

В. А. Радько

**Фации интрузивного и эффузивного
магматизма Норильского района**

Санкт-Петербург • 2016

УДК 551.7.022:552.11(571.511)

Радько В. А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
ISBN 978-5-93761-243-4

Для прогноза сульфидных медно-никелевых руд впервые выделены фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. Предложена генетическая и математическая модель образования дифференцированных интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы. Показано, что дифференцированные интрузии – не слепые тела, а открытые долгоживущие промежуточные камеры, через которые проходили большие объемы магмы. Приведены новые методики и результаты расчетов локального и регионального прогноза медно-никелевых с платиноидами руд, давшие в последние годы положительные поисковые результаты на территории Талнахского и Норильского рудных узлов. Рассмотрены причины траппового магматизма, явившегося следствием глобальной катастрофы, определившей границу палеозоя и мезозоя.

Книга предназначена для геологов, специалистов в области прогноза цветных и благородных металлов, специалистов в области стратиграфии палеозоя и мезозоя, глобальной тектоники, может быть учебным пособием для студентов геологических вузов в области аналогового моделирования геологических процессов.

Илл. 39. Табл. 12. Библиография 102 назв.

Фотография на переднем форзаце

Гора Листвянка в 10 км к востоку от Талнаха.

Фотография на заднем форзаце

На Талнахском рудном узле – новое тело богатых руд. Слева направо – С. П. Ерыкалов, В. В. Ситников, Г. И. Легезин, Н. Н. Симченко, К. К. Ковальчук, В. В. Кургин, С. Г. Снисар, А. А. Данченко, В. А. Радько, К. В. Шишаев, С. А. Вилинский, В. Ф. Казаков.

Radko V. A. The facies of intrusive and effusive magmatism in the Norilsk region. – St. Petersburg: Cartographic factory of VSEGEI, 2016. – 226 p.

For the first time the facies of intrusive and effusive magmatism in the Norilsk region were described for the prognosis of sulfide copper-nickel ores. A genetic and mathematical model of formation of differentiated intrusive traps north-eastern Siberian Platform. The differentiated intrusions have been shown to be, open, long-lived, intermediate chambers which large magma volumes passing through, rather than blind bodies. The book presents new methods and calculation results of the local and regional copper-nickel and platinum ore forecast, which produced positive results in recent years on the territory of the Talnakh and Norilsk ore cluster. It is dealt with the causes of trap magmatism, as a result of a global catastrophe, which determined the boundaries of the Paleozoic and Mesozoic.

The book is intended for geologists, specialists for prognosis of non-ferrous and precious metals and experts in Paleozoic and Mesozoic stratigraphy and global tectonics. It can be used as a training manual for students of geological universities for analog modeling of geological processes.

39 ill., 12 tabl., 102 ref.

Photo on front flyleaf

Listvyanka Mountain 10 km east of Talnakh.

Photo on back flyleaf

At the Talnakh ore cluster: a new body of rich ore. From left to right: S. P. Erykalov, V. V. Sitenkov, G. I. Legezin, N. N. Simchenko, K. K. Kovalchuk, V. V. Kurgin, S. G. Snisar, A. A. Danchenko, V. A. Radko, K. V. Shishaev, S. A. Vilinsky, V. F. Kazakov.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие автора	5
Введение	6
1. Особенности ареального магматизма северо-запада Сибирской платформы	7
1.1. Проблемы расчленения, терминологии и картирования трапповых образований Норильского района	13
1.2. Приемы и методы обработки аналитических данных	15
2. Динамическая дифференциация и динамическая кристаллизация базитовой магмы	17
3. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района	39
3.1. Группа субвулканических фаций и их эффузивных аналогов	41
3.2. Группа хронофаций	46
3.3. Группа фаций по типу излияний	50
3.4. Группа внутренних фаций	53
3.5. Группа морфофаций	55
3.6. Группа кумулусных фаций	57
3.7. Фациальный анализ вулканогенных и интрузивных образований	59
4. Цикличность магматизма и строение туфолавоваы толщи	62
4.1. Цикличность магматизма	62
4.2. Строение туфолавоваы толщи	66
4.2.1. Ивакинская свита	77
4.2.2. Сыверминская свита	82
4.2.3. Гудчихинская свита	84
4.2.4. Хаканчанская свита	89
4.2.5. Туклонская свита	92
4.2.6. Надеждинская свита	95
4.2.7. Моронговская и аянская свиты	100
4.2.7.1. Моронговская свита	100
4.2.7.2. Аянская свита	103
4.2.8. Мокулаевская и хоннамакитская свиты	105
4.2.8.1. Мокулаевская свита	105
4.2.8.2. Хоннамакитская свита	111
4.2.9. Хараелахская и неракарская свиты	113
4.2.9.1. Хараелахская свита	113
4.2.9.2. Неракарская свита	118
4.2.10. Кумгинская свита	118
4.2.11. Самоедская свита	120
5. Тектонические и вулканические структуры Норильского района	125
5.1. Пликативные структуры	125
5.1.1. Норильско-Дельканский прогиб	127
5.1.2. Енисейско-Хатангский прогиб	133
5.1.3. Дудинский вал	133
5.1.4. Хантайско-Рыбнинский вал	134
5.1.5. Аяно-Амбардахский вал	134
5.1.6. Ламско-Северореченский прогиб	135
5.2. Дизъюнктивная тектоника	136

5.2.1. Имангдино-Летнинский разлом	137
5.2.2. Аяклинский разлом	137
5.2.3. Норильско-Хараелахский разлом	138
5.2.4. Далдыканский разлом	139
5.2.5. Фокинско-Тангарахский разлом	139
5.2.6. Дьанги-Боганидский разлом	140
5.2.7. Таловский разлом	140
5.2.8. Кумгинский разлом	141
5.2.9. Иконский разлом	142
5.2.10. Северо-Хараелахский разлом	142
5.2.11. Нералахский разлом	142
5.2.12. Каменская зона разломов	143
5.2.13. Аска-Гулинский разлом	143
5.3. Вулканоструктуры	143
6. Латеральная и вертикальная проницаемость земной коры на северо-западе Сибирской платформы	150
6.1. Вертикальная проницаемость земной коры	150
6.2. Латеральная проницаемость земной коры	152
7. Возраст, продолжительность и причины траппового магматизма	168
7.1. Граница палеозоя и мезозоя	168
7.2. Пик магматизма	176
7.3. Конец магматизма	179
7.4. Причины траппового магматизма	182
8. Приемы регионального и локального количественного прогноза Cu-Ni оруденения	189
8.1. Региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд методом элементарных ячеек	189
8.1.1. Медно-никелевое оруденение	191
8.1.2. Медно-цеолитовое оруденение	197
8.1.3. Платино-хромитовое оруденение	200
8.2. Региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации	201
8.3. Локальный прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации	203
8.4. Аналоговый прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации.....	216
Заключение	218
Список литературы	221

ПРЕДИСЛОВИЕ АВТОРА

Сделаю ли я действительно нечто полезное для людей, если опишу образование богатейших в мире медно-никелевых и платинометалльных месторождений Норильска, предполагать не хочу, да и не решился бы начать столь большую работу, хорошо зная о многочисленных попытках сделать то же самое в последние 60 лет. Таким образом, занятие, подобное этому, давно стало явлением обычным, и не знаю почему, но все новые исследователи верят, что дано им либо в применении новых аналитических методов приблизиться к истине, либо превзойти предшественников в качестве бумаги и цветной полиграфии. Работали над этой проблемой и крупные производственные коллективы с практически безразмерными ассигнованиями и вечно ограниченные в средствах научные работники. В результате, количество публикаций о геологии Норильского района едва ли поддается простому перечислению, не говоря уже о возможности прочитать их. Тем не менее, несмотря на колоссальное количество научных трудов и производственных отчетов, ни одно из разрабатываемых месторождений не было открыто в результате научного прогноза на основе генетических представлений, но всегда в результате непомерных затрат, а значит, по большому счету, случайно.

В настоящее время это привело к наукофобии, то есть к практически полному отрицанию геологами-производственниками необходимости научного обоснования поисковых площадей, а значит и прекращению финансирования научных исследований в целях экономии средств. Результатом этого в последнее десятилетие XX века и в начале нынешнего стала непрерывная череда абсолютно пустых поисковых площадей, на которых, несмотря на огромные объемы бурения, не было найдено ни одного сульфидного вкрапленника, не говоря уже о находках, пускай и непромышленных рудопроявлений. Наиболее крупными проектами из этой череды были Вологодчанская, Северо-Вологодчанская, Северо-Харалахская, Коевская и Веткинская площади, а также ряд более мелких объектов, на которых инвесторов, в том числе и государство, фактически поставили на роль Буратино, зарывающего золотые монеты на поле чудес.

Экономия на науке привела к тому, что уже и среди геологов на производстве остались лишь те, кто на любом пустом месте мог нарисовать дифференцированную интрузию норильского типа, а под ней много богатой руды. Чего во время открытия норильских месторождений никогда не было, более того и руководители геологической службы комбината никогда не чурались науки, и сами выполняли полноценные научные разработки. Может быть, поэтому и большие открытия и малые случались именно у них, а не у нынешних потребителей денег на геологию. И я сам поначалу находил оправдание такому подходу, видя, что геология в России повсеместно практически полностью развалена и в первую очередь – наукоемкая геология. Несмотря на то, что основные средства в бюджет страна получала не от продажи продукции высоких технологий, а от экспорта ранее найденных сырьевых ресурсов. То же, к сожалению, можно сказать и о сырьевой политике ПАО ГМК «Норильский никель», в результате которой геологоразведочные работы проводятся в объемах меньших, чем в 40-е годы прошлого века.

В основу книги положен фактический материал о траппах северо-запада Сибирской платформы, который систематизирован в рамках предлагаемых универсальных логических схем. Рассмотрен базитовый магматизм в целом и место рудообразования в нем. Главной целью и смыслом данного труда является предсказание новых фактов в маглообразовании, в том числе и прогноз Cu-Ni с платиноидами руд. Эта работа может послужить новой точкой отсчета для тех, кто придет поднимать Норильск после нас.

Виктор Радько

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в Норильском районе изучение магматизма и рудобразования пошло по пути выделения формаций, в то же время нет даже попыток выделения фаций интрузивного и эффузивного магматизма. Это вызвано, очевидно, диспропорцией в изученности этих составляющих магматизма, когда мы знаем почти все о малом и почти ничего о многом, то есть о туфолавовой толще. Слабая изученность туфолавовой толщи определила в основном тот факт, что генезис норильских месторождений до сих пор не разгадан, хотя Cu-Ni руды почти отработаны. Большинство исследователей, по сути, абстрагировались от существования колоссального траппового плато, не придавая эффузивам никакой роли в рудообразовании. Данный подход, возможно, оправдан для месторождений глубоко метаморфизованных и эродированных, когда реальному наблюдению доступны только интрузивные образования. Но в Норильском районе связь интрузивного и эффузивного магматизма очевидна: породы и руды не метаморфизованы, практически полностью отпрепарированы эрозией и доступны как изучению с помощью технических средств, так и непосредственному наблюдению.

Многое неясно с причинами начала крупномасштабного траппового магматизма на границе перми и триаса, ставшего началом новой мезозойской эры. Все попытки приписать ему рифтинговую природу не принесли практически ничего нового в связи с полным отсутствием признаков разрыва сплошности нижних стратиграфических подразделений, которые непременно бы возникли при латеральных тектонических движениях. Не удалось выделить ни одной рифтинговой структуры, не говоря уже о прогнозе Cu-Ni руд на основе их выделения. Это, очевидно, связано с тем, что традиционно исследователи рассматривают геологию как внутренний, самодовлеющий процесс. Однако в последнее время, в связи с успехами прежде всего американской астронавтики, причиной образования Cu-Ni месторождения Садбери стали считать падение крупного болида. Причиной траппового магматизма и его ярко выраженной цикличности является, несомненно, также космическая причина, которая будет рассмотрена в этой книге.

Фациальный анализ интрузивного и эффузивного магматизма ареального типа стал возможным в связи с появлением в последнее время генетической и математической модели динамической дифференциации и кристаллизации базитовых магм. Данная гипотеза является дальнейшим развитием традиционных представлений норильских геологов о магматической дифференциации, отрицая при этом глубинную дифференциацию и внедрение из мантийных очагов слепых интрузивных тел уникальной рудоносной и флюидонасыщенной магмы. И, наконец, будут рассмотрены металлогенические аспекты модели динамической дифференциации и кристаллизации, ее применимость для количественного регионального и локального прогноза Cu-Ni руд.

1. ОСОБЕННОСТИ АРЕАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Норильский район расположен на северо-западе Сибирской платформы в центре трапповой провинции (рис. 1.1). Для центра трапповой провинции характерны наиболее мощные разрезы туфолавоваго толщи, существенно лавового типа и ареальный тип магматизма. При ареальном типе магматизма излияния базальтов происходило через множество мелких даек, сразу на большой площади с образованием горизонтально залегающих покровов, прослеженных на десятки километров. Извержения носили очень спокойный, затопляющий характер, без образования возвышенных в рельефе вулканических построек. В связи с чем, в Норильском районе нет вулканических построек, образующих положительные формы рельефа, с которыми обычно ассоциируется термин вулкан. Современные базальтовые вулканы на Камчатке типа Алаид или Толбачик имеют в поперечнике около 100 км. Аналогами таких вулканов в Норильском районе являются вулкано-тектонические депрессии в ранге мульд (рис. 1.2). Депрессия в этом случае образуется над местом генерации базальтовой магмы в верхней мантии и постепенно прогибается после завершения очередного цикла активизации. Размер Норильской, Хараелахской, Иконской и Вологодчанской мульд весьма близок и в среднем составляет также около 100 км в поперечнике.

Как известно, современными аналогами траппового магматизма являются трещинные щитовидные вулканы исландского типа и щитовые вулканы гавайского типа. В вулканах трещинного типа извержение происходит вдоль трещины – разлома или в разных его участках одновременно. Эти вулканы приурочены к зонам раздвижения литосферных плит, то есть рифтам или к зонам субдукции, что определило две разновидности вулканов трещинного типа: соответственно исландскую и камчатскую.

Исландский тип извержений характеризуется подъемом магмы по длинным (десятки километров) трещинам. Так, трещина Лаки, открывшаяся в 1783 г., имела протяженность более 30 км. Извержения базальтовой магмы начинаются после относительно небольшой эксплозивной деятельности. Излияние потоков жидкой базальтовой лавы происходит по склонам на большие расстояния в виде потоков. Из эруптивных брекчий и базальтовых потоков, как правило, одновременно формируется несколько плоских конусов, один из которых является главным. В результате образуется множество вулканических построек высотой до 2 км, вытянутых вдоль зоны разломов. Зона разлома насыщена множеством субпараллельных даек, образующих так называемые «рои», а также штоков и других экструдий. Наиболее крупным щитовидным вулканом в Исландии является Трелла-Дингья. Высота его – 1491 м над уровнем моря, в поперечнике он имеет 15 км. Углы склонов вулкана – 1–10°.

Гавайский тип относится к вулканам центрального типа, когда подъем магмы происходит через трубообразный канал. Извержение начинается с выбросов небольшого количества эксплозий. Излияние базальтовой лавы происходит из широкого (блюдецобразного) кратера в виде покровов, покрывающих сразу большую площадь. Вулканическая постройка гавайского типа более плоская и обычно имеет гигантские размеры, что послужило основанием для названия «щитовой вулкан». Крупнейшим действующим вулканом Земли является Мауна-Лоа (о. Гавайи). Высота вулкана над уровнем моря – 4169 м, над дном океана – около 10 км, диаметр – более 200 км.

Таким образом, гавайский и исландский типы вулканов не выделяются в Норильском районе в связи с отсутствием видимых признаков центра излияний в виде положительной формы рельефа и вертикальных корневых систем. Явные признаки вулканов трещинного типа в Норильском районе появляются только в далдыканское время, то есть во время формирования последнего, 10-го цикла.

В Хараелахской и Иконской мульдах вулканогенные образования представлены потоками и покровами лав базальтового ряда, которые составляют около 90 % общей мощности известного разреза, и туфогенными породами – 10 %. Среди лав 4–9 % составляют трахибазальты и субщелочные андезитобазальты, 2–5 % пикритовые и оливиновые базальты, остальные, то есть около 90 % относятся к толеитовым базальтам. Среди туфогенных пород, классификация которых для Норильского района не разработана, лишь около 10 % можно отнести к взрывчатой фации (то есть собственно к туфам). Остальные 90 % являются, очевидно, заведомо переотложенными, то есть вулканогенно-осадочными породами, образовавшимися в результате делювиальных, эоловых и флювиальных процессов в условиях нивелированного рельефа. В этой работе для них будет применяться термин «тефроиды». Об абсолютно плоском рельефе в собственно Норильском районе свидетельствует практически полное отсутствие русловых отложений и признаков размыва базальтов.

Траппы северо-запада Сибирской платформы согласно залегают на континентальных терригенных, угленосных отложениях тунгусской серии. Максимальная фактически зафиксированная мощность туфолавовой толщи в центре Хараелахской мульды, достигает мощности 3600 м, что является уникальным для всей трапповой провинции Сибирской платформы. Начиная со среднего триаса, магматические образования подверглись интенсивной эрозии. В частности эродирована значительная часть разреза, соответствующая далдыканскому и моронговскому интрузивным комплексам, в этой работе соответствующих последнему, 10-му циклу. Общая предполагаемая мощность туфолавовой толщи таким образом составляет не менее 5000 м.

В разрезе туфолавовой толщи, согласно опорной Легенде к Норильской серии листов для геологических карт масштаба 1 : 50 000 (Люлько, 1993ф), снизу вверх выделяются: ивакинская (P_{ziv}), сыверминская (T_{1sv}), гудчихинская (T_{1gd}), хаганчанская (T_{1hk}), туклонская (T_{1tk}), надеждинская (T_{1nd}), моронговская (T_{1mr}), мокулаевская (T_{1mk}), хараелахская (T_{1hr}), кумгинская (T_{1km}) и самоедская (T_{1sm}) свиты.

Хараелахская и Иконская мульды находились в эпицентре региона, охваченного магматизмом, так как в их пределах наблюдаются наиболее контрастный и мощный (более 3,6 км) разрез туфолавовой толщи существенно лавового типа, на 90 % сложенного базальтами. В удаленных вулканических структурах общая мощность покрова вулканогенных образований сильно уменьшается, с увеличением до 90 % доли туфогенных пород.

В Хараелахской, Иконской, а также в сопредельных с ними Норильской, Вологодчанской мульдах и Ламско-Хантайском прогибе, составляющих в совокупности Норильский район, выделяются сходные свиты в туфолавовой толще и соответствующие им интрузивные комплексы (М. Н. Годлевский, 1959).

