во всех районах трапповой провинции.

После получения данных количественного спектрального анализа по многим разрезам необходимо реконструировать площадь разлива обедненной, дифференцированной магмы вокруг магмоактивной зоны, а также площадь магмосбора и возможную структурную ловушку, необходимую для образования дифференцированной интрузии. Для Хараелахской интрузии фация выводящих каналов располагается, по нашим предположениям, в 1,5 км к северо-западу от западного края залежи богатых руд X - 1 (О). Радиус растекания магмы составляет 32 км, то есть до центра Хараелахской мульды, подтвержден данными по скважине СД – 24, расположенной в левом борту р. Дьанга. Реконструируемая площадь растекания должна быть точно определена при анализе данных по изученным разрезам базальтов для каждого перспективного тектономагматического цикла, в нашем же случае мы ее принимаем равной полуокружности с радиусом 32км, то есть 1 607 680 000 $м^2$. При мощности соответствующих базальтов мокулаевской свиты, равной 400 м, получаем приблизительный объем магмы проходившей через камеру Хараелахской интрузии равный 643 072 000 000 $м^3$. При плотности магмы 2,9 $т/м^3$ получим ее количество равное 1 864 908 800 000 т. Таким образом, количество металлов, оставшихся в субвулканической камере Хараелахской интрузии при содержании Cu – 32 г/т, составит 59 677 082 т (60млн. т), по Ni – 17 г/т, составит 31 703 450 т (31,7 млн.т). Предположительно 2/3 этого количества образуют руды с некондиционными содержаниями, хотя это соотношение более точно мы определим ниже при анализе распределения продуктивностей. Таким образом, ориентировочно, в Хараелахской интрузии было образовано в кондиционных рудах порядка Cu – 20 млн. т, Ni – 10,6 млн. т, что очень близко к реальным фактическим запасам по месторождению Октябрьское, и очень точно для прогнозных ресурсов по категории P_3, несмотря на очень высокую цифру.

Для локального прогноза используются данные многих скважин, вскрывших дифференцированную рудоносную интрузию, желательно не менее 10. Для определения осевых зон в интрузиве и главных фаций (тыловая,

центральная, фронтальная) отстраиваются изоглубины подошвы и кровли массива, пересеченные мощности интрузива и его, главнейших дифференциатов по известным ранее методикам, многие годы применявшимся норильскими геологами.

Далее определяются осевые зоны путем последовательного опускания перпендикуляров к касательным в точке наибольшего изгиба линий равных значений. Направление осевых линий определяется по восстанию интрузии от центральных областей мульд и прогибов и общих представлений МДД. Осевые линии, определенные по разным признакам не должны совпадать, образуя не бесконечно тонкую линию, а пучок кривых определяющих в своей совокупности осевую зону. Результатом данных построений является локальный прогноз на качественном уровне, который позволяет выделить наиболее перспективные направления для задания поисковых скважин.

Для количественного прогноза сульфидных Cu – Ni руд в рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации используется метод продуктивностей. Обычно, метод удельной продуктивности /Быховер, 1982/, используется при большом дефиците данных, когда даже в принципе невозможно подсчитать запасы. Прогнозные ресурсы по категории P_1 рекомендуется считать по тем же формулам, что и запасы, надо полагать для того, чтобы повысить достоверность. Но запасы подсчитаны по разведочным кондициям, в которые изначально заложены экономические категории, то есть цены на металлы. В результате к богатому прослою прибавляют слабооруденелые прослои с бортовыми содержаниями и безрудные прослои до тех пор, пока они удовлетворяют минимальному промышленному содержанию. В этом подходе кроется причина больших ошибок при прогнозе по категории P_1 по алгоритму подсчета запасов. В результате ошибка в 10 раз обычное дело при подсчете прогнозных ресурсов по этой методике. При такой большой ошибке, метод продуктивностей, который изначально признается как приблизительный и неточный метод становится по точности, как минимум сопоставимым, но значительно более простым. Точность метода значительно повышается, если при расчетах используется разведочная сеть, по которой ранее были подсчитаны запасы.

В основу прогноза необходимо вкладывать природные закономерности, а не спекулятивные цены на бирже металлов. В этом смысле метод продуктивностей показывает, какое количество металла природные процессы отложили на некоторой элементарной площадке в данном случае это 1км^2 перспективного участка. Таким образом, данный метод это, прежде всего, способ представления фактического материала в виде очень большого массива

химических анализов на Cu, Ni и платиноиды, который ранее был представлен в виде контуров утвержденных запасов. После получения трендов распределения продуктивностей металлов их анализирует на наличие осевых зон по методике описанной выше для качественного анализа. Выборки анализируются, пошагово начиная с низких содержаний более 0,1%, так как для природы нет различия между кондиционными и некондиционными рудами.