Структурная позиция рудных узлов определяется приуроченностью их к центриклинальным замыканиям раннемезозойских брахисинклинальных складок, наложенных на палеозойские структуры зон глубинных разломов. Внешними структурными ограничениями рудных узлов являются поднятые крылья предтунгусских флексур и осевые линии антиклиналей, поперечные к простиранию зон глубинных разломов (Г. Д. Маслов, 1963, В. А. Люлько, Ю. Н. Амосов, 1973ф, 1975ф). В этой связи никеленосные интрузии вдоль зон глубинных разломов встречаются неравномерно, а группируясь образуют рудные узлы пучкового типа в виде сложных рудномагматических систем с меняющимися свойствами от корневых к фронтальным зонам (Иванкин, 1968, 1971, Е. Н. Суханова, 1971). Таким образом, пространственное положение Норильского и Талнахского рудных узлов определяется приуроченностью их к вулcano-тектоническим структурам.

В настоящее время 96 % производимых металлов извлекается из руд Талнахского рудного узла (ТРУ) и лишь 4 % – из бедных руд Норильского рудного узла (НРУ). ТРУ расположен на юго-западе Хараелахской мульды и приурочен к поперечному сочленению Норильско-Хараелахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием. К Пясинскому

поднятию приурочены все промышленные месторождения и наиболее крупные рудопроявления Норильского района. Это обстоятельство позволяет с новой позиции пересмотреть материалы по ближайшей периферии и флангам Талнахского рудного узла, который является составным элементом более крупной рудоконтролирующей структуры.

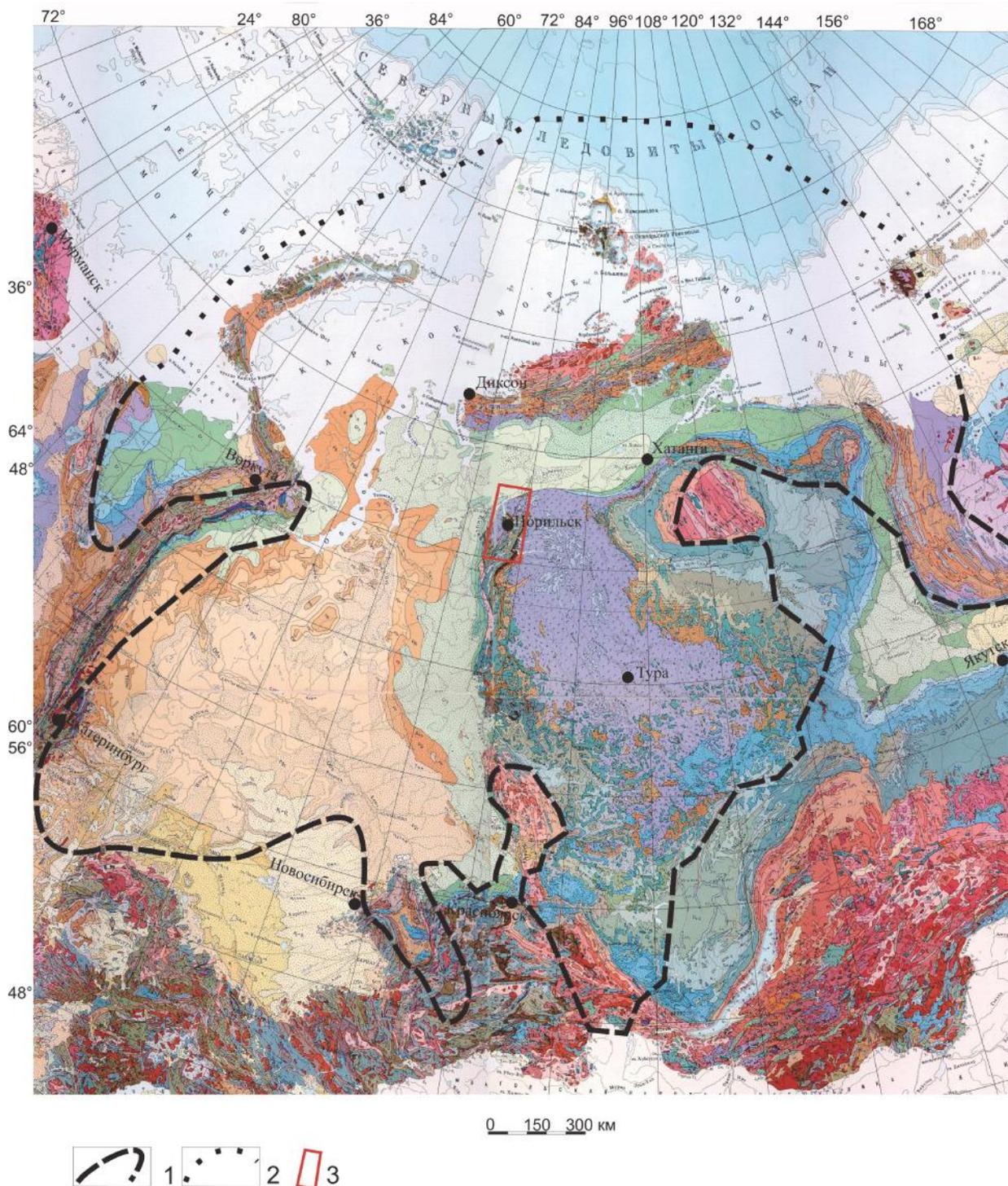


Рис. 1.1. Положение Норильского района на геологической карте Сибири.

1 – граница Сибирской платобазальтовой провинции по (В. Л. Масайтису, 1983 с упрощениями); 2 – предполагаемая граница провинции под водами Северного Ледовитого океана; 3 – Норильский район.

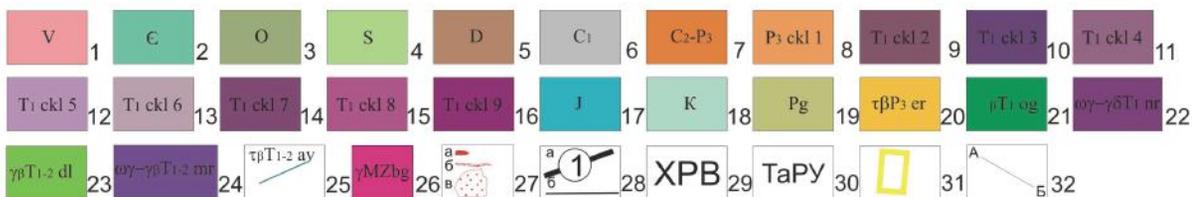
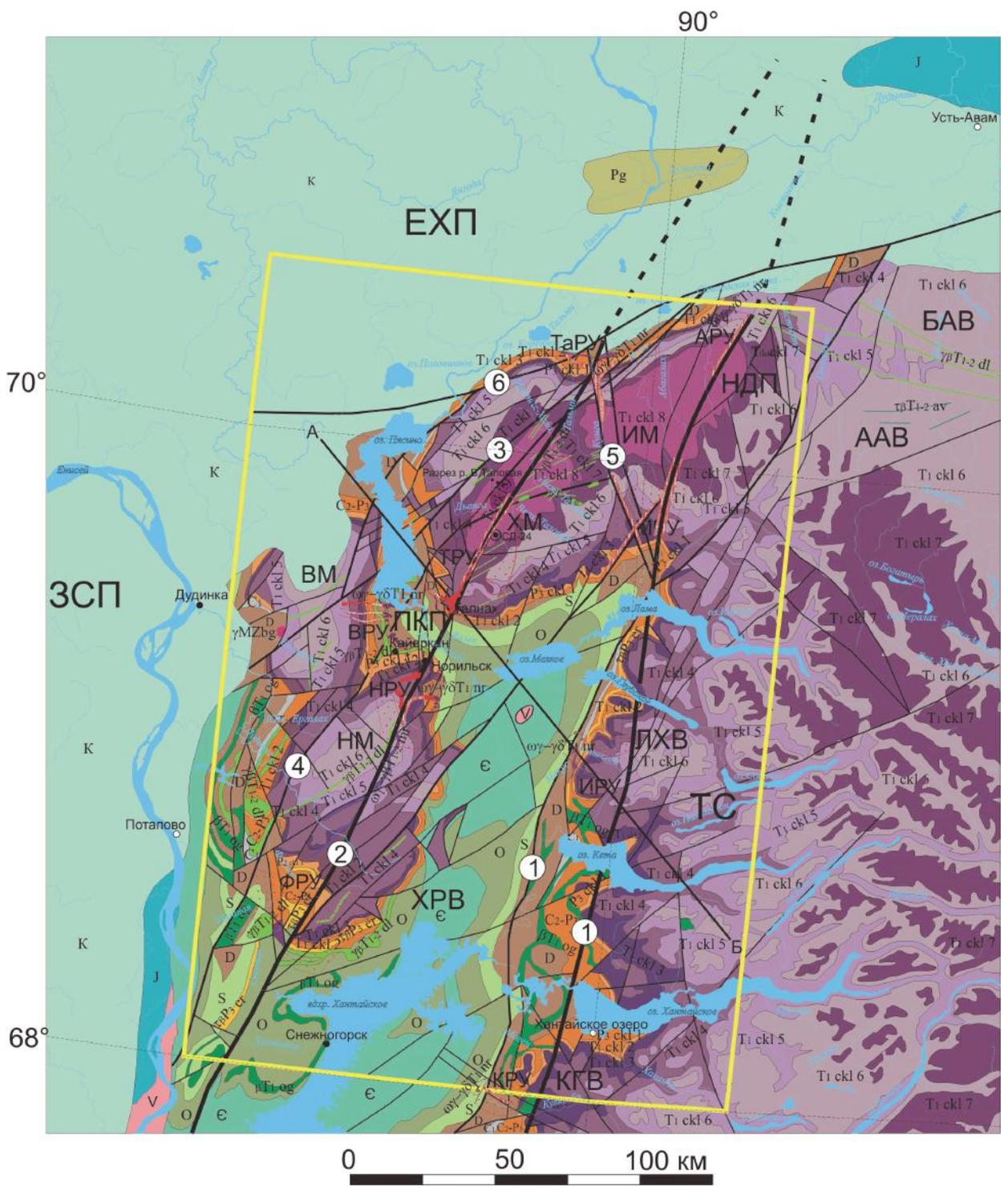


Рис. 1.2. Схематическая геолого-структурная карта Норильского района.

С собственно норильским типом ($\omega\gamma\text{-}\gamma\delta\text{T}_1\text{nr}^{\text{nr}}$) дифференцированных интрузий связаны все промышленные месторождения Cu-Ni руд в Норильском районе. Зубовский, круглогорский, нижнеталнахский, а также моронговский комплексы интрузий сопровождают собственно норильский тип. Они обладают меньшей степенью дифференциации и рудоносности, но чаще встречаются, образуя как бы общий фон рудного узла. Интрузии норильского типа дифференцированы от габбродолеритов нормального ряда до такситовых и пикритовых габбродолеритов с рудной вкрапленностью в нижней части интрузии и до лейкогаббро и габбродиоритов в верхней части. К нижней части полнодифференцированных интрузий норильского типа в качестве одного из дифференциатов приурочены пластовые тела сплошных сульфидных Cu-Ni руд, которые располагаются в роговиках нижнего экзоконтакта и в теле интрузива в виде линз и пластовых залежей. Кроме того, в слабоэродированной Хараелахской интрузии сплошные сульфидные Cu-Ni руды интродуцированы в результате коллапса субвулканической камеры и в породы верхнего экзоконтакта. Там они образуют тела сложной морфологии и представлены сплошными, брекчиевидными и густовкрапленными так называемыми «медистыми» рудами.

Различные аспекты зарождения и эволюции магм основного состава, с которыми связано формирование сульфидных Cu-Ni руд, рассмотрены в многочисленных работах: В. С. Соболев, 1936; А. А. Полканов, 1953; Г. Б. Роговер, 1959; М. Н. Годлевский, 1959; Н. Н. Урванцев, 1960; Ю. А. Кузнецов, 1964; Грин, Рингвуд, 1968; В. И. Смирнов, 1968; М. К. Иванов, 1971; М. Л. Лурье, 1976; А. П. Хренов, 1982; С. А. Федотов, 1984, 2006; В. В. Золотухин, 1986; А. Д. Налдретт, 2003.

По представлениям В. С. Соболева, сибирские траппы образовались в результате небывалых по интенсивности базальтовых излияний, сформировавших в короткое время покровы со стабильными петрохимическими характеристиками, простирающиеся на сотни километров.

1–7, 17–19 – осадочные отложения: 1 – венда, 2 – кембрия, 3 – ордовика, 4 – силура, 5 – девона, 6 – нижнего карбона, 7 – верхнего карбона и перми; 17 – юры, 18 – мела, 19 – палеогена.

8–16 – вулканогенные образования: 8 – ивакинской свиты (1-й цикл), 9 – сыверминской и нижнегудчихинской свит (2-й цикл), 10 – среднегудчихинской и хаканчанской свит (3-й цикл), 11 – туклонской и надеждинской свит (4-й цикл), 12 – моронговской свиты (5-й цикл), 13 – мокулаевской свиты (6-й цикл), 14 – хараелахской свиты (7-й цикл), 15 – кумгинской и нижней, средней пачек самоедской свиты (8-й цикл), 16 – верхней пачки самоедской свиты (таловской толщи) (9-й цикл).

20–27 интрузивные образования: 20 – ергалахского и пясинского комплексов, 21 – оганерского комплекса, 22 – рудоносные интрузии норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов норильского комплекса, 23 – далдыканского комплекса, 24 – рудоносные интрузии моронговского комплекса (23, 24 – 10-й цикл), 25 – авамского комплекса, 26 – гранодиорит-порфиры болгохтохского интрузива, 27 – осевые зоны интрузивов норильского комплекса под вмещающими отложениями а) – достоверные, б) – прогнозируемые, в) – достоверные и предполагаемые силловидные апофизы, относимые к круглогорскому типу норильского комплекса под вмещающими отложениями.

28 – разрывные нарушения: а) – главные, б) – второго и третьего порядков. Главные разломы: 1 – Имандино-Летнинский, 2 – Норильско-Хараелахский, 3 – Дьанги-Боганидский, 4 – Далдыканский, 5 – Кумгинский, 6 – Северо-Хараелахский.

29-пликативные структуры: ЗСП – Западно-Сибирская плита, ЕХП – Енисей-Хатангский прогиб, НДП – Норильско-Дельканский прогиб, ТС – Тунгусская синеклиза, ХРВ – Хантайско-Рыбнинский вал, ААВ – Аяно-Амбардахский вал; впадины: БАВ – Большеавамская, ЛХВ – Ламско-Хантайская, КГВ – Курейско-Горбиачинская; мульды: НМ – Норильская, ВМ – Вологочанская, ХМ – Хараелахская, ИМ – Иконская.

30 – рудные узлы: ТРУ – Талнахский, НРУ – Норильский, ВРУ – Вологочанский, ФРУ – Фокинский, ТаРУ – Тальминский, АРУ – Арылахский, МРУ – Микчангдинский, ИРУ – Имангдинский, КРУ – Куломбинский.

31 – Контур Норильского района. 32 – Сейсмогеологический разрез по профилю Амбарная–Омнутах (рис. 6.1).

По представлениям Н. Н. Урванцева, А. А. Полканова, Е. Н. Сухановой, М. Н. Годлевского, В. И. Смирнова, В. Ф. Кравцова, В. А. Люлько, А. П. Лихачева, С. Ф. Служеникина, О. А. Дюжикова, В. А. Федоренко и др., отражающих наиболее распространенную точку зрения о гравитационно-кинетическом образовании рудоносных интрузий, исходные магмы никеленосных интрузий являются продуктом плавления мантийного вещества. При подъеме базальтовой магмы на поверхность она проходит стадию глубинной дифференциации в промежуточном очаге (магматической колонне). После излияния базальтов соответствующего цикла на поверхность, на заключительной стадии происходит внедрение пикритоидного расплава, насыщенного флюидами и рудным веществом, с образованием интрузий Норильского типа. Рудоносная магма, в процессе внедрения, сбрасывает в подошве интрузии ликвированные сульфиды и дифференцируется на пикритовую, габбро-долеритовую и габбродиоритовую составляющие, образуя слепое интрузивное тело. Большое количество флюидов, растворенных в заключительных порциях рудоносной магмы, образуют очень мощные метасоматические ореолы, не характерные для обычных трапповых интрузий.

Представители метасоматической точки зрения В. В. Золотухин, М. К. Иванов, И. Н. Горяинов, А. В. Тарасов, В. В. Рябов и др. несмотря на простоту и очевидность магматической гипотезы с 70-х годов прошлого века подвергли ее интенсивной критике. Главными доводами, отрицающими магматическое происхождение сульфидных Cu-Ni руд являются низкая растворимость серы и флюидов в расплаве базитового состава, что не может объяснить большое количество руды и метасоматитов, сопровождающих тела полностью дифференцированных интрузивов. Спектр альтернативных гипотез, базирующихся на допущениях метасоматического образования сульфидных Cu-Ni руд, весьма широк. Он варьирует от представлений об коллоидном происхождении Cu-Ni руд И. Н. Горяинова, сульфуризации расплава в результате продувки флюидами с образованием основных пегматоидов В. В. Золотухина, до представлений о «закупорке» субвулканического очага и насыщении в результате этого интрузивного тела флюидами и рудным веществом М. К. Иванова. Несмотря на убедительность критики гипотезы магматического происхождения норильских месторождений, альтернативные гипотезы метасоматистов вызывают намного больше заслуженных критических замечаний и не имеют выходов на локальный и региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд.

Металлогении региона посвящены многочисленные работы, имеющие большое значение для анализа и разработки поисковых критериев и признаков Cu-Ni оруденения (В. К. Котульский, 1943, М. Н. Годлевский, 1959, 1973; Н. Н. Урванцев, 1959, 1973; Г. Д. Маслов, 1962ф, 1963; В. Н. Егоров, 1963, Н. С. Малич, 1970, 1971, 1974, 1987; Г. И. Кавардин, 1965, 1976, В. А. Люлько, Ю. Н. Амосов, 1971, 1973ф, 1975ф, С. К. Михалев, О. Н. Симонов, 2000ф и др.).

Эволюция взглядов о магматической дифференциации основана на появлении новых материалов по динамике извержений и процессам кристаллизации базитовых магм современных вулканов, а также физико-математическом моделировании этих процессов (А. П. Хренов, 1982; С. А. Федотов, 1984, 2006). Предполагается неразрывная связь дифференцированных интрузий с конкретными свитами туфолавовой толщи. Сульфидные Cu-Ni руды в рудоносных интрузиях образуются в результате процессов динамической дифференциации, кристаллизации и контаминации (В. А. Радько, 1991, A. J. Naldrett, V. A. Fedorenko 1995, 1996; А. Д. Налдретт, 2003, Chusi Li, Edward M. Ripley, 2009).