После вычисления продуктивности на хорошо изученном участке, к примеру, в контуре утвержденных запасов по категории C_2, эти данные экстраполируются на перспективный участок, но уже с понижением в категории, то есть по P_1 и далее, на участок на котором нет скважин, но есть благоприятные признаки, но уже по категории P_2.

Для локального прогноза на уровне конкретного задания скважин используются данные качественного прогноза, то есть выделенные осевые зоны. Но самым перспективными и первоочередными участками осевых зон считаются места, расположенные в поле высоких значений продуктивностей. Таким образом, рекомендуется прослеживать уже имеющиеся рудные тела в перспективную сторону, а не задавать скважины только по одному признаку, пусть даже самому перспективному.

Наивысшая продуктивность для Вологочанской интрузии /Матвеев, 2005ф/ в скв. ОВ – 25 составляет 422 тыс. т /км^2, для Масловской по ОМ – 18 составляет 655 тыс. т/км^2. Скважины ЗФ – 9 и ЗФ – 10 были заданы в поле продуктивности более 1000 тыс.т/км^2, то есть заранее гарантировался результат превосходящий лучшие поисковые достижения последних лет в итоге в них были подсечены и богатые и медистые руды.

Математический алгоритм метода продуктивностей включает в себя вычисление общеизвестных формул, которые в совокупности никогда не применялись в Норильском промышленном районе. Используются рудные колонки всех необходимых для данного участка скважин.

На первой стадии формируется выборка для Cu и Ni, в которую попадают все строки, в которых значения Cu или Ni более 0,1%. Объемы выборок для Cu и Ni совпадают по количеству строк, отдельно формируется выборка для суммы платиноидов для значений более 1г/т.

Суммарный метропроцент металла по данной скважине вычисляется по известной формуле:

$$i=n$$

$$\sum м\% = \sum м^{*}Ci \qquad (3.20),$$

i=1

где м – мощность пробы, Ci – содержание металла в данном интервале.

Средневзвешенное содержание металла ($C^{\rightarrow}$) в выборке по данной скважине получается, если разделить суммарный метропроцент на сумму интервалов рудных проб и вычисляется по известной формуле:

$$C^{\rightarrow} = \sum м\% / \sum м \qquad (3.21),$$

Если же все тот же суммарный метропроцент умножить на площадь в 1 000 000 м^2, умножить на усредненную плотность рудной породы равную 3 т/м^3, и разделить на 100%, то получим продуктивность для данной выборки по скважине, то есть количество металла с содержаниями выше данного на элементарной площадке в 1 км^2. Для простоты вычислений вышеупомянутые значения представим в виде константы k=30 000. Отсюда продуктивность по скважине (Рскв) будет определяться по формуле:

$$Рскв = \sum м\% * k \qquad (3.22),$$

Среднюю продуктивность для данной выборки по всему участку вычислим, как простое среднее:

$$Руч = Рскв / n \qquad (3.23),$$

где n – количество скважин для данной выборки.

Прогнозные ресурсы металла (Р) для данного участка вычисляем по известной формуле /Быховер, 1982/:

$$Р = Руч * S * k\,дос \qquad (3.24),$$

С увеличением порогового значения содержаний уменьшается площадь достоверного распространения соответствующего значения продуктивности, в связи с чем, каждому значению пороговых содержаний Cu или Ni соответствует своя площадь для данной продуктивности. Соответствующая площадь измеряется на схеме закономерности распределения продуктивности Cu для Cu и Ni, так как их выборки совпадают, и используется для расчета ресурсов по категории P_1. Для экстраполяции данной продуктивности за контур достоверности по категории P_2 вычисляется соответствующая регрессия, причем перспективная площадь равна значению для порогового значения более 0,1% для Cu или Ni, (более 1 г/т для платиноидов) далее искомое значение площади для соответствующей продуктивности вычисляется из соотношения 3.25.

$$S_n^{P1} / S_{n+1}^{P1} = S_n^{P2} / S_{n+1}^{P2} \qquad (3.25)$$

Для качественного прогноза используются все выборки, начиная с самых малых более 0,1%, но для вычисления прогнозных ресурсов используется только продуктивности для выборок сопоставимых с соответствующими значениями условного никеля для вкрапленных и богатых руд.

В результате относительных простых, но весьма трудоемких в связи с очень большим количеством химических анализов по разведочным данным мы получаем множество таблиц и схем, в которых пошагово отображены количественные тренды прогнозируемых компонентов. Эти значения позволяют сопоставить множество скважин, в которых выделено по 3 – 8 рудных тел с различным типом руд и содержаниями, что невозможно определить простым запоминанием содержаний и условного никеля по скважинам.