1.1. Проблемы расчленения, терминологии и картирования трапповых образований Норильского района

Ведущими критериями при расчленении туфолаговой толщи являются: вещественный состав, структурные разновидности пород, морфологические особенности строения свит и пачек, их соотношения с выше- и нижележащими подразделениями, непосредственное прослеживание геологических тел, их границ и маркирующих горизонтов по простиранию. Это обуславливает значительные трудности и неоднозначность решений при расчленении сложнопостроенной, полифациальной туфолаговой толщи. Незавершенность для эффузивных образований Норильского района классификации фаций усугубляется отсутствием сквозных для всей толщи принципов терминологии. В результате для стратиграфических подразделений нижней части толщи доминируют минералогические и петрохимические термины, при утрате структурных, а для всего остального разреза участвуют только структурные термины при утрате минералогических. Все вышесказанное позволяет говорить о туфолаговой толще, как об условно стратифицированных образованиях. Породы туфолаговой толщи, в силу специфики своего образования, весьма слабо насыщены крупномерными остатками флоры и фауны, поэтому палеонтологические критерии при ее расчленении играют вспомогательную роль.

Положение усугубляется также незавершенностью принципов терминологии, причем даже основных терминов, таких как «комплекс» и «интрузивный тип». Применение термина «комплекс», как известно, не совпадает с общепринятым и употребляемым для геосинклинальных областей (Структуры траппов..., 1976), поэтому многие исследователи употребляли термин «интрузивный тип», который выделялся на той или иной эталонной интрузии. Этот термин является вневременным, т. е. по сути отражает какие-то фациальные особенности интрузий в отличие от термина «комплекс», который в идеале должен отражать узковременные полифациальные образования, сближенные в пространстве. Достаточно правильно термин «комплекс» употребляется, пожалуй, только для ергалахского и пясинского интрузивных комплексов, комагматов ивакинской свиты, в остальных же постоянно присутствует двойственность смысла «комплекс» – «интрузивный тип».

По петрохимическим характеристикам туфолаговая толща разделяется на две большие группы. Более древняя, от ивакинской до надеждиной свиты включительно, образует петрохимически контрастную группу пород, так называемую «дифференцированную серию лав». В ней отдельные петрохимические (а также структурные и минеральные) характеристики варьируют очень сильно. Породы этих свит имеют также и более палеотипный облик. Более молодая группа, от моронговской до самоедской свит включительно, образует «недифференцированную серию лав». Она имеет более кайнотипный облик, весьма стабильный петрохимический состав, отвечающий среднему траппу, и весьма узкий набор породообразующих минералов и петрографических структур.

В силу значительной латеральной протяженности туфолаговой толщи отмечаются значительные вариации мощностей, элементов строения, минеральных и петрохимических характеристик, в пределах отдельно взятых свит и пачек. Очевидно, эти вариации контролируются приуроченностью к различным тектоническим структурам Норильского района, прежде всего к мульдам и прогибам, в пределах которых выделяются одноименные структурно-фациальные зоны. Структурно-фациальные зоны, характеризующиеся различными типами разрезов многих свит и пачек. Смена типов разрезов происходит в зоне переходных разрезов шириной около 40 км, приуроченной к границам мульд и прогибов.

Принятая в легенде схема расчленения интрузивного магматизма разработана В. А. Люлько (Люлько и др., 1973, 1975), которая, по сути, представляет дальнейшее развитие известных и широко применяемых на практике схем М. Н. Годлевского (Годлевский 1959, 1961) и М. Н. Лурье с соавторами (Лурье и др. 1960, 1962, 1966, 1973), в ней также учтены новые материалы, полученные в последние годы.

Ведущими критериями при расчленении интрузивных образований является степень рудоносности, особенности минерального и химического состава, степень и характер дифференциации, структурные и текстурные особенности, метасоматические изменения вмещающих пород, морфология интрузивных тел, горизонт их внедрения, палеомагнитные свойства.

В настоящее время в Норильском районе, согласно опорной легенде к Норильской серии листов для геологических карт масштаба 1 : 50 000 (Люлько, 1993ф), выделяют следующие интрузивные комплексы: ергалахский ($\tau\beta P_3eg$), пясинский ($\tau\alpha\beta P_3ps$), оганерский (βT_1og), фокинский ($\omega\gamma-\gamma\beta T_1fk$), норильский ($\omega\gamma-\gamma\delta T_1nr$), моронговский ($\omega\gamma-\gamma\beta T_{1-2}mr$) и далдыканский ($\beta T_{1-2}dl$) комплексы. Норильский интрузивный комплекс содержит четыре типа рудоносных дифференцированных интрузий: норильский ($\omega\gamma-\gamma\delta T_1nr^{nr}$), зубовский ($\omega\gamma-\gamma\delta T_1zb^{nr}$), круглогорский ($\pi\gamma-\gamma\beta T_1kg^{nr}$) и нижнеталнахский ($\omega\gamma-\gamma\beta T_1nt^{nr}$) типы.

До недавнего времени главной проблемой, стоящей перед геологами Норильского района, была разбраковка интрузий на рудоносные и безрудные, что привело к поиску и изобретению многочисленных критериев их различия. В настоящее время можно констатировать, что несмотря на все усилия, данная проблема не нашла удовлетворительного решения в области старых представлений о магматизме Норильского района. В рамках современных представлений при выделении интрузивных комплексов в Норильском районе необходимо не интрузии сопоставлять между собой, так как это приводит к выделению типов дифференциации, а петрохимические, микрохимические, минералогические, петрофизические характеристики конкретных интрузий и другие геологические данные, сопоставлять с аналогичными характеристиками циклов вулканогенных разрезов данной вулканоструктуры. Это связано с тем, что интрузивный тип является вневременным понятием, то есть отражает по сути сочетание фациальных особенностей интрузий, и простая замена термина «тип» на термин «комплекс» невозможна. Таким образом, каждый цикл потенциально мог бы образовать: оганерский тип – недифференцированных интрузий; фокинский тип – пикритовых безрудных интрузий; нижнеталнахский тип – троктолитовых слаборудоносных интрузий; круглогорский тип – такситовидных с лейкогаббро слаборудоносных интрузий; зубовский тип – с такситовыми и пикритовыми габбродолеритами слаборудоносных интрузий; норильский тип – с такситовыми и пикритовыми габбродолеритами и сульфидными телами сплошных руд. Кроме того, возможны другие типы в зависимости от особенностей региона, однако в каждом конкретном случае набор типов в том или ином комплексе весьма сильно ограничен.

В связи с многозначностью в применении некоторых главных терминов в практике геологоразведочных работ, а также ориентацией на универсальность терминологии в общей петрологии, адаптируем главные термины к данным конкретным условиям Норильского района.

Вулкано-интрузивный комплекс (ассоциация) – совокупность всех интрузивных и вулканогенных геологических тел, образовавшихся в различных фациях в течение одного цикла.

Фации – условия взаимодействия геологической среды с потоком магмы, приводящие к многообразию петрохимических, минералогических, структурных, текстурных и морфологических параметров магматогенных пород и геологических тел.

Цикл – время становления вулкано-интрузивного комплекса некоторой вулканоструктуры, обуславливающей системное единство всех магматогенных геологических тел в ее пределах и их отличие за ее пределами. Цикличность выражается в повторении активных и пассивных излияний магмы, соответствующих началу и концу одного цикла.

Остановимся более детально на термине «фация» (лат. *facies* – лицо, облик) в геологии. Как известно, наиболее широко оно применяется для обозначения физико-географических условий, прежде всего осадочных пород. Под условиями понимаются такие особенности

среды как ее химический и температурный режим, физическое состояние и динамика, органический мир и т. д. (Страхов, 1948; Наливкин, 1955; Хаин, 1973). Термин «фация» был предложен швейцарским ученым А. Грессли в 1838 г. для осадочных пород. Под термином «фация» он понимал слой или группу слоёв, отражающих среду осадконакопления. У Грессли понятие «фация» было многосторонним, оно охватывало петрографический состав пород, заключенные в них органические остатки, генезис отложений и их изменения в определенных стратиграфических рамках. Это явилось причиной дальнейшего использования термина «фация» в разных смыслах. 1. Как условий отложения осадочных пород. 2. Как комплекса горных пород, образующихся в строго определенных физико-географических условиях (пласта, пачки или свиты пластов), отличающиеся на всем протяжении одинаковыми литологическими характеристиками и включающими одинаковые органические ископаемые осадки. 3. Как фации метаморфизма, то есть совокупности метаморфических горных пород различного состава, но с одинаковыми условиями образования. Наименее разработанной является классификация фаций вулканогенных пород. Тем не менее, в настоящее время выделяются фации даек, силлов, лакколитов, взрывная субфация, эффузивная субфация, экструзивная субфация, жерловая фация, гипабиссальные, мезоабиссальные и абиссальные фации интрузий (Полевая геология, 1989).

Данная работа посвящена выделению ранее неизвестных фаций вулканогенных пород, имеющих, по мнению автора, большое значение для прогноза медно-никелевых руд в Сибирской трапповой провинции и, возможно, в других регионах развития дифференцированных интрузивов различной металлогенической специализации. Более того, показано, что процесс дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы описывается абсолютно идентичными физическими формулами истинными и для определенного спектра осадочных пород (Радько, 1991).

1.2. Приемы и методы обработки аналитических данных

Для корреляции вулканогенного разреза и интрузивных комплексов в данной работе использован прием экстремальных характеристик, использующий первичные значения силикатных и количественных спектральных анализов. Применение этого метода обусловлено весьма малой контрастностью базитовых пород Норильского района и в то же время весьма высокой стабильностью петро- и микрохимических характеристик в пределах того или иного цикла. Важное значение в корреляции эффузивных и интрузивных образований в ближайшем будущем, очевидно, будут играть количественные параметры структур, такие как: шаг кристаллизации, размер зерен, их количество в элементарной ячейке породы, которые легко измеримы современными сканирующими шлиф компьютерными технологиями.

Суть метода экстремальных характеристик состоит в следующем.

1. Вначале, необходимо расположить во временной последовательности весь массив силикатных анализов и дублирующих их количественных спектральных анализов, отобранных правильным образом из разреза туфолавовой толщи. При недостатке анализов руководствоваться принципом: один слой – один анализ, примером такого опробования является послойное опробование глубокой опорной скважины. При избытке анализов (что, естественно, более достоверно): один слой – среднее всех анализов из этого слоя, примером такого опробования является послойное опробование ряда хорошо сопоставимых скважин или геологических разрезов, в которых послойное опробование производилось не только вкрест, но и по простирацию всех слоев.

2. Далее в этом временном ряду выделяются максимальные и минимальные значения. Граница экстремумов, выбирается таким образом, чтобы экстремум оставался внутри цикла, даже если придется сделать 5–10-процентную неувязку.

3. Далее выделяются особенные значения, которые не самые большие, тем не менее в других циклах таких нет или их не более 5–10 %, или они встречаются не более чем в 2–3 циклах, аналогично для минимальных значений.

4. Для каждого цикла формируется ему присущий неповторимый спектр экстремальных характеристик.

5. Для привязки интрузивов к разрезу базальтов и выделению вулcano-интрузивных комплексов, соответствующих одному циклу магматической активности в пределах конкретной вулканоструктуры в интрузивах используются аналитические данные, отобранные из неизменных контактовых и фланговых частей, отвечающих первичному составу магмы.

6. Аналитические данные из дифференциатов приводятся для характеристики степени дифференциации и выделения фациальной зональности интрузивного массива.

Нельзя допускать ситуации, когда из одного слоя отобрано 90 % анализов, а из остальных 99 % слоев всего 10 %. Как ни странно, но до последнего времени существовала именно такая ситуация, когда в связи с дороговизной силикатных и количественных анализов из соображений экономии, к примеру, в гудчихинской свите в пробу брался только самый «жирный» пикрит, остальные покровы попросту игнорировались. В результате скопилось очень много анализов из пикритовых базальтов, но очень мало из оливиновых базальтов. Этот казус даже закреплен в опорной Легенде к Норильской серии листов для геологических карт масштаба 1 : 50 000 (Люлько, 1993ф), на самом деле, при послойном опробовании ряда скважин выяснилось, что доля пикритовых базальтов в среднегудчихинской подсвите не превышает 10–15 %, так как в основном преобладают оливиновые маломощные базальты.

Аналогичная ситуация наблюдается и при изучении дифференцированных интрузий, когда выбираются единичные скважины с наиболее дифференцированным разрезом. Далее в этих скважинах при характеристике слоя отбирался самый «жирный»: пикрит, диорит, троктолит, лейкогаббро, таксит с обособлением пикрита, но игнорировались контактовые разности, а ведь именно они отвечают первичному составу магмы. Игнорировались слабодифференцированные и фланговые части рудоносных интрузивов, а ведь именно они отвечают первичному составу магмы и в наименьшей степени подвергнуты вторичным изменениям. В результате очень хорошо изучены крайние экстремальные разновидности в рудоносных интрузиях, но резко нарушена соразмерность выборки данных. Это привело к представлениям о том, что рудоносный интрузив везде состоит из лейкогаббро и диоритов в верхней части, пикритов и такситов в нижней части, а между ними, как нечто промежуточное и безрудное выделялся оливинсодержащий габбродолерит.

На самом деле, рудоносный интрузив более чем на 50 % состоит из оливинсодержащих габбродолеритов и имеет не только вертикальную, но латеральную зональность. Наиболее дифференцирована осевая зона интрузива на флангах дифференциация постепенно снижается с выпадением диоритов, пикритов и далее такситов, вплоть до оливинсодержащих, практически не дифференцированных габбродолеритов. Осевая зона также имеет относительно контрастную зональность, наивысшая контрастность достигается во фронтальной части, где развиты пикриты, такситы, лейкогаббро, диориты, полномасштабные богатые, медистые и вкрапленные руды на множестве горизонтов. К прикорневой зоне осевой части дифференциация постепенно снижается и упрощается до наличия одного горизонта такситовидных габбродолеритов с убогим вкрапленным пирит-пирротинным оруденением среди оливинсодержащих контактовых габбродолеритов. Таким образом, зональное строение базитового интрузива определяет приемы и методы обработки аналитических данных с целью выделения не только слабоконтрастных зон, но и параметров исходной магмы для его корреляции с разрезом туфолавовой толщи.

2. ДИНАМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ И ДИНАМИЧЕСКАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ БАЗИТОВОЙ МАГМЫ

Согласно предлагаемой генетической и математической модели образования дифференцированных интрузивных траппов рудоносные интрузии не слепые тела, а открытые долгоживущие, промежуточные камеры, через которые проходили большие объемы магмы. 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 разработаны методы локального и регионального прогноза 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 и кристаллизации (МДДК) интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы.

Суть модели динамической дифференциации и кристаллизации состоит из трех главных аксиом и двух дополнительных.

1. Камера, локализуя дифференцированную интрузию, является промежуточным очагом, который имеет подводный и выводный каналы, т. е. представляет собой гипабиссальный 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.

Четвертым и пятым дополнительными положениями являются аксиомы о комагматичности и проницаемости.

4. Все фации некоторого вулcano-интрузивного комплекса в Норильском районе являются производными ареального (площадного) вулканизма.

5. Все фации вулcano-интрузивного комплекса зависят от особенностей латеральной и вертикальной проницаемости земной коры.

МДДК выражается системой уравнений, поясненной на рис. 2.1. Объемный расход магмы (Q), движущейся с некоторой скоростью (v_m) в каналах и камерах с некоторой площадью поперечного сечения (S), имеет вид:

$$Q = S \times v_m \quad (2.1)$$

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:

$$S_{\Pi} \times \bar{v}_{\Pi} = S_{\text{K}} \times \bar{v}_{\text{MK}} = S_{\text{B}} \times \bar{v}_{\text{MB}}, \quad (2.2)$$

где $S_{\text{п}}$, $S_{\text{к}}$, $S_{\text{в}}$ – площади поперечного сечения соответственно подводющего канала, камеры и выводящего канала; $U_{\text{мп}}$, $U_{\text{мк}}$, $U_{\text{мв}}$ – скорости движения магмы соответственно в подводящем канале, камере и выводящем канале.

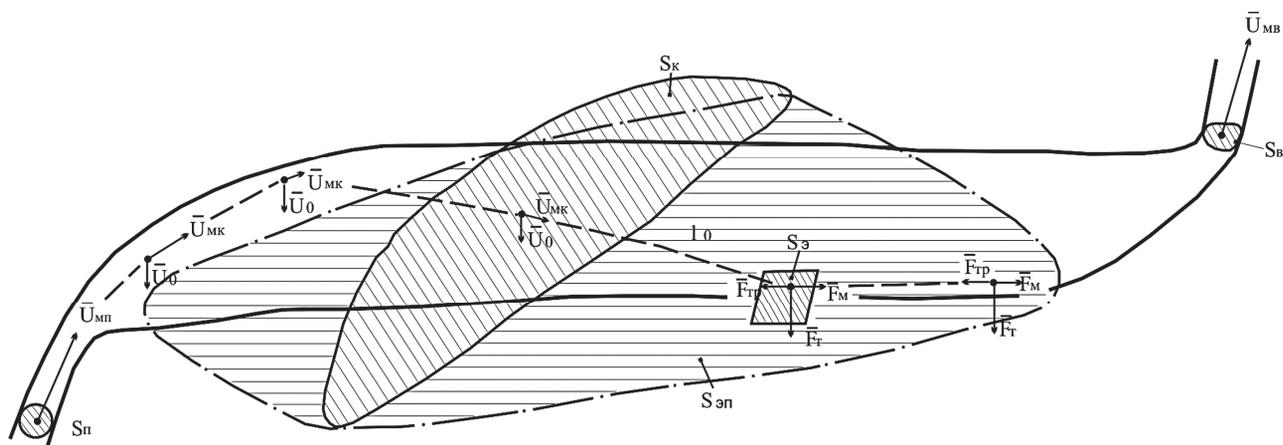


Рис. 2.1. Принципиальная схема динамической дифференциации интрузивных траппов

Скорость падения (подъема) некоторого обособления (U_0) в магме под действием силы тяжести выражается формулой Стокса:

$$v_0 = \frac{2R^2 \times g \times (\rho_0 - \rho_m)}{9 \times \eta}, \quad (2.3)$$

где R – радиус обособления; g – ускорение свободного падения; ρ_0 – плотность некоторого обособления; ρ_m – плотность магмы; η – коэффициент вязкости.