При вычислении константы k=30 000 использовано допущение, что все рудные тела имеют плотность рудной породы равную 3 т/м^3 в результате чего, вводится систематическая ошибка, тем не менее, величина этой ошибки не превышает 50%, так как максимальная плотность рудной породы равную 4,5 т/м^{3}что значительно менее 10 кратной ошибки.

Кроме того, данный метод не учитывает наличие или отсутствие безрудных прослоев, все считается единым телом, что приводит к завышению количества

металлов, но в целом не сильно искажает действительность, так как при вычислении константы происходит их занижение.

Аналогичный расчет выполняем и для суммы платиноидов. По формуле 3.20 рассчитываем метрограмм. Далее по формуле 3.21 средневзвешенное содержание. Суммарный метрограмм умножаем на площадь в 1 000 000 $м^2$ и на усредненную плотность рудной породы равную 3 $т/м^3$, и делим на 1 000 000 г, получим продуктивность в тоннах для данной выборки по скважине, то есть количество металла с содержаниями выше данного на элементарной площадке в 1 $км^2$. Для простоты вычислений вышеупомянутые значения представим в виде константы k=3. Продуктивность по скважине (Рскв) будет определяться по формуле 3.22 и далее по формулам 3.23; 3.24; 3.25.

Глава 11

отв. В.В. Ситников

ПОТЕНЦИАЛ НОРИЛЬСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙПРОВИНЦИИ

Кристаллический

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени разработаны как основные критерии, так и практические методы геохимических поисков сульфидных медно-никелевых руд, распространенных на территории Норильского региона. Их применение в пределах намечаемых к освоению перспективных поисковых участков позволит оперативно и обоснованно выделять наиболее потенциально рудоносные зоны для обнаружения промышленных объектов сульфидных медно-никелевых руд.

Наблюдается тенденция зонального распределения изотопных отношений серы в породах продуктивной Верхнеталнахской интрузии с понижением значений $\delta^{34}S$ (на 1-3‰) от северо-западного и юго-западного участков к северным флангам Северо-Восточной ветви.

Интрузии нижнеталнахского, нижненорильского типов сходны по характеру вариаций изотопного состава серы и характеризуются широкой дисперсией его и содержание серы по сравнению с соответствующими продуктивными интрузиями. Средние же значения $\delta^{34}S$ серы нижнеталнахских, нижненорильских интрузий близки к средним значениям $\delta^{34}S$, соответствующих продуктивных интрузий. Средние содержания серы в нижнеталнахских интрузиях в два раза выше, чем в нижненорильских.

1. В пределах Талнахского рудного узла проявляется тенденция зонального распределения изотопного состава и содержаний серы в породах Нижнеталнахской интрузии: уменьшение значений $\delta^{34}S$ и содержаний серы по направлению от Северо-Восточной к Северо-Западной ветви.

2. В участках залегания Нижнеталнахской интрузии в стратиграфическом разрезе выше продуктивной интрузии в породах ее отмечается повышение содержаний серы (в 1,5-2 раза больше среднего) и обогащение ее тяжелым изотопом на 2-3‰ по сравнению с аналогичными породами, залегающими ниже продуктивной интрузии или при ее отсутствии в разрезе.

3. Сульфидоносные интрузии норильско-талнахского типа (г.Черная) отличаются от продуктивной интрузии того же рудного узла более низкими содержаниями серы, более широкой дисперсией изотопных отношений серы породы и руды, а также, возможно, обратным характером связи изотопных характеристик серы порода-руда.

4. Интрузии моронговского типа характеризуются низкими содержаниями серы, порядка первых сотых долей процента и широкой дисперсией изотопных отношений серы, от значений $\delta^{34}S$, близких к метеоритным, до обогащенных $\delta^{34}S$ до 10,5‰.

5. В апофизах от основных тел интрузий сохраняется характер распределения изотопных отношений серы, свойственный соответствующему типу интрузий с тенденцией понижения содержаний серы.

Изложенные фактические данные находятся в соответствии с предложенной нами гипотезой образования промышленных месторождений в этом районе.

Прежде всего, зональное распределение изотопного состава серы в породах продуктивной интрузии Талнахского рудного узла может отражать последовательность поступления порций рудоносной магмы к месту ее современного залегания. Поскольку к южной части Северо-Западной ветви и юго-западному участку Верхнеталнахской интрузии приурочены наиболее богатые руды, и изотопный состав серы руд и пород продуктивной интрузии здесь наиболее близок к рассчитанной нами величине изотопного состава серы добавленной в магму в промежуточном очаге, можно предполагать, что некоторое понижение изотопного состава серы в породах северного фланга Северо-Восточной ветви интрузии связано с более поздним поступлением туда порций рудоносной магмы, содержащей меньшее количество концентрированной сульфидной фазы. В связи с этим на породах в этих участках более сказывается влияние серы других источников и, в частности, серы, находящейся в составе летучих соединений в трещинно-поровых коллекторах вмещающих пород непосредственно на месте залегания интрузива, а также влияния серы первично-магматической.