Сила действия движущейся магмы (F_m) на некоторое обособление (автолит или ксенолит, капля ликвидированной сульфидной или силикатной жидкости, гломеропорфировый сросток, кристалл и т. п.), также определяется по формуле Стокса:

$$\bar{F}_m = 6\pi \times \eta \times R \times v_m. \quad (2.4)$$

Величина силы тяжести (F_t), действующая на некоторое обособление с объемом (V_0), погруженное в жидкость, как известно, находится по формуле:

$$\bar{F}_t = V_0 \times g \times (\rho_0 - \rho_m). \quad (2.5)$$

Условием осаждения некоторого обособления на границу «магма–осадок» в камере-отстойнике, исходя из формул (2.4) и (2.5), будет векторное неравенство:

$$|\bar{F}_T| > |\bar{F}_M|, \quad (2.6)$$

где \bar{F}_M и \bar{F}_T 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:

$$|\bar{F}_{Tr}| > |\bar{F}_M|, \quad (2.7)$$

где F_{Tr} – сила трения некоторого обособления о границу раздела магма – осадок.

Масса некоторых однородных обособлений (M_o), осаждаемых из единицы объема их несущей магмы, на некоторой элементарной площадке в камере, выражается уравнением:

$$M_o = (t_c \times v_{om} - l_o) \times N \times V_o \times \rho_o, \quad (2.8)$$

где t_c – время прохождения некоторым единичным объемом магмы расстояния от подводящего канала до площадки осаждения в камере;

v_{om} – скорость движения обособления к элементарной площадке осаждения в камере;

l_o – 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:

$$v_{om} = \bar{v}_o + \bar{v}_{mk}. \quad (2.9)$$

Масса обособлений, осажденных на элементарной площадке осаждения из некоторого пульса магмы (M_{op}), определяется уравнением:

$$M_{op} = M_o \times t_p \times Q_p, \quad (2.10)$$

где t_p – время излияния магмы одного пульса; Q_p – объемный расход магмы в этом пульсе.

Мощность слоя ($N_{оп}$) некоторых обособлений (при условии их слияния), осажденных из одного пульса, на элементарной площадке осаждения, имеет вид:

$$N_{оп} = \frac{M_{оп}}{S_{э} \times \rho_0}, \quad (2.11)$$

где $S_{э}$ – площадь элементарной площадки осаждения.

Суммарная масса обособлений, осажденных из одного пульса, ($M_{опс}$) на соответствующую ему площадь осаждения ($S_{эп}$), записывается в виде:

$$M_{опс} = \sum_{i=1}^{i=S_{эп}} M_{опi}, \quad (2.12)$$

Полная масса обособлений (M), осажденных за время существования условий прохождения расплава через камеру, имеет вид:

$$M = \sum_{i=1}^{i=n} M_{опсj}, \quad (2.13)$$

где n – число пульсов магмы, проходящих через камеру.

Для регионального прогноза полная масса обособлений определяется:

$$M = V_M \times (M_n - M_p), \quad (2.14)$$

где V_M – полный объем магмы, прошедший через данную камеру; M_n – масса потенциальных обособлений в единице объема магмы, не проходившей через камеру; M_p – 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:

$$M_M = D \frac{\Delta C}{\Delta l} \times S_{вл} \times t_k, \quad (2.15)$$

где M_M – масса данного микроэлемента, перешедшего из силикатного расплава в сульфидный; D – коэффициент диффузии данного микроэлемента в силикатном расплаве; ΔC – разность содержаний между границей сульфидный–силикатный расплав и областью равномерного распределения микроэлементов в силикатной магме, расстояние между которыми по направлению наибольшего изменения содержаний микроэлементов равно Δl :

$$\Delta l = v_{ср} \times t_k, \quad (2.16)$$

где $v_{ср}$ – средняя скорость движения атомов микроэлементов в силикатной магме; t_k – время контакта некоторого малого объема магмы с сульфидной каплей:

$$t_k = \frac{D_k}{v_{вЛ}}, \quad (2.17)$$

где D_k – диаметр сульфидной капли (обособления); $v_{вЛ}$ – скорость вертикального перемещения обособления в магме $v_{вЛ} = v_0$, в случае его падения, либо латерального перемещения обособления относительно магмы $v_{вЛ} = v_{мк} - v_d$, в случае его перекачивания по дну камеры, где v_d – 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

$$S_{вЛ} = S_k \times \frac{t_{вЛ}}{t_k}, \quad (2.18)$$

где S_k – 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 ($M_{мо}$), оставшегося в данной камере, имеет вид:

$$M_{мо} = V_m \times (M_{мн} - M_{мп}), \quad (2.19)$$

где $(M_{мн} - M_{мп})$ – 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, по мнению автора, моменты процесса дифференциации. В конечном же виде полная модель должна отражать весь процесс магматизма и место рудообразования в нем. Причем необходимые параметры будут получены путем прямых замеров либо при решении обратной задачи, к измерению которых будет приспособлен весь алгоритм. При этом возможно сведение к минимуму использование экспериментальных данных и непроверяемых допущений. Но даже в неполном виде МДД можно использовать для локального и регионального прогноза Cu-Ni руд в Норильском районе, в рамках которой находят простое, цельное, логически непротиворечивое объяснение многие важнейшие особенности, присущие дифференцированным интрузиям северо-запада Сибирской платформы. На главных из них остановимся ниже.

Горизонт такситовых габбродолеритов, исходя из соотношений (2.2) и (2.3), образован обломочным материалом, захваченным магмой в подводящем канале и частично осажденном в камере вследствие многократного уменьшения скорости потока магмы, более высокой плотности и крупности обломков, кристаллов и сростков плагиоклаза и оливина. Причем собственно обломки испытывают значительный разогрев, частичное растворение и последующее слипание в высокопластичном состоянии, кроме того, возможна и их последующая деформация. Это обуславливает все разнообразие структур и минеральных составов так называемой атакситовой текстуры, а также брекчиевидный ее облик во флан-

говых частях интрузива и широкое развитие автолитов и ксенолитов, которые наблюдались практически во всех полнодифференцированных интрузивах (Генкин, 1981; Иванов, 1971, Люлько, 1972), что позволяет дать более точное название породам этого горизонта, а именно метабрекчиевый габбродолерит (рис. 2.2).

Кроме того, исходя из условий (2.6) и (2.7), должны наблюдаться не только баллистические закономерности в распределении обособлений, но и закономерности, обусловленные перемещением, трением и качением обособлений по границе «магма–осадок», если условие покоя (2.7) выполняется не сразу, а через некоторое время после осаждения обособлений. Таким образом, исходя из представлений МДДК, распределение силикатных обособлений в камере для такситовых и пикритовых габбродолеритов и горизонта габбродиоритов, будет зависеть от удаленности от подводящего канала, близости к выводящему каналу, близости к оси потока или струи в нем, близости к флангам интрузии, морфологии интрузии и обусловленной ей скорости потока магмы в данном поперечном сечении, высоты начала осаждения обособления над границей «магма–осадок», удаленности начала осаждения обособления от подводящего канала, размера, формы, плотности обособлений, изменения этих последних параметров в камере, наличия тех или иных обособлений в магме, вязкости и плотности магмы, ее объемного расхода и количества, а также от температуры, давления и химического состава магмы, так или иначе влияющих на вышеперечисленные параметры.

Горизонт пикритовых габбродолеритов образовался из магмы, низкой вязкости. Снижение вязкости базитового расплава возможно только в случае дополнительного разогрева субвулканической камеры. При внедрении базитовой магмы даже очень большого, но конечного объема образуются недифференцированные интрузивы с типичной пойкилоофитовой структурой. Так, даже в интрузиях большой мощности (до 800 м) в центральной части массива наблюдается крупногорошчатая до 2,5 см текстура с закономерно уменьшающимися к контактам размерами ойкокристаллов клинопироксена. Это объясняется большими потерями тепла при внедрении в холодный субстрат, в результате чего, после остановки магмы наблюдается непрерывное снижение температуры в теле интрузива до его полной кристаллизации. В случае же открытой системы после образования субвулканической камеры непрерывный поток магмы, сильно разогревает вмещающий субстрат, градиент температур становится не таким резким, после чего разогреваются внутренние зоны интрузива практически до исходной температуры. В результате такого разогрева камеры в типичной базитовой магме возможна кристаллизация преимущественно магнезиального оливина и его отсадка в связи с низкой вязкостью. Условия низкой вязкости благоприятны также для осаждения более тонкой, пылевидной сульфидной вкрапленности, характерной для пикритовых габбродолеритов.

Ритмичное переслаивание пикритовых, такситовых и оливиновых разновидностей и вообще наличие полосчатых текстур в пикритовых габбродолеритах, объясняется колебаниями скорости, а значит и дебита магмы в камере, или ее кратковременными остановками. Соответственно при низкой вязкости из движущейся магмы выпадает оливин, при более высокой – силикатные автолиты и ксенолиты, при кратковременной остановке образуется оливиновый габбродолерит, при более длительной – пойкилоофитовый.

Вторым фактором разогрева хонолитообразной субвулканической камеры, объясняющей зональное распределение железистого и магнезиального оливина, является наличие множества одновременно действующих подводящих каналов. Более удаленные каналы в тыловой части интрузива не могут разогреть камеру до максимальной температуры, в связи с чем там кристаллизуется более железистый оливин. В центральной части камеру разогревают слившиеся потоки от нескольких подводящих каналов. В результате чего не только снижается вязкость в этом месте субвулканической камеры, но и при высоких температурах может кристаллизоваться более высокомагнезиальный оливин и хромистый пироксен.

Наибольшего разогрева камера достигает во фронтальной части, где сливаются все потоки от множества подводющих каналов, в результате здесь наблюдаются и более магнезиальные разновидности в пикритовых и оливиновых габбродолеритах.

Вкрапленные руды образуются только при появлении в силикатной магме сульфидной фазы. Сульфидный расплав пирит-пирротинового состава изначально не содержит никаких полезных компонентов. В силу свойств природной экстракции сульфидный расплав вбирает в себя цветные металлы и платиноиды, которые попадают в него из силикатного расплава в результате диффузии. В камере в условиях очень низких скоростей движения магмы, а, следовательно, ламинарного потока, исходя из формулы (2.3), более крупные капли ликвированной сульфидной жидкости догоняют более мелкие, увеличивая их размер, что явно невозможно в условиях турбулентного потока и больших скоростей магмы, которые должны иметь место в подводящем канале. Кроме того, собственное движение сульфидной капли в силикатной магме, согласно формулам (2.15)–(2.17), способствует насыщению ее микроэлементами, так как перемещение по камере позволяет ей контактировать с новым, еще не обедненным микроэлементами силикатным расплавом. При достижении сульфидным обособлением границы «магма–осадок» условие покоя (2.7) выполняется при перекрытии капель силикатными обособлениями; при наличии западин и микрорельефа, если же они слабо выражены, то вследствие низкого внутреннего трения и трения качения сульфидная капля будет перемещаться по дну камеры, все более укрупняясь и насыщаясь микроэлементами.

Для рудоносных интрузий норильского типа, особенно для пикритовых габбродолеритов характерна именно уплощенная форма каплевидных вкрапленников, свидетельствующая о непрерывном движении магмы в камере, при отсутствии движения должна наблюдаться шаровидная форма капель (рис. 2.3, 2.12). В результате в камере от подводящего к выводящему каналу повышается размер сульфидной вкрапленности и содержание микроэлементов в ней, а также повышается относительное содержание микроэлементов в сульфидных обособлениях одинакового размера. Данная зональность (рис. 2.11) была известна уже при детальной разведке месторождений Талнахского рудного узла и послужила основанием для выделения тыловой, центральной и фронтальной зон в интрузиях норильского типа (Суханова, 1971). Более того, если такая зональность существует, то нет необходимости в непроверяемых гипотезах и предположениях о существовании каких-то глубинных очагов с неясными механизмами дифференциации и транзита рудного вещества.

Вкрапленность сульфидного расплава в камере распределена достаточно густо, поэтому в условиях ламинарного потока и динамического равновесия образует как бы сплошной «войлок» из траекторий капель. Такой «сульфидный дождь» образует своеобразный динамический фильтр, экстрагирующий из проходящей через него магмы цветные и благородные металлы. Коэффициент полезного действия природной экстракции (КПДпэ) не превышал 10–25 %, тем не менее в результате этого процесса образовались крупнейшие Cu-Ni месторождения.

Горизонт сидеронитовых габбродолеритов образуется только во фронтальной части интрузий норильского типа в месте образования тела богатых руд. При отсутствии тела богатых руд в самом интрузиве свидетельствует о месте его первичного положения. Как правило, сидеронитовые габбродолериты (рис. 2.4) располагаются в верхней части тела богатых руд или в его кровле, когда оно сохраняет свое положение в теле интрузива или не полностью «проваливается» в роговики. В сидеронитовых габбродолеритах содержится от 20 до 50 % сульфидов, а также многочисленные прожилки и пропластки до 0,5 м богатых сплошных руд. По положению относительно других разновидностей вкрапленных руд они всегда залегают ниже пикритовых габбродолеритов, как правило, в теле такситовых габбродолеритов, нередко среди массивных контактовых разновидностей, которые также сложены оливиновыми габбродолеритами.



Рис. 2.2. Такситовый габбродолерит, отчетливо видны обломки с острыми углами (1), лейкократовые (2) и меланократовые (3) участки с различной степенью раскristаллизации и типичная для такситов ксеноморфная расслоенная вкрапленность халькопирит-пирротинового состава. Хараелахский интрузив скв. 3Ф-10.



Рис. 2.3. Пикритовый габбродолерит, отчетливо видна типичная для норильских рудоносных интрузий уплощенная, каплевидная, расслоенная вкрапленность халькопирит-пирротинового состава (1) и два шлира (2) размером более 5 см. Хараелахский интрузив скв. ПТ-2.



Рис. 2.4. Сидеронитовый габбродолерит, отчетливо видна типичная для этой разновидности массивная текстура и богатая интерстиционная вкрапленность халькопирит-пирротинового состава. Хараелахский интрузив скв. РТ-16.



Рис. 2.5. Лейкогаббро (слева) и такситовидный габбродолерит с вкрапленностью халькопирит-пирротинового состава (справа) в апофизе Хараелахского интрузива, отнесенного к круглогорскому типу в скв. 3Ф-24.

Горизонт сливных сульфидных руд образуется при отгоне движущейся магмой сульфидных обособлений от тыла к фронту камеры. При этом сульфидные обособления, двигаясь с разными скоростями по границе «магма–осадок», догоняют друг друга и укрупняются. Их остановка возможна лишь в западинах рельефа и микрорельефа дна и в застойной прифронтальной зоне, где поток магмы уходит круто вверх, так как в этих случаях выполняются условия осаждения (2.6) и покоя (2.7). При достаточно большом количестве сульфидных обособлений и малой доле силикатного материала, осаждающегося в прифронтальной зоне, сульфидные обособления укрупняются до размеров линз и пластовых тел. С поверхности такого тела движущимся потоком магмы будут постоянно перемещаться во фронтальную часть попадающие на нее силикатные обособления, что приводит к своеобразной консервации этой части сульфидного тела и исключения ее из процесса образования зональности сплошных сульфидных руд. Зональность сливных сульфидных руд (рис. 2.6) в рамках МДД объясняется отгоном движущейся магмой к фронту залежи более легкой сульфидной составляющей, а при преобладании последней – отгоном еще более легкой. Это подтверждает полное совпадение латеральной зональности минеральных разновидностей сплошных руд от подводящих к выводящим каналам, от тыла к фронту камеры с убывающим рядом плотностей основных рудообразующих минералов: пирротин 4580–4770; троилит – минерал группы пирротина; моихукит 4380; талнахит 4360; халькопирит 4100–4300; кубанит 4080–4180. Эта закономерность, хотя и сильно затушевана циклическостью рудоотложения, кристаллизационной дифференциацией, проекционным отжиманием рудного расплава по контракционным и тектоническим трещинам в окружающие породы, брекчированием руд, гидротермальным перераспределением и т. п., тем не менее, является первопричиной латеральной и вертикальной зональности. Об этом же свидетельствует распределение содержания Rh, как антагониста Pt в различных типах руд. Превышение содержания Rh над Pt наблюдается только в пирротиновых рудах и объясняется отгоном во фронтальную часть интрузива халькопиритовой части расплава, насыщенного Cu, Pt, Pd, Au и накоплением Rh в тыловой части залежей богатых руд. Причем наблюдаются не просто высокие содержания Ni, а дефицит Cu по отношению к Ni в силу удаления халькопиритовой составляющей. Так, в скв. КЗ-767 в пробе с максимальным содержанием Rh – 2,28 г/т, Pt – 1,7 г/т, при Ni – 5,1 %, Cu – 3,44 %, а в скв. ЭМ-8 в пробе с аналогичным содержанием Ni – 5,02 % Rh – 0,091 г/т, Pt – 9,75 г/т, при Cu – 26,9 %.

Горизонт габбродиоритов образуется за счет всплывающих в магме обособлений с низкой плотностью (ксенолиты вмещающих пород, капли силикатов кислого состава), которые собираются в кровле камеры в застойных и прифронтальных зонах, а впоследствии испытывают обогащение летучими (высокотемпературный автометасоматоз). Причем обломки осадочных пород здесь, вероятно, испытывают сильное растворение и расплавление с образованием собственно диоритов большой мощности. Кроме того, к габбродиоритам часто относят сильно альбитизированные габбродолериты верхнего эндоконтакта, в которых кроме того отмечается повышение содержания кремнезема.

Горизонт лейкогаббро также образуется за счет всплывающих в магме обособлений с низкой плотностью. В этом случае это гломеропорфиновые сростки и монокристаллы плагиоклаза, которые начинают свой рост в камере и по мере достижения ими достаточной крупности скапливаются во фронтальных и центральных частях интрузивов. Большие скопления лейкогаббро (рис. 2.5) характерны также для силловидных апофизов рудоносных интрузивов особенно во фронтальной части, в тыловых апофизах лейкогаббро не наблюдалось. Лейкогаббро, очевидно, образовалось на самой ранней стадии становления рудоносного интрузива (Лихачев, 2006), когда магма в виде силла активно внедрялась во вмещающие породы и была еще достаточно холодной. На этой стадии можно говорить о начале дифференциации, в результате которой в нижней части образовывались более

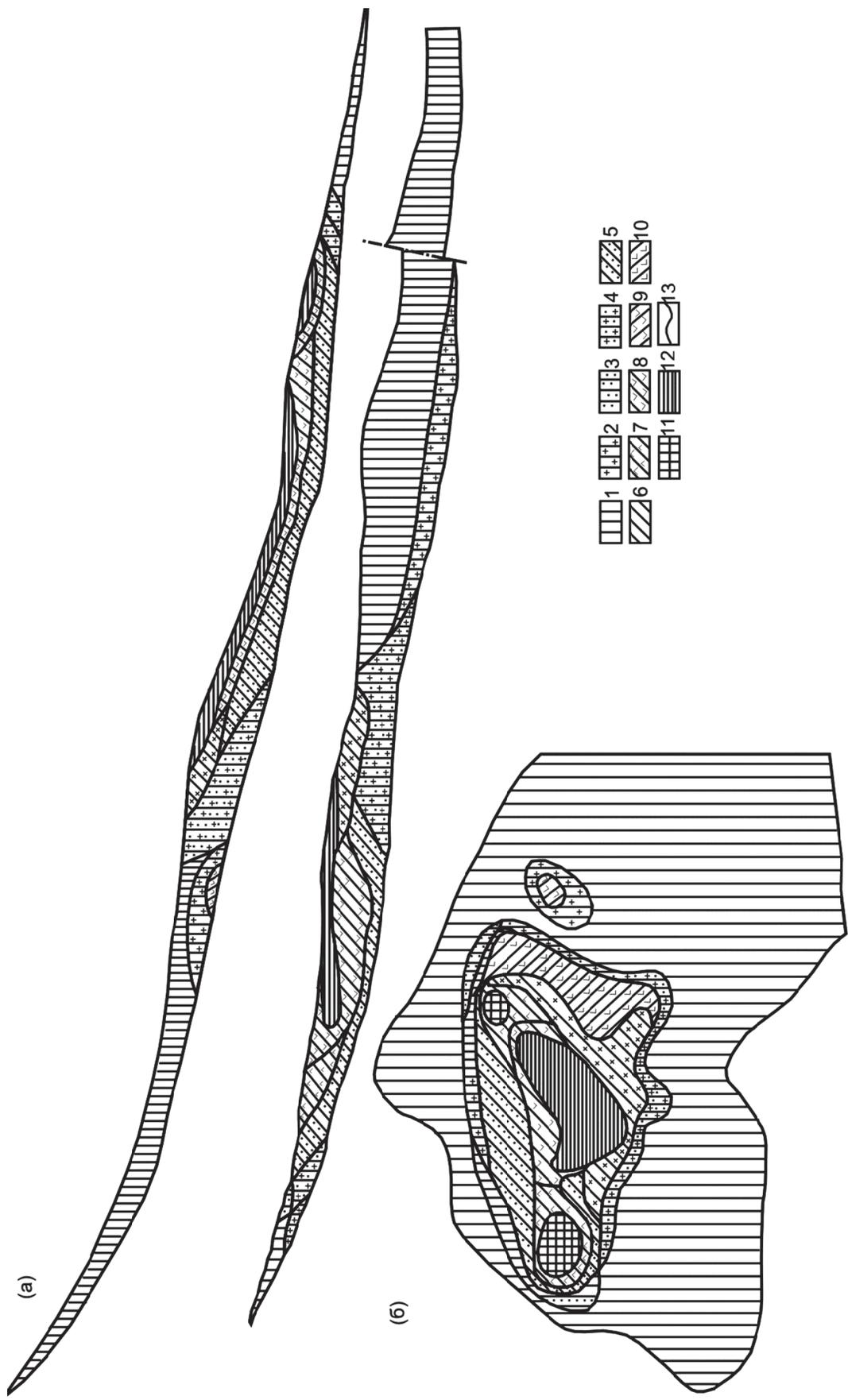


Рис. 2.6. Разрезы: (а) схематический план (б) минеральных разновидностей в залежи сплошных руд (Генкин, 1981).

1 – пирротиновые руды, 2 – халькопирит-пирротиновые, 3 – троилит-пирротиновые, 4 – троилит-халькопирит-пирротиновые, 5 – троилит-кубанитовые, 6 – халькопирит-кубанитовые, 7 – талнахит-кубанитовые, 8 – моихукит-кубанитовые, 9 – пирротин-халькопиритовые, 10 – троилит-пирротин-халькопирит-кубанитовые, 11 – талнахитовые и кубанит-галнахитовые, 12 – моихукитовые и кубанит-моихукитовые, 13 – конгуры рудного тела.

ранние растянутые по большой площади такситовидные породы с очень редкой сульфидной вкрапленностью. В верхней части интрузии в ее фронтальной части успевшие уже значительно увеличиться в размерах гломеропорфиновые сростки плагиоклаза спрессовывались в лейкогаббро. Однозначно можно говорить об образовании лейкогаббро в до пикритовую стадию и, очевидно, до образования основной доли такситовых габбродолеритов, то есть до формирования осевой зоны. После формирования осевой зоны температура магмы в ней начинает повышаться и рост плагиоклаза прекращается, снижается вязкость, и магма начинает активно пере откладывать ранее образованное лейкогаббро в виде автолитов в собственно такситовых и пикритовых габбродолеритах. В результате лейкогаббро в виде невыдержанных по простиранию крупных и мелких линз сохраняется в теле главного интрузива. На флангах фронтальной части рудоносных интрузивов оно слагает центральные части силлов уходящих более чем на 10–12 км от осевой зоны. Эти силлы известны под названием «круглогорский тип норильского комплекса», к которому, впрочем, отнесены и силлы с такситовидными габбродолеритами и вообще все безпикритовые интрузии с сульфидной вкрапленностью.

Горизонт оливинсодержащих и оливиновых габбродолеритов. Наиболее молодые породы по сравнению с другими горизонтами камеры, образовавшиеся из последней порции магмы, проходившей через камеру. Для этих пород (рис. 2.7), составляющих более 50 % от мощности рудоносных интрузий характерна массивная текстура, мелкозернистая габбродолеритовая и пойкилоофитовая структуры. Сульфидная вкрапленность, как правило, отсутствует. Данный дифференциат представляет собой лишенную кумулуса «осветленную» магму, так как в результате продолжительного прогрева пород экзоконтакта, а также верхних и нижних дифференциатов из нее успевает осесть (или всплыть) все обособления и уйти флюидная фаза. В связи с чем, по ее составу невозможно судить о первичном составе магмы.

Контактные габбродолериты. Наиболее древние породы – в камере при условии, что камера не расширялась в последующее время. В этом случае возраст и состав контактных долеритов будет соответствовать данному пульсу магматической деятельности. В осевых зонах верхние контактные габбродолериты сильно изменены автометасоматозом, а нижние также пересыщены рудным веществом (рис. 2.8) и зачастую ассимилированы собственным потоком, поэтому, как правило, не подходят для анализа состава материнской магмы. Для этой задачи необходимы разрезы в бортах интрузива, или даже с фланговых, слабодифференцированных апофиз.

Фронтальные брекчии образуются за счет выноса более легких обломков вмещающих пород, базальтов, долеритов и габбродолеритов, движущимся через камеру потоком магмы. Участки их распространения, очевидно, являются застойными зонами. Эти породы имеют постепенные переходы в горизонты габбродиоритов. Кроме того, наблюдаются фронтальные брекчии с многочисленными скарнированными апофизами габбродолеритов, но не имеющими магматического цемента. Образование последних связано, очевидно, с многократной пульсацией объема камеры во фронтальной области, в приповерхностных условиях, в связи с чем происходило перемешивание и нарушение элементов первичного залегания пород.

Проблема «вставленности» дифференцированных продуктивных интрузивов. Суть проблемы, как известно, состоит в том, что степень дислоцированности вмещающих пород не соответствует объему внедрившегося тела приблизительно на 70 % и более (Генкин, 1981). Эта особенность достаточно удовлетворительно объясняется только с точки зрения субвулканической гипотезы, по которой эта часть вмещающих пород была вынесена из камеры, проходящей через нее потоком магмы.

Проблема несоответствия масштаба метасоматической проработки вмещающих пород и объема дифференцированных интрузий. Как известно, на флангах Хараелахского интрузива ореолы измененных пород прослеживаются иногда на 1,5–2 км, а их



Рис. 2.7. Габбродолерит оливинсодержащий, для этих пород, составляющих более 50 % от мощности рудоносных интрузий, характерна массивная текстура, мелкозернистая габбродолеритовая структура. Хараелахский интрузив скв. ЗФ-25.



Рис. 2.8. Контактный габбродолерит, отчетливо видна изометричная, пересыщенная халькопиритом вкрапленность, характерная для фронтальной фации интрузивов. Причем пирротин утонул в халькопиритовом расплаве, образуя соотношения «шарик в шарике». Хараелахский интрузив скв. ЗФ-7.

мощность бывает более 100 м (Генкин, 1981). Эта особенность объясняется тем, что в магме было обычное для толеитового расплава содержание летучих, но через камеру проходило большое ее количество, что обеспечивало длительный, сильный прогрев и насыщение летучими вмещающих пород в проницаемых зонах.

Проблема несоответствия «... малой растворимости серы в базитовых магмах (0,10–0,15 мас. %)» (Золотухин, 1988) и большого количества сульфидных руд в камерах дифференцированных интрузий, относительно малого объема магматических пород. Эта особенность объясняется тем, что хотя в магме было обычное для толеитового расплава содержание серы, но через камеру проходил большой объем магмы, которая сбрасывала в ней сульфиды, ликвированные преимущественно внутри камеры. После чего уходила из нее и изливалась на поверхность уже значительно обедненная сульфидами и микроэлементами. Последнее объясняется значительным обеднением микроэлементами, в частности никелем, силикатной магмы при появлении в расплаве сульфидной фазы (Горбачев, 1986). В то же время необходимо учитывать различную степень контаминации серы из вмещающих пород в различных интрузивах. Так, для Хараелахского и Вологочанского интрузивов очевидна значительная контаминация серы из вмещающих пород нижнего и среднего девона, прежде всего из ангидритов зубовской свиты. Прикорневая и центральная части Талнахского интрузива расположены в породах нижнего девона, а фронтальная в породах Тунгусской серии, которые также насыщены марказитом и углистым веществом, способствующим в целом созданию восстановительной обстановки. Интрузив Норильск-1 расположен в породах Тунгусской серии и базальтов ивакинской–надеждинской свит. При этом общее количество сульфидов в нем значительно меньше, но они в целом более насыщены полезными компонентами, прежде всего платиноидами. На Норильский рудный узел приходится всего 5 % запасов металлов, а на Талнахский 95 %, этот факт свидетельствует о том, что даже при условии, что интрузии образовались из одной и той же магмы и одновременно, необходимо учитывать различную степень контаминации серы из вмещающих пород на разных этажах внедрения рудоносных интрузий. Наиболее благоприятными этажами внедрения в этом отношении являются породы зубовской–мантуровской свит, вмещающие Хараелахский интрузив и породы нижнего девона, и Тунгусской серии, вмещающие Талнахский интрузив. Менее благоприятными являются породы Тунгусской серии и нижних базальтов, вмещающие интрузию Норильск-1, которая характеризуется явным дефицитом серы.

Породы ордовика и силура, в частности ильтыкская и гурагирская свиты, содержат пласты и линзы ангидрита, аналогичные зубовской свите нижнего девона в районе Норильска. Это обстоятельство делает возможным не только прямую ассимиляцию базальтовым расплавом ангидрита из этих пород, но и взаимодействие с рассолами, содержащими ионы сульфатов и сероводорода, сопровождающие эти отложения, что во многом объясняет появление дифференцированных интрузий в силурийском горизонте на территории Имангдинского, Кулюмбинского и Фокинского рудных узлов.

Неблагоприятным является этаж внедрения моронговской свиты и, очевидно, другие породы, полностью лишенные сульфатной и сульфидной серы, например, известняки и доломиты венда и кембрия. В последнем случае в интрузиве будет наблюдаться исключительно собственная сульфидная вкрапленность.

Проблему металлогенической специализации эффузивных и интрузивных образований в рамках данной гипотезы предлагается решать уже на самой ранней стадии мелко- и среднемасштабного картирования при изучении базальтов туфолавоваго толщи. По разности содержаний окисла Mg в базальтах, проходивших и непроходивших субвулканическую камеру, можно сделать вывод о накоплении в интрузивах троктолитов и пикритов. Однако наличие последних в интрузиве вовсе не гарантирует параллельной сульфидной ликвации. В то же время существенная (10–25 %) разность содержаний ассоциации Cu и

Ni в характерном для Норильского района соотношении свидетельствует о наличии именно сульфидной ликвации. Аналогично для разности содержаний Fe, Ti и V, которое легко может быть установлено в районах с титано-магнетитовым оруденением в базитовых интрузивах.

Проблема комагматичности эффузивных и интрузивных образований, возраста и разнообразия дифференцированных интрузий. Согласно модели динамической дифференциации и кристаллизации, каждому тектономагматическому циклу, который выделен на основе расчленения эффузивной толщи (Годлевский, 1959), должен соответствовать полный набор интрузивных фаций: дайки, силлы, слепые интрузии, подводящие и выводящие каналы, а также фация долгоживущих субвулканических камер. К сожалению, привязка интрузий к лавовому разрезу в значительной степени затруднена общепринятой схемой расчленения интрузивных пород по типам эталонных интрузий. В результате чего различные фации практически одновременных комплексов интрузий разнесены по разным типам, а разновременные интрузии объединяются в один тип. Эта особенность узаконена в действующей Легенде к Норильской серии листов масштаба 1 : 50 000 (Люлько, 1993ф).

Проблема кристаллизации базитовой магмы до сих пор не нашла удовлетворительного решения прежде всего в связи с масштабностью магматических процессов, движение и становление которых растягивается на временные интервалы значительно превосходящие возможности их экспериментального воспроизведения. Естественно, изучая сверхмалый объем статичной платиновой пробирки, невозможно понять процесс кристаллизации сверхбольшого объема движущейся магмы, недоступной не только для измерения, но и простого наблюдения. В связи с чем в лабораторных условиях до сих пор не получены не только породы порфировой группы, но даже породы со структурами основной массы типа толеитовой, долеритовой, пойкилоофитовой. Если они не получены, значит не поняты процессы их образования и до сих пор нет строго научного объяснения, почему в одних случаях образуются порфировые, а в других пойкилоофитовые базальты одного и того же силикатного состава.

Обычно при объяснении феномена «интрателлурических вкрапленников» делаются ссылки на химический состав, температуру, давление и флюидный режим, благодаря которым в любом магматическом теле могут вырасти полноценные порфировые вкрапленники. Причем современная физико-химическая петрология изверженных горных пород нацелена прежде всего на объяснение разнообразия химического и минерального составов неравновесной кинетики фазовых переходов в расплавах и магмах. То есть по сути дела на создание всеобщей систематики горных пород, основанной на контрастных петрохимических группах и разнообразии минерального состава.

Проблема кристаллизации базитовой магмы в Норильском районе традиционно имеет важнейшее значение потому, что более 90 % базальтов в регионе имеют стабильный петрохимический и примитивный минеральный состав, отвечающий среднему траппу. В связи с чем минеральные и петрохимические признаки при расчленении туфолавовой толщи не работают. Но прекрасно работают структурные признаки, которые также достаточно стабильны, что позволило расчленить и закартировать более 3000 м верхней части туфолавовой толщи.

Главным структурным признаком большинства базитовых пород Норильского района является наличие офитового каркаса, характерного для основной массы большинства базальтов и трапповых интрузий. По степени раскристаллизации в группе офитовых структур можно выделить следующий ряд: интерсертальная–толеитовая–долеритовая–офитовая–пойкилоофитовая. Данные структуры образуют группу афировых пород, в группе порфировых базальтов они слагают основную массу. По строению основной массы порфировые базальты неотличимы от афировых, что связано, очевидно, с образованием их в одинаковых условиях, то есть после излияния на дневную поверхность и быстрого осты-

вания. Для группы порфировых базальтов по степени распространенности характерны: гломеропорфировая (гломероплагифирированная, с густыми сростками более 1 штуки на см²), полифировая (оливин-плагифирированная, реже пироксен-плагифирированная), порфировая (плагифирированная) структуры. Кроме того, такой же ряд образуют олигопорфировые (с редкими порфирами менее 1–3 штук на дм²), а также мелкогломеропорфировые (до 2 мм), средне- (2–6 мм) и крупногломеропорфировые (6–20 мм) базальты.

По соотношению трех главных минералов (90 %) в шлифах первым выделяется оливин, далее плагноклаз, позже клинопироксен (рис. 2.9). В интерстициях (10 %) содержатся титаномагнетит, апатит и продукты девитрификации стекла. Свежее стекло наблюдается в наиболее молодых базальтах кумгинской и самоедской свит, где оно представлено прозрачной буроватой разновидностью кислого состава с иголочками апатита. В афанитовых эндоконтактных долеритах микролиты оливина, плагноклаза и пироксена имеют очень мелкую четкую огранку, которая в более раскристаллизованных разновидностях не наблюдается, это связано, очевидно, с особенностями фазовых переходов при кристаллизации, в результате которой при завершении кристаллизации, к примеру, оливиновой фазы и наличии уже обедненного более кислого остаточного расплава оливин начинает растворяться, с исчезновением более мелких кристаллов и округлением более крупных зерен с исчезновением первичной огранки. Очевидно, то же самое происходит и с порфировыми кристаллами плагноклаза, которые, кроме того, подвержены и расплавлению при повышении температуры расплава в субвулканической камере.

Кривая скорости роста кристаллов (рис. 2.9), вероятно, представляет собой параболу, причем скорости роста высокотемпературного изоморфного ряда минералов зеркально равна скорости роста низкотемпературного; при этом они сильно отличаются по количеству центров кристаллизации. Этим объясняется различие между олигогломеропорфировыми и гломеропорфировыми разновидностями, когда при том же размере вкрапленников их количество резко отличается. Кривая скорости образования центров кристаллизации, вероятно, в своей основе имеет прямую зависимость, сильно искаженную явлением «переохлаждения», в результате образуется гипербола, а не парабола, так как после достижения максимума уменьшение центров кристаллизации происходит не в зависимости от температуры, а в результате изменения свойств расплава.

Какова бы ни была скорость роста минерала, его размер прежде всего зависит от продолжительности пребывания магмы в этом интервале температур. В этом различие мелкопорфировых и крупнопорфировых структур. При одинаковом дебите магмы размер вкрапленников зависит от размера субвулканической камеры.

Для окончательного решения проблемы соотношения структур в трапповых образованиях Норильского района, конечно, необходимы эксперименты по изучению скорости кристаллизации. Но для этого необходимо использовать материал со стабильным химическим составом, к примеру, оливинового базальта мокулаевской свиты. Пробирки необходимо доводить до полного расплавления, затем быстро охлаждать до необходимого интервала, затем выдерживать достаточно продолжительное время, после чего опять быстро охлаждать.

Аналогичные эксперименты необходимы и для выяснения скорости диффузии элементов в сульфидное обособление. Возможно, не только водный флюид в базальтовом расплаве влияет на скорость природной экстракции, может быть, наличие As усиливает поглощение Pd, а не, к примеру, Rh, не ясна роль Se, Te и других примесей. Причем необходимы эксперименты именно с расплавами, а не изучение сульфидных минералов, потому что **магматическое сульфидное Cu-Ni месторождение образовалось задолго до кристаллизации сульфидов**. Поэтому богатейший на данный момент фактический материал о рудных минералах и последовательности их кристаллизации, так важный для понимания

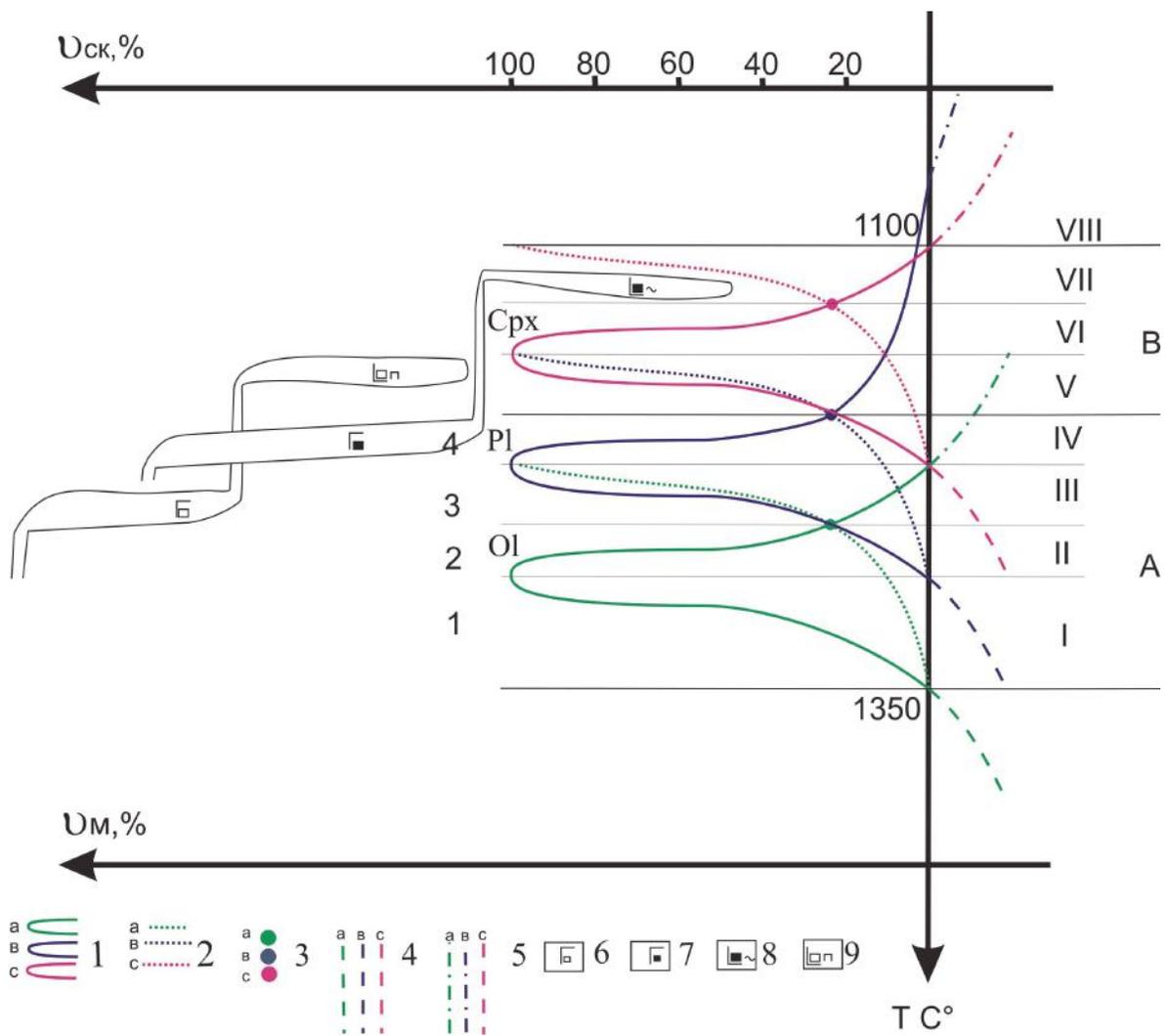


Рис. 2.9. Идеализированная схема соотношения структур в трапповых образованиях Норильского района.

Кривые роста и расплавления минералов: 1 – скорость роста минералов (u_m , %) а – оливина, в – плагиоклаза, с – клинопироксена; 2 – скорость образования центров кристаллизации ($u_{ск}$, %); 3 – точки раздела порфировой и массовой кристаллизации; 4 – расплавление минералов в высокотемпературном расплаве; 5 – растворение минералов в расплаве другой фазы.

Температурные интервалы образования структур: А – зона порфировых структур: I – олигооливинофирровая, II – оливинофирровая и полифирровая, III – олигоплагиофирровая и полифирровая, IV – плагиогломеропорфирровая, порфировая и пойкилитовая; В – зона основной массы: V – пойкилоофитовая, VI – офитовая, VII – долеритовая и толеитовая, VIII – интерсерральная. Температурные интервалы образования кумулюсных пород в базитовых интрузивах: 1 – перидотитов, 2 – пикритовых габбродолеритов, 3 – троктолитовых габбродолеритов, 4 – лейкогаббро.

Структуры габбродолеритов: 6 – олигогломеропорфирровая, 7 – гломеропорфирровая. Структуры базальтов: 8 – гломеропорфирровая с долеритовой структурой основной массы, 9 – олигогломеропорфирровая с пойкилоофитовой структурой основной массы.

генезиса метасоматических месторождений, для расшифровки генезиса ликвационных месторождений с целью их прогноза может быть принят лишь к сведению за неимением другой информации, так как необходим в основном для обогатителей и металлургов.

Проблема типизации интрузивных образований до сих пор не нашла удовлетворительного решения. Причем достаточно уверенно в основном по весьма контрастным гео-

химическим, петрохимическим, петрофизическим признакам и положению в разрезе расчленяются интрузии ергалахского, пясинского, фокинского, нижнеталнахского, далдыканского, моронговского и авамского комплексов. Аналогичные же породы оганерского комплекса, круглогорского, зубовского и норильского типов норильского комплекса по вышеперечисленным критериям практически не различимы в силу их весьма слабой контрастности. Это большая проблема, прежде всего для поисковых работ, так как в Норильском районе уже известно более сотни пересечений скважинами слаборудоносных интрузивов, типизированных как зубовский, круглогорский и даже оганерский типы. Силловидные апофизы Талнахского и Хараелахского интрузивов уходят на 10 км и более от главного интрузива. При отсутствии удачи и достаточного финансирования их можно было бы до сих пор разбуривать редкими скважинами без всякого успеха, так как ширина осевой зоны в большинстве своем не превышает 500 м. Такую ситуацию можно в данный момент констатировать на Вологочанском, Фокинском, Тальминском, Арылахском, Микчангдинском, Имангдинском и Кулюмбинском рудных узлах, несмотря на многократное возобновление поисковых работ на этих площадях.

В рамках МДДК интрузии оганерского, круглогорского, курейского, зубовского и норильского типов (рис. 2.10) могут быть производными одной и той же трапповой магмы соответствующего цикла. Для данного цикла активизации траппового магматизма в Норильском районе все интрузии являются производными базальтовой магмы с фоновыми содержаниями флюидов, серы, цветных и благородных металлов. В связи с чем все подводящие каналы для рудоносных и безрудных интрузий, а также базальтов, не проходивших через камеру дифференцированных интрузий, идентичны по составу и неотличимы друг от друга. На первой стадии процесса становления трапповых интрузий возможно два варианта. Если интрузия образует слепое тело конечного объема, любой морфологии, то оно быстро остывает с образованием недифференцированных интрузий или интрузий со скрытой расслоенностью оганерского комплекса. Таких интрузий в Норильском районе большинство.

Если интрузия продолжает увеличиваться за счет увеличения мощности, при этом оставаясь слепым телом, то начинается дифференциация. При этом в тыловой части интрузива начинают образовываться такситовидные породы сразу на большой площади, а во фронтальной, за счет всплывания выросших в магме крупных кристаллов и сростков плагиоклаза, горизонт лейкогаббро. Это вторая стадия процесса, которая также в большинстве случаев прерывается в связи с прекращением поступления магмы в камеру. Самостоятельные интрузивы такого облика относятся к круглогорскому типу.

Для третьей стадии возможно два варианта. Если после второй стадии интрузия продолжает увеличиваться за счет увеличения мощности от первых сотен метров до 1 км и более, при этом оставаясь слепым телом, то дифференциация продолжается с образованием троктолитовых, иногда даже пикритовых габбродолеритов. При этом вблизи подводящих каналов начинает формироваться рассеянная на большой площади сульфидная вкрапленность вплоть до маломощных сплошных сульфидных руд. Самостоятельные интрузивы такого типа относятся к курейскому комплексу, который имеет широкое развитие к югу и востоку от Норильского района.

По второму варианту во фронтальной части интрузива образуется выводящий канал. Магма больше не растекается по всему силлу, а движется от подводящего к выводящему каналу по прямой. Более того, вероятно, в связи с потерей давления в открытой системе интрузия уменьшается в мощности преимущественно на флангах, что приводит к относительно быстрому их застыванию. В результате формируется осевая зона, что резко увеличивает количество осаждаемого вещества на элементарную площадку осаждения. В начале третьей стадии становления интрузий норильского типа формируются такситовые габбродолериты.

	I	II	III	IV	V
1					
2					
3					
4					



Рис. 2.10. Соотношение типов дифференцированных интрузий Норильского района.

Стадии становления интрузивов 1–4. Типы интрузий. I – оганерский, II – круглогорский, III – курейский, IV – зубовский, V – норильский. Габродолериты: 1 – афировые, 2 – пойкилоофитовые, 3 – с переходной структурой, 4 – мелколиглогломеропорфировые, 5 – мелкогломеропорфировые, 6 – олигогломеропорфировые, 7 – гломеропорфировые, 8 – лейкогаббро, 9 – такситовидные, 10 – такситовые, 11 – троктолитовые, 12 – пикритовые, 13 – оливинсодержащие, 14 – тела богатых руд, 15 – вектор движения магмы.

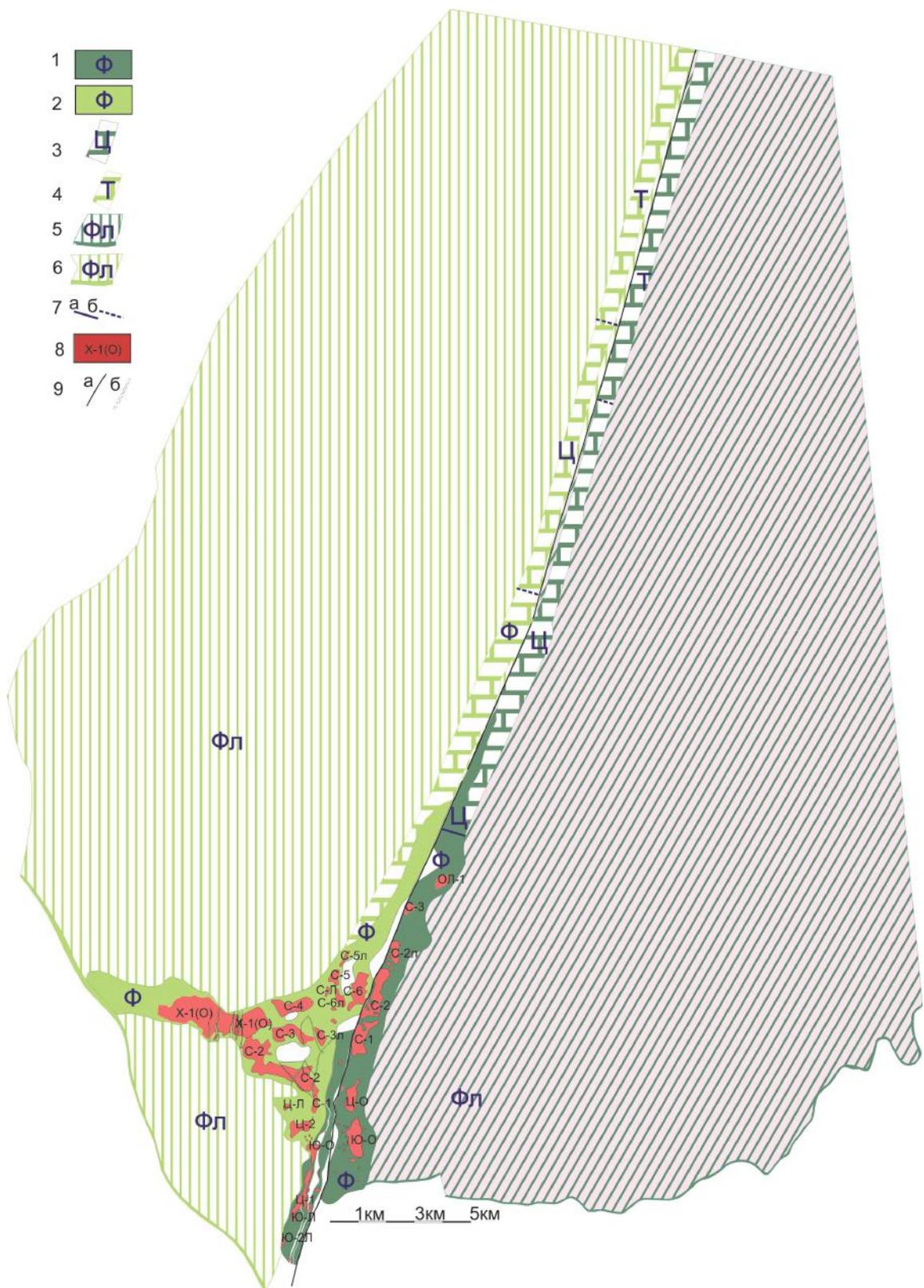


Рис. 2.11. Схема соотношения рудоносных интрузий Талнахского рудного узла.

Известные по данным бурения части рудоносных интрузивов: 1 – Талнахского, 2 – Хараелахского; 3 и 4 – прогнозируемое на глубины 2–4 км продолжение осевых зон; 5 и 6 – силловидные апофизы, относимые к круглогорскому типу норильского комплекса (интрузия руч. Заячий, интрузия гряды Лесная, Тангаралахский интрузив и прочие); 7 – границы фаций: а – достоверные, б – предполагаемые; 8 – залежи и линзы богатых руд и их индексы; 9 – Главные (а) – Норильско-Хараелахский и второстепенные (б) разломы. Фации: Φ – фронтальная, Γ – центральная, Т – тыловая, $\Phi\Gamma$ – фланговая.

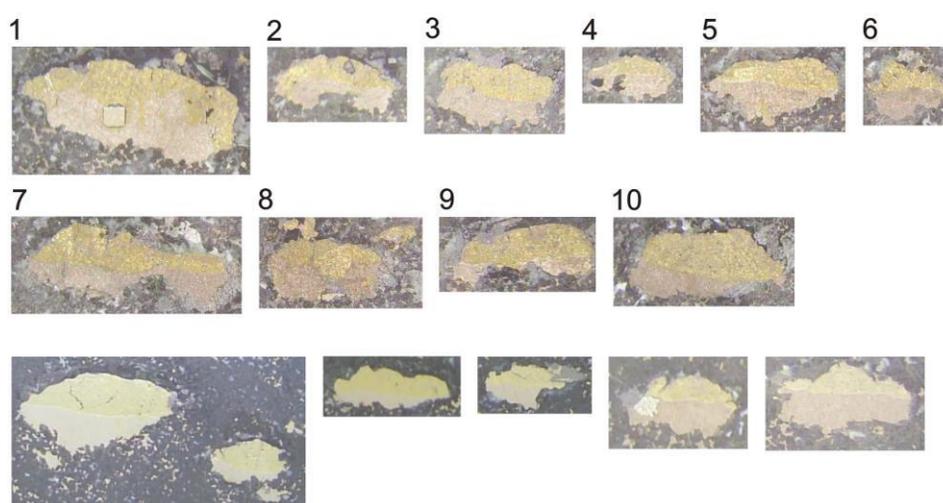


Рис. 2.12. Расслоенные на халькопиритовую и пирротиновую составляющие сульфидные вкрапленники, главная особенность руд норильского типа и главное доказательство ликвации на халькопиритовую и пирротиновую жидкости.

Неполированный образец № 387 с рудника Октябрьский, Хараелахский интрузив. Внизу увеличенные в 2 раза отдельные вкрапленники с четкой субгоризонтальной границей между халькопиритовой (вверху) и пирротиновой (внизу) составляющей. Нижний ряд – аналогичные отполированные вкрапленники с того же образца.

На заключительной стадии, вследствие того, что весь поток магмы локализуется в относительно узкой, шириной от 400 до 1000 м осевой зоне, субвулканическая камера начинает разогреваться. Кристаллизация плагиоклаза при такой температуре становится практически невозможной, и поток начинает разрушать и переоткладывать горизонт лейкогаббро в кровле осевой зоны и на ее флангах. Вязкость расплава падает, вследствие чего на удалении от подводящих каналов успевают вырасти сростки и кристаллы оливина и уже в центральной части интрузива начинает формироваться горизонт пикритовых габбродолеритов. Это третья стадия процесса, которая также в большинстве случаев прерывается в связи с прекращением поступления магмы в камеру. Самостоятельные интрузивы, дифференцированные по такой схеме, относятся к зубовскому типу.

Для четвертой и последующих стадий становления интрузий типа Хараелахской главным является возобновление движения потока по уже сформированной осевой зоне с возможным увеличением и изменением движения потока во фронтальной части (рис. 2.11). В начале стадии в осевой зоне все ранее сформированные дифференциаты начинают переоткладываться в связи с углублением прежде всего дна субвулканической камеры. В результате переотложения происходит обогащение сульфидной вкрапленности вплоть до образования сплошных сульфидных руд во фронтальной части интрузива. О переотложении свидетельствуют:

- автолиты пикритов в такситовых габбродолеритах и такситов в пикритовых;
- сокращение мощности такситовых габбродолеритов в центральной части осевой зоны по сравнению с флангами;
- непропорциональное увеличение мощности пикритовых габбродолеритов в центральной части осевой зоны по сравнению с флангами;
- более крупная и обогащенная халькопиритом вкрапленность в такситовых и пикритовых габбродолеритах (рис. 2.12);
- положение тела богатых руд или сидеронитовых вкрапленных руд, как места их первичного положения в теле интрузива, непосредственно на контактовых или такситовых габбродолеритах.

Наличие четвертой и последующих идентичных ей по механизму стадий становления делает ее главной отличительной особенностью интрузий норильского типа. Это обусловлено условиями образования долгоживущих, сложнопостроенных субвулканов с рассеянной и смещенной к центру мульды корневой системой.

Нижнеталнахский и моронговский типы образовались из различной по химическому составу магмы и в разное время. Тем не менее, они по механизму образования очень похожи и являются промежуточными между норильским и курейским типами дифференциации. Эти интрузивы, несомненно, образованы в открытой субвулканической камере, но с очень широкой осевой зоной. В результате камера не разогрелась до высоких температур, отсадка силикатного материала намного превышала долю сульфидного. Сульфидные вкрапленники контактировали с расплавом очень короткое время, их переотложение и слияние в шпирь и линзы фиксируется очень редко. Тем не менее, на северо-западе Норильского плато в скв. НП-37 в интервале 1620,6–1624,1 м в интрузии, отнесенной к нижнеталнахскому типу, были зафиксированы богатые руды, которые, впрочем, не проследились в соседних скважинах. Причем при достаточно высоких содержаниях цветных металлов $\text{Cu} - 2,61\%$, $\text{N} - 1,16\%$, содержания платиноидов не превышают 0,5 г/т, что объясняется низкой температурой расплава, а значит высокой вязкостью, которая не позволила платиноидам эффективно диффундировать в сульфидный расплав. Продуктивность по этой скважине составляет всего 282 тыс. т/км².

3. ФАЦИИ ИНТРУЗИВНОГО И ЭФФУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Создание классификации фаций интрузивного и эффузивного магматизма ареального типа стало возможным в связи с появлением в последнее время генетической и математической модели гравитационной дифференциации базитовых магм. Данная гипотеза является дальнейшим развитием традиционных представлений норильских геологов о магматической дифференциации, отрицая при этом глубинную дифференциацию и внедрение из мантийных очагов слепых интрузивных тел уникальной рудоносной и флюидонасыщенной магмы. Проще говоря, второго Бушвельда под Талнахом нет, дифференциация происходила на месте в субвулканической камере, а не где-то на неизвестных глубинах. Далее перейдем к определению и краткой характеристике фаций интрузивного и эффузивного магматизма, вытекающих из аксиом, изложенных в предыдущей главе.

Исходя из первых трех положений МДД, дифференцированные интрузии Норильского района представляют собой не слепые тела, а открытые долгоживущие гипабиссальные камеры, через которые проходили большие объемы магмы. Дифференциация объясняется тем, что скорость движения магмы в камере падает на 5–6 порядков и становится сопоставимой со скоростью осаждения капель ликвидированных сульфидов и более тяжелой силикатной жидкости, автолитов и ксенолитов, сростков и кристаллов оливина и пр. Кроме того, прохождение больших объемов магмы приводит к значительному прогреву вмещающих пород, что обуславливает самое важное условие дифференциации – низкую вязкость магмы. Косвенным образом это выражается в несоответствии масштаба метасоматической проработки экзоконтактов дифференцированных интрузий их объему. Недифференцированные интрузии Норильского района в крайнем случае обладают противоположными характеристиками, то есть образуют слепые тела, образованные малыми объемами магмы с высокой вязкостью. Слабодифференцированные интрузии занимают промежуточное положение, обладая несколькими, но не всеми благоприятными для дифференциации характеристиками. Все интрузии образуют непрерывный спектр степеней дифференциации и обязаны своим происхождением обычно для траппов толеитовому расплаву с фоновыми содержаниями серы, летучих и микроэлементов, что более детально рассмотрено ранее в предыдущем разделе.

Четвертое и пятое положение делает самоочевидным тот факт, что в Норильском районе отсутствуют вулканы центрального или трещинного типа, подводящий канал под которыми имел бы типичное для геосинклинальных областей субвертикальное, глубинное заложение. Хорошо всем известный Норильско-Хараелахский разлом, поперечное сочленение которого с Пясинской антиклиналью контролирует расположение Норильских и Талнахских интрузивов, нигде не обнаруживает даже признаков магмоподводящего канала, сколько-нибудь значительной вулканоструктуры. В данном случае следует говорить о вулканах с рассеянной, множественной и смещенной по латерали корневой системой, область же преимущественных излияний следует считать магмоактивной зоной. Магмоактивная зона, по количеству подводящих каналов в ее пределах, может не отличаться от более пассивных областей (рис. 3.1) или даже совсем их не иметь. Тем не менее, если в некоторый промежуток времени того или иного цикла, латеральная проницаемость выше вертикальной, то магма от подводящих каналов начинает двигаться субсогласно слоистости по восстанию к бортам отрицательных структур (мульд, прогибов) или апикальным частям антиклиналей, над которыми возникают магмоактивные зоны. К магмоактивным зонам в итоге приурочены фронтальные части дифференцированных интрузий, многообразие фаций разновременных комплексов, повышенная мощность интрузий и их большое количество. В настоящее время множеством глубоких скважин на территории Талнахского и Норильского рудных узлов многократно перебурены тела рудоносных интрузивов.

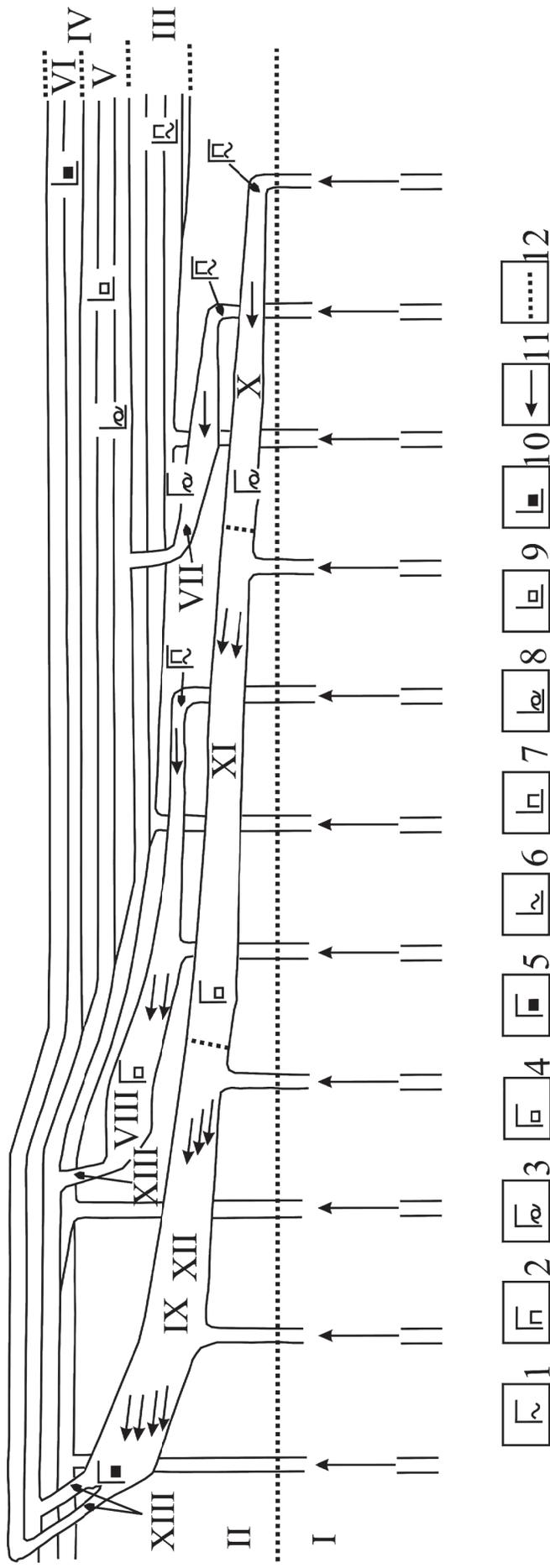


Рис. 3.1. Принципиальная схема соотношений фаций интрузивных трапшв Норильского района.

Габбродолериты (1-5): 1 – афировые, 2 – пойкилофитовые, 3 – олигопорфировые, 4 – олигогломеропорфировые, 5 – гломеропорфировые. Базальты (6-10): 6 – афировые, 7 – пойкилофитовые, 8 – олигопорфировые, 9 – олигогломеропорфировые, 10 – гломеропорфировые; 11 – направление движения некоторого количества магмы, 12 – границы и переходы фаций.

Фации: (I-XIII): I – подводных каналов, II – камер, III – трансканальных излияний, IV – транскамерных излияний, V – полицентрических излияний, VI – маргинальных излияний, VII – малых камер, VIII – средних камер, IX – больших камер, X – тыловая, XI – центральная, XII – фронтальная, XIII – выводящих каналов.

Многими скважинами глубиной до 3 км разбурено Пясинское куполовидное поднятие, к которому по радиалам сходятся фронтальные части Горстроевской, Норильск 1, Зубовской, Вологочанской, Хараелахской и Талнахской интрузий. Все скважины после пересечения нижнедевонских отложений входили в неизменный осадочный разрез, лишенный не только интрузий, но и признаков метасоматоза. Это говорит о том, что на территории Пясинского куполовидного поднятия, в пределах которого мною и многими исследователями, начиная с М. К. Иванова (1971), выделяется Норильско-Талнахский вулкан, нет и никогда не было вулканической постройки в обычном понимании этого слова, то есть вертикальными корнями уходящей в мантию (Надретт, 2003). Согласно гипотезе МДДК, борта Пясинского куполовидного поднятия представляют собой магмоактивную зону, то есть вулканоструктуру с рассеянной и смещенной в сторону центров окружающих мульд корневой системой, представленной множеством коротких вертикальных даек долеритов, типичных для ареального типа магматизма.

3.1. Группа субвулканических фаций и их эффузивных аналогов

Фация подводящих каналов – условия наиболее быстрого вертикального подъема первичной магмы на дневную поверхность или до субвулканической камеры, приводящие к образованию даек и штоков с первичным петрохимическим составом и раскристаллизованных до группы афировых структур.

Проблема подводящих каналов для туфолавоваго толщи в Норильском районе никогда не имела затруднений. При картировании отмечалось множество даек, наиболее крупные из них отражались на картах и традиционно относились к оганерскому или далдыканскому комплексу, так как подавляющее их большинство имело примитивный толеитовый состав (рис. 3.2, 3.3). Дайковые тела, встреченные в скважинах, как правило, не фиксировались даже на разрезах, так как не было смысла показывать вне масштаба образования безрудных комплексов. Более того, в современной геологической литературе до сих пор нет даже попыток объяснения, почему в одних случаях в дайках наблюдается афировая долеритовая или пойкилоофитовая структура, а в других порфириновая группа структур с той же основной массой. Проблема подводящих каналов для полнодифференцированных рудоносных интрузивов в Норильском районе, в противоположность эффузивным, всегда стояла очень остро. Практически все геологи, начиная с Н. Н. Урванцева, придерживающиеся магматических представлений об образовании норильских месторождений, предполагали наличие глубинного очага, а значит и подводящих каналов для рудоносной магмы в современную камеру.

Причем данную магму они наделяли воистину божественными атрибутами: она должна была быть сверхфлюидонасыщенной, сверхнасыщенной сульфидами и иметь пикритовый состав. На ранних стадиях изучения и разведки норильских месторождений, такие корни обнаружены не были, да и к настоящему времени после завершения детальной разведки и полной отработки многих сульфидных залежей никто не видел ничего подобного. Естественно, скважинами и горными выработками многократно вскрывались крутопадающие дайковые тела, сложенные афировыми долеритами и габбродолеритами, но никто в них подводящие каналы не узнавал, так как ожидаемые характеристики их резко отличались от примитивных афировых даек толеитового состава.

Фация камер – условия наиболее медленного вертикального подъема магмы на дневную поверхность, приводящие к образованию различных по размеру, морфологии и степени дифференциации интрузивных тел с широкой вариацией структурных, текстурных, минералогических и петрохимических параметров, в кумулюсных, безкумуляных, пегматоидных и контактовых разновидностях пород, последние раскристаллизованы до группы порфириновых структур.



Рис. 3.2. Вертикальная дайка долеритов $0,8 \times 10$ м, секущая базальты сыверминской свиты. (Ручей Листвянка, в 10 км к востоку от г. Талнах).



Рис. 3.3. «Большая дайка» далдыканского комплекса, секущая базальты мокулаевской свиты. Длина дайки – 120 км, мощность – от 20 до 80 м. (Приток руч. Уохирь, в 250 км к востоку от г. Норильск).

Под камерой здесь понимается интрузивное тело любой морфологии и величины, но его сечение должно в 100–1000 раз превышать поперечное сечение подводящего канала. При таких условиях даже в случае дайковидной морфологии скорость движения магмы в камере падает во много раз согласно формуле (2.1). В результате некоторый малый объем магмы надолго попадает в стабильные условия, в которых успевают вырасти порфиновые вкрапленники. Порфиновые вкрапленники прежде всего заметны в контактовых разновидностях, естественно, чем ближе к подводящему каналу, тем порфировость проявлена слабее, чем дальше, тем контрастнее. Наличие камеры – это в рамках МДД необходимое условие для дифференциации, но недостаточное. Подавляющее большинство интрузивных траппов Норильского района – это недифференцированные тела, отнесенные к пясинскому, ергалахскому, оганерскому и далдыканскому комплексам. Причем это не только слепые тела, но и открытые камеры, через которые проходило малое количество магмы, а значит не было достаточного разогрева и количества вещества для дифференциации.

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 ликвидированной жидкой фазы, в контактовых разновидностях раскристаллизованных до группы порфириновых структур.

При картировании отмечалось множество даек, имеющих гломеропорфириновую и порфириновую 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 подавляющее их 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.

Однако, начиная с Г. Д. Маслова (1964), появился интерес «к рогам и ушам» дифференцированных интрузий, поначалу как к апофизам, но уже в 1971 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.

Исключение составляет Хараелахский интрузив, который в районе рудника Октябрьский имеет очень сложное строение верхнего эндоконтакта. Верхний эндоконтакт, по данным детальной разведки, многократно расщеплен, зоны гранатовых скарнов мощно-

стью 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, роль выводящего канала для крупных дифференцированных интрузий, могут играть и относительно крутопадающие силлы. В этом случае идеально на эту роль 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. Однако подобные образования характерны скорее всего для ранней, самой первой стадии становления крупного рудоносного интрузива, поэтому для них очень характерна пойкилоофитовая структура 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.

Группе субвулканических фаций соответствуют четыре эффузивные фации: трансканальных и транскамерных излияний, дифференцированных и недифференцированных излияний.

Фация трансканальных излияний – условия наиболее быстрого вертикального подъема первичной магмы на дневную поверхность, приводящие к образованию потоков и покровов с первичным петрохимическим составом и раскристаллизацией до группы афировых структур.

Эталоном базальтов этой фации являются толеитовые и пойкилоофитовые базальты сыверминской свиты. Для базальтов сыверминской свиты характерны малая мощность, повышенная миндалекаменность, бесспорная афировая толеитовая структура. В более мощных потоках отмечается появление пойкилоофитовой структуры, но далеко не всегда в мощных потоках она присутствует. Соседние разрезы свиты плохо коррелируются по мощностям отдельных потоков, в отдельных разрезах иногда фиксируется до 30 потоков, а в соседнем всего 11. Мощность варьирует от 1–2 до 16–18 м, но в среднем по разрезу она составляет 3–6 м, миндалекаменная зона составляет 30–100%. Данные особенности базальтов свиты интерпретируются как очень быстрое поступление магмы на дневную поверхность по множеству мелких субвертикальных каналов. Размер таких даек в хорошо обнаженных ручьях Листвянка и Красные Камни 0,5 м × 5 м, и 0,8 м × 10 м. При этом основная дегазация происходит уже на дневной поверхности, что приводит к большой потере тепла, резкому повышению вязкости, в связи с чем многие газовые пузыри не успевают покинуть поток. Малая мощность и слабая раскристаллизация также свидетельствуют о быстром застывании отдельных потоков. В то же время в сыверминской свите нет прословесных туфов, что свидетельствует об отсутствии дегазации в магмоподводящих каналах.

Аналогичные базальты фации трансканальных излияний наблюдаются в гудчихинской, хаканчанской, туклонской и надеждинской свитах.

Выше к базальтам этой фации относятся более мощные покровы базальтов с афировой микродолеритовой и пойкилоофитовой структурой. Средняя мощность покровов таких базальтов возрастает до 5–10 м, максимальная мощность увеличивается до 100 м, миндалекаменная зона составляет 30–50%. В них хорошо выражена верхняя миндалекаменная

зона, миндалекаменные потоки редки. Повышенная мощность потоков и их более сильная раскристаллизация свидетельствуют об уменьшении количества подводящих каналов и увеличении размеров подводящих даек, что приближает их, по-видимому, к трещинному типу излияний. Аналогичные базальты фации трансканальных излияний наблюдаются в моронговской, мокулаевской, хараелахской и самоедской свитах.

Фа́ция транскамерных излияний – условия наиболее медленного вертикального подъема магмы на дневную поверхность, приводящие к образованию потоков и покровов, раскристаллизованных до группы порфировых структур, с химсоставом, отвечающем магме, лишенной в той или иной степени твердой, ликвированной жидкой и газовой фазы.

Для пояснения механизма этих условий выполним необходимые расчеты по формуле 2.2.

Пусть площадь поперечного сечения подводящего канала $S_p = 10 \text{ м}^2$, скорость движения магмы в нем $v_{mp} = 10 \text{ м/с}$, тогда расход магмы $Q = 100 \text{ м}^3/\text{с} = 0,26 \text{ км}^3/\text{мес}$. (При наблюдении извержений современных базальтовых вулканов зафиксированы дебиты от 1 до $100 \text{ м}^3/\text{с}$. Возьмем максимальный, так как интенсивность катастрофических излияний на границе палеозоя и мезозоя явно превосходила современные).

Пусть длина вертикальной дайки равна 10 м, ширина 1 м, глубина 60 000 м, тогда ее объем равен $600\,000 \text{ м}^3$ ($0,0006 \text{ км}^3$). Время, за которое некоторая малая порция магмы поднимется через эту дайку, будет составлять 6000 с, или 1,7 часа.

Пусть длина камеры будет 3000 м, ширина 1000 м, высота 300 м, тогда грубо без учета формы объем камеры будет $0,9 \text{ км}^3$. Площадь поперечного сечения $S_k = 300\,000 \text{ м}^2$, скорость движения магмы в камере $v_{mk} = 0,00033 \dots \text{ м/с}$. Время пребывания некоторой малой порции магмы в камере будет составлять 9 000 000 с, или 2500 часов, или 104 дня, или 3,5 мес.

Предположим, что существует два одинаковых канала с одинаковым дебитом магмы (Q), с одинаковым химическим составом (Si) на входе и выходе, с одинаковыми значениями температуры (T), давления (P) и флюидного режима (F), то есть при всех прочих равных условиях (рис. 3.4). За исключением одного различия: в одной из них, на глубине 2–3 км существует субвулканическая камера объемом порядка 1 км^3 . Уместно задать вопрос: чем будут отличаться два покрова базальтов, прошедших через два таких очень похожих канала? Причем, через один из них время подъема некоторой малой порции магмы из мантии на дневную поверхность будет составлять 1,7 часа, а через другой 3,5 месяца. Это означает, что магма, имеющая одинаковый дебит в подводящем канале и все прочие равные условия, включая химический состав и содержание флюидов, не может иметь одинаковый облик (лат. *facies* – лицо, облик) в случаях трансканальных и транскамерных излияний. Какие же отличия могут появиться у базальтов, прошедших субвулканическую камеру?

Главный признак (это очевидно) – появление порфировых и полифировых сростков. Причем структура основной массы микродолеритовая и пойкилоофитовая, то есть такая же, как у афировых базальтов моронговской–самоедской свит. Это означает, что массовая кристаллизация базальтовой магмы происходит в обоих случаях после излияния на поверхность. Однако кристаллизация начинается уже в канале в гипабиссальных условиях. В случае трансканальных излияний этот интервал магма проходит очень быстро, и ранние кристаллы практически не отличаются от основной массы. В случае транскамерных излияний магма надолго попадает в стабильные условия субвулканической камеры и в ней в зависимости от интервала температур, характерного для максимального роста оливина, плагиоклаза или пироксена успевают вырасти порфировые вкрапленники того или иного минерала. Для сибирских траппов, наиболее распространенные порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом, в случае более высоких температур к ним присоединяется оливин, а более низких – пироксен.

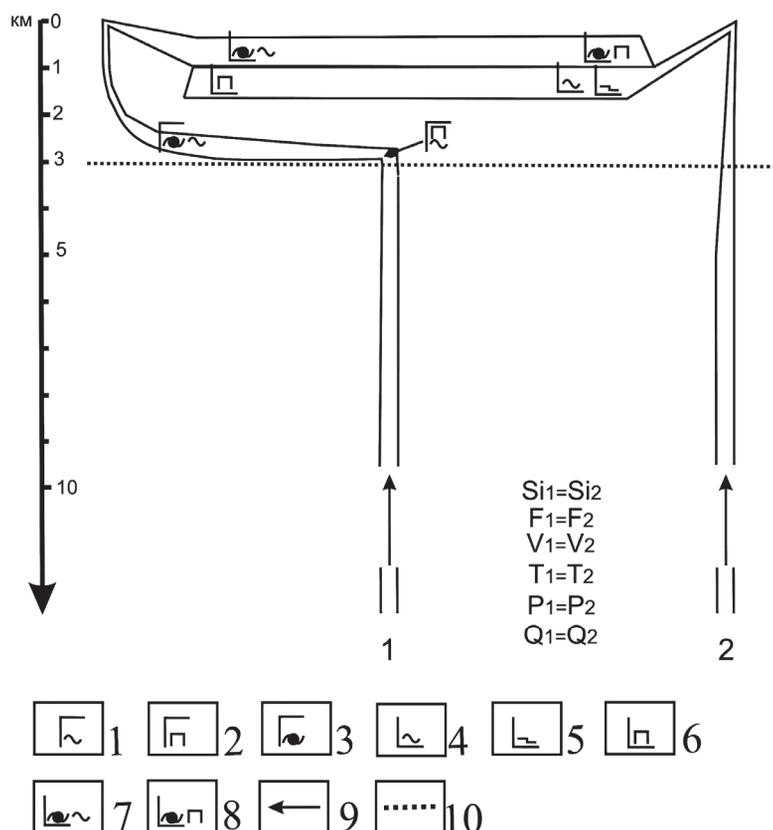


Рис. 3.4. Принципиальная схема соотношений транскамерных и трансканальных фаций излияний эффузивных траппов Норильского района.

Габбродолериты (1–3): 1 – афировые, 2 – пойкилоофитовые, 3 – порфиоровые. Базальты (4–8): 4 – афировые, 5 – толеитовые, 6 – пойкилоофитовые, 7 – порфиоровые с тонкозернистой основной массой, 8 – порфиоровые с пойкилоофитовой основной массой, 9 – направление движения магмы. 10 – уровень начала кристаллизации магмы.

Второй по значению признак, это частичная дегазация магмы в камере, вследствие чего гломеропорфиоровые и полифировые базальты образуют покровы базальтов повышенной мощности от 5 до 100 м, в среднем 20–40 м. Зона массивных базальтов хорошо выражена, миндалекаменная зона составляет 10–30%. Третий признак – это чуть меньшая магнезиальность порфиоровых лав, по сравнению с афировыми в том же разрезе, аналогичная закономерность должна наблюдаться и с Cu , Ni и платиноидами на участках с наличием полнодифференцированных интрузий.

Фа́ция недифференцированных излияний – условия прохождения магмы через каналы и камеры без изменения первичного петрохимического и геохимического состава.

В эту фацию полностью попадают все трансканальные и значительная часть транскамерных излияний. Прохождение магмы через камеру является необходимым условием для дифференциации, но недостаточным. Дифференциация не произойдет, если температура магмы в камере будет очень низкой, а значит вязкость высокой. В результате гравитационная дифференциация и даже ликвация не приведут к образованию кумулюсного горизонта в интрузиве и, естественно, к изменению состава магмы, проходившей через камеру, согласно формулам 2.6 и 2.7.

Фа́ция дифференцированных излияний – условия прохождения магмы через субвулканическую камеру, приводящие к изменению первичного состава в результате дегазации, кристаллизационной дифференциации, ликвации и контаминации.

Особенности этой фации описаны выше – во втором и третьем признаке транскammerных излияний. Наличие хорошо выраженного дефицита Cu, Ni в базальтах, проходивших через камеру, по сравнению с базальтами, не проходившими через нее в том же цикле, это однозначный признак широкомасштабной сульфидной ликвации. Хорошей аналогией для этого случая является мутный ручей, впадающий в проточное озеро, из которого вода вытекает значительно осветленной. Зная содержание взвеси на входе и выходе, можно весьма точно определить количество осадка, накопившегося в озере, если знать количество воды, прошедшей через него. Для воды это не всегда просто установить, но базальты в Норильском районе прекрасно сохранились, они не метаморфизованы, не дислоцированы, между покровами не было размывов, они хорошо обнажены в многочисленных каньонах.

3.2. Группа хронофаций

Группа хронофаций представлена двумя фациями – фацией короткоживущих камер и фацией долгоживущих камер.

Фация короткоживущих камер – условия однократного прохождения небольших объемов магмы через субвулканическую камеру, приводящие к образованию недифференцированных или слабодифференцированных интрузивных тел простой морфологии.

В практике геологической съемки в составе оганерского комплекса закартировано множество достаточно крупных и мощных интрузивов с отчетливой гломеропорфировой структурой в контактовых разновидностях, причем В. А. Федоренко предлагал даже вычленивать их в отдельный амбарнинский комплекс с одноименным петротипом (Федоренко, 1984). Достаточно много подобных интрузий отнесено к далдыканскому комплексу, ергалахский и пясинский комплексы, особенно в районе оз. Пясино, также относятся к этой фации. По предлагаемой схеме данные интрузии должны сопоставляться с маломощными пачками и отдельными покровами гломеропорфировых и порфировых базальтов в ивакинской, нижнегудчихинской, моронговской, верхнехараелахской и среднесамоедской свит и подсвит. Предполагается, что малые по объему количества магмы, даже проходившие большую камеру, не могут дать настоящую полнодифференцированную интрузию. Причем такие проявления гломеропорфировых базальтов зачастую подстилаются и перекрываются туфогенными породами, свидетельствующими о длительном перерыве в магмоизлияниях.

Фация долгоживущих камер – условия многократного прохождения больших объемов магмы через субвулканическую камеру, либо некоторую ее часть, приводящие к образованию наиболее полнодифференцированных сложнопостроенных интрузивных тел.

К данной фации отнесены все полнодифференцированные интрузии Норильского района в Талнахском рудном узле: Хараелахская, Талнахская и Нижнеталнахская. В Норильском рудном узле к этой фации отнесены Норильск-1, Черногорская, Зубовская, Горстрояевская, Норильск-2. В Вологочанском рудном узле – Вологочанский интрузив, в Имангдинском – Имангдинская и Макуская интрузии, в Тальминском – Тальминский, Иконский и Клюквенный интрузивы и т. д. Эффузивные аналоги для таких интрузий следует искать среди базальтов с гломеропорфировой и полифировой структурой, образующих разрезы существенно лавового типа практически лишенных туфогенных прослоев. Последние свидетельствуют о длительных перерывах в магмоизлияниях. Примером разрезов такого типа может служить разрез надеждинской свиты, образующий в районе Талнаха 600 м разрез полифировых, гломеропорфировых базальтов, 2/3 разреза мокулаевской свиты, 1/3 разреза хараелахской свиты, разрез кумгинской и нижнесамоедской свит.

Фациям короткоживущих и долгоживущих камер соответствуют две эффузивные фации.

Фа́ция активны́х излия́ний – условия больших по объему излияний магмы с короткими перерывами, приводящие к образованию существенно лавовых разрезов, состоящих из микропачек, каждая из которых соответствует одной активизации вулканизма в наиболее активизированной области магматической провинции.

Фа́ция пассивны́х излия́ний – условия небольших по объему излияний магмы с длительными перерывами, приводящие к образованию туфолавовых или туфогенных разрезов, состоящих из отдельных потоков, покровов и слоев туфогенных пород, соответствующих множеству активизаций вулканизма в периферической области магматической провинции.

В силу принципиальной важности этого вопроса для понимания принципов корреляции полнодифференцированных интрузивов с туфолавовой толщей и в дальнейшем механизма динамической дифференциации рассмотрим эти фации совместно с достаточной подробностью.

В настоящее время в Норильском районе отсутствует не только классификация фаций интрузивного и эффузивного магматизма, но и классификация туфогенных пород. Горизонты туфогенных пород считаются собственно туфами, говорящими о бурной эксплозивной деятельности перед началом излияния лав, хотя очевидно, что к собственно туфам относится не более 5 % туфогенных прослоев и их наличие в разрезах говорит о длительных перерывах в магмоизлияниях. Оценка длительности этих перерывов является задачей принципиальной важности для регионального прогноза Cu-Ni руд.

Для решения задачи предлагается использовать три критерия, свидетельствующие о длительности перерывов между излияниями.

Главным критерием, свидетельствующем о достаточно длительном перерыве в магмоизлияниях, является горизонт тефроидов любой мощности. Он противопоставляется горизонту собственно туфов, свидетельствующему, как правило, о весьма коротком перерыве. Горизонты последних отличаются отсутствием слоистых текстур, отсутствием признаков окатанности обломков, довольно редко может наблюдаться слабая сортировка их по размеру и слабая ритмичность. Собственно туфы имеют, как правило, черный, серый и серозеленый цвет. Изредка в кровле горизонтов наблюдаются признаки выветривания, выражающиеся в убывающей на глубину лимонитизации и гематитизации. Последнее является исключением и говорит о длительном последующем перерыве в излияниях лав.

Горизонты вулканогенно-осадочных пород отличаются наличием: слоистых, микро-слоистых, косо-, волнисто-ритмичнослоистых и других осадочных текстур, а также окатанностью обломков, резкой их сортировкой по размеру, пестроцветностью, наличием детрита растений, признаков углефикации и спорово-пыльцевых комплексов. Данные признаки, к сожалению, далеко не всегда встречаются совместно, так как довольно часто встречаются тефроиды с весьма слабой окатанностью обломков и полностью состоящих из пирокластики, это довольно сильно затрудняет их правильное определение даже под микроскопом. О длительном перерыве в магмоизлияниях свидетельствуют также довольно редко встречающиеся в вулканогенных разрезах Норильского района явные признаки размыва базальтов, прослой конгломератов, линзы хемогенных известняков и пропластки каменного угля. Часто тефроиды не образуют собственно слоя, а выполняют трещины и пустоты в кровле покровов, иногда углубляясь на 1,5–2 м. В этом случае тефроиды имеют красно-бурый цвет и элементы субвертикального залегания, сочетающиеся с субгоризонтальной слоистостью, что отличает их от собственно туфов, линзы которых довольно часты в зонах лавобрекчий базальтовых покровов. Не редко наблюдается перекрытие тефроидов собственно туфами, реже можно говорить об их переслаивании. Последнее, вероятно, может происходить в относительно глубоком водном бассейне. Однако наиболее распространенным механизмом образования тефроидов в Норильском районе, вероятно,

являются склоновые процессы, аналогичные современным делювиальным, но с большой долей эоловой составляющей в условиях вулканической равнины.

Маломощные, до 3 м, горизонты тефроидов в Норильском районе обычно имеют кирпично-красную или бурую окраску, максимально яркую в кровле, но к подошве закономерно тускнеющую. Общее закономерное убывание степени красной окраски иногда осложнено чередованием слойков с различной размерностью, причем слои с алевритовой размерностью окрашены более интенсивно, чем с псаммитовой и псефитовой. Эта окраска интерпретируется в данной работе как вторичная, вызванная сильным «обжигом» вышележащим покровом базальтов. Данная окраска объясняется переходом закисной формы железа в глинистых минералах в окисную с образованием гематита. Прочие механизмы гематитизации, в частности осадочный и метасоматический не должны рассматриваться как «обжиг» и являются помехами в данном случае. Более мощные горизонты тефроидов и туффитов в Норильском районе в нижней и средней частях имеют серую или серо-зеленую окраску, но в кровле, как правило, наблюдается аналогичный вышеописанному красный, закономерно убывающий к низу «обжиг».

Горизонт вулканогенно-осадочных пород может не иметь ярко выраженного «обжига» в случае его перекрытия собственно туфами, последние имеют тогда черный цвет. Кроме того, необходимо отметить случаи излияния магмы в воду, сильную углефицированность пород, наложенный позднее метасоматоз и региональный метаморфизм, это относится прежде всего к туфогенным породам ивакинской свиты, в которых не удалось наблюдать даже признаков «обжига», столь типичного для вышележащего разреза туфолавоваы толщи Норильского района.

Вторым по значимости критерием, свидетельствующем о достаточно длительном перерыве в магмоизлияниях, но наблюдаемом гораздо чаще, чем горизонты тефроидов, особенно в существенно лавовых типах разреза, является кирпично-красный, реже бурый «обжиг» зон лавобрекчий или мандельштейнов в покровах базальтов. Он противопоставляется случаям с серо-зеленой, серой или черной окраской этих зон, свидетельствующим о весьма коротком перерыве в пределах одной активизации вулкана. Серо-зеленые и черные окраски в верхних частях покровов объясняются тем, что верхний поток ложится на еще теплую поверхность нижележащего, в котором еще не произошло образование глинистых минералов, а значит, не выделяется гематит.

Надежность критерия уменьшается в случаях проявления метасоматической гематитизации, кроме того, бурую окраску приобретают некоторые обломки в зоне лавобрекчий, эти случаи не должны интерпретироваться как «обжиг» и длительный перерыв. То же самое можно сказать о случае, когда в пачке, состоящей из маломощных, однотипных по морфологии потоков, наблюдались бурые корки толщиной 3–5, реже 10 см, расположенные в кровле каждого из них. Однако и бурая окраска может не появиться в случаях слабого прогрева краевой сильно остывшей частью покрова или маломощного потока, а также в случае сильной обводненности почвы. Неясную природу имеют также буро-зеленые нижние миндалекаменные зоны в некоторых потоках надеждинской свиты. Все эти случаи являются помехами, снижающими надежность критерия, однако они достаточно редки и легко определимы, кроме того, надежность критерия можно повысить при изучении нескольких близкорасположенных разрезов.

К третьему по значимости критерию можно отнести стабильность химического, микроэлементного, минерального составов и структурно-текстурные особенности покровов и потоков, так как эти параметры могут иметь весьма сильную изменчивость в пределах одной активизации вулкана. При изучении и интерпретации этой изменчивости в пределах микропачек и далее в пределах магматических циклов, возможен прогноз размеров, формы и рудоносности гипабиссальных субвулканических камер, образовавшихся в каждом цикле данной вулканоструктуры.

Расчленение туфолавоваго толщи Норильского района на микропачки, соответствующие одной активизации вулкана, актуально только для целей картирования масштаба 1 : 25 000 и крупнее, а также, естественно, для тематических исследований, однако данные представления весьма полезны и при создании более мелкомасштабных карт и легенд к ним. Из вышеизложенного следует, что при картировании туфолавоваго толщи Норильского района следует различать лавовый и туфолавоваго типы разрезов. Под лавовым типом понимаются части разреза вулканогенных образований практически без прослоев вулканогенно-осадочных пород, соответствующих обстановке (фаии) активных излияний и образовавшихся за относительно малый временной интервал. Под туфолавоваго типом понимаются части разреза с многочисленными прослоями вулканогенно-осадочных пород, соответствующих обстановке (фаии) пассивных излияний и образовавшихся за относительно большой временной интервал. Таким образом, границы существенно лавовых стратиграфических подразделений желателно проводить соответственно по подошве и кровле покровов, а туфолавоваго – по появлению и исчезновению вулканогенно-осадочных пород. Данный принцип реализован нами в легенде 1993 г. к Геологической карте масштаба 1 : 50 000 Норильской серии листов (Люлько, 1993ф).

3.3. Группа фаций по типу излияний

По типу излияний выделяются четыре эффузивные фации:

Фаия ареальных излияний – условия излияния первичной магмы на дневную поверхность через множество мелких субвертикальных каналов, приводящие к образованию маломощных потоков и покровов с первичным петрохимическим составом, хорошо выраженной миндалекаменной зоной и раскристаллизацией до группы афировых стекловатых структур.

В Норильском районе не прекращаются попытки выделить и описать вулканы центрального типа (Иванов, 1971; Налдред, 2003) или трещинного типа (Маслов, 1964), однако ничего похожего в результате бурения многочисленных скважин обнаружить не удалось. Ареальный тип магматизма не поставляет для подобных идей никаких фактов, в этой связи можно ли вообще ставить вопрос о наличии вулканов, сопоставимых с современными базальтовыми вулканами типа Килауэ, Алаид или Толбачик? На эту роль в Норильском районе идеально подходят тектонические структуры в ранге мульды. Размер Норильской, Хараелахской, Иконской и Вологочанской мульды весьма близок и в среднем составляет около 100 км в поперечнике, аналогичные размеры имеют и вышеупомянутые вулканы. Однако термин «вулкан» для ареального типа не очень уместен, так как синонимичным термином для этого случая считается вулcano-тектоническая депрессия. Депрессия в этом случае образуется над местом генерации базальтовой магмы в верхней мантии и постепенно прогибается после завершения очередного цикла активизации. Этот момент очень важен для регионального прогноза Cu-Ni руд, так как материнская магма, образовавшая Хараелахскую и Талнахскую интрузии, полностью идентична сомой себе в пределах всей Хараелахской мульды, необходимо только обнаружить новую структурную ловушку. Аналогично и для других вулcano-тектонических депрессий.

Фаия трещинных излияний – условия излияния первичной магмы на дневную поверхность через линейный в плане субвертикальный канал, приводящие к образованию потоков и покровов обычно средней мощности, с первичным петрохимическим составом, с раскристаллизацией до группы афировых полнокристаллических структур.

О структурах, отдаленно напоминающих вулкан Толбачик, хроника, извержения которого в 1974–1976 гг