В ряде случаев некоторое понижение значений $\delta^{34}S$ в породах продуктивной интрузии на севере и северо-востоке Северо-Восточной ветви может быть связано с воздействием Нижнеталнахской интрузии.

Наблюдаемый характер распределения изотопов и содержаний серы в породах продуктивной интрузии и Нижнеталнахской в случаях залегания последней над первой свидетельствует о том, что Нижнеталнахская интрузия внедрилась позже продуктивной, частично заимствуя ее серу и добавочно обогащаясь при этом тяжелым изотопом $\delta^{34}S$. Повышение содержания $\delta^{34}S$ в составе серы пород Нижнеталнахской интрузии на 1 – 3 ‰ обусловлены предпочтительным переходом в газовую фазу (H_2S) изотопно-тяжелой серы из сульфидов или пород продуктивной интрузии. Возможность протекания такого процесса подтверждена экспериментально, причем степень обогащения $\delta^{34}S$ серы в газовой фазе зависит от количества ее в последней, увеличиваясь с его понижением (Гриненко, Гриненко, 1974 г.). Именно такой характер распределения изотопов и содержаний серы наблюдается в изученных нами случаях ассоциации Нижнеталнахской и продуктивной интрузии.

Далее, исходя из предложенной нами генетической модели мы полагаем, что магма Нижнеталнахской интрузии представляет собой остаток после отделения от исходной магмы, близкой по составу магме непродуктивных интрузий норильско-талнахского типа (г. Черная, Имангда) сульфидной фазы. Широкий диапазон вариаций содержаний и изотопного состава серы интрузий нижнеталнахского типа по сравнению с продуктивной, при близости средних значений $\delta^{34}S$ серы пород служит этому подтверждением. Другим подтверждением является химизм нижнеталнахских интрузий, обедненных никелем, медью и железом по сравнению с интрузиями норильско-талнахского типа.

Наблюдаемая тенденция зональности интрузий нижнеталнахского типа отражает, по-видимому, последовательность поступления отдельных порций магмы. Понижение значений $\delta^{34}S$ и содержаний серы в поздних порциях нижнеталнахской магмы отражает постепенное обеднение ею изотопно-тяжелой серы, привнесенной в промежуточном очаге.

В отношении интрузий моронговского типа можно сказать следующее. Если повышенные значения $\delta^{34}S$, отмечаемые иногда в пробах пород этого типа, не обусловлены привносом изотопно-тяжелой серы в участках вторичного изменения породы, то можно полагать, что они являются «реликтами» изотопно-тяжелой серы промежуточного очага, и эти интрузии являются одними из завершающих в ходе развития магматизма, связанного с формированием сульфидоносных интрузий. Это предположение как будто подтверждается тем, что наиболее высокие из наблюдаемых сейчас величин $\delta^{34}S$ пород интрузий моронговского типа близки к рассчитанной величине изотопного состава серы, добавленной в промежуточном очаге.

В заключение отметим, что сходная схема формирования продуктивной, нижненорильских и интрузий моронговского типа предполагается и для Норильского рудного узла.

Струнин Б.М. Геологическое строение и полезные ископаемые Норильского района. (Отчет о геологическом доизучении м-ба 1:200000 Норильской площади. 1982-87г.г.). ГСЭ ПГО "Красноярскгеология", 1987.

Петрографический состав и строение интрузий лейкократового габбро детально описаны в:

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. Госгеолтехиздат, 1959

Лихачев А.П. «Тектоно-магматические процессы и медно-никелевое рудообразование». В кн. «Генезис и принципы прогнозирования месторождений медно-никелевых руд».

Душаткин А.Б., Люлько В.А., Щеткина Г.И., Лунин Э.Б. Отчет о детальных поисковых работах на Восточно-Вологочанской площади за 1976-1979гг. Норильск, 1979. Фонды НКГРЭ, № 03072 М., ЦНИГРИ, 1979г.

Люлько В.А., Амосов Ю.Н. и др. Металлогеническая карта (на медь и никель) северно-западной части Сибирской платформы масштаба 1:200000. Норильск, Фонды НКГРЭ, № 29

Степанов В.К., Туровцев Д.М. «Разработка рациональных комплексов геологических, геохимичксих поисков медно-никелевых руд». ЦНИГРИ, Москва, 1980г., № 3136

Степанов В.К., Туровцев Д.М., Лихачев А.П. и др. «Геолого-генетическое обоснование новых медно-никелевых месторождений в Норильском районе». Москва, ЦНИГРИ, Норильск, Фонды НКГРЭ, 1984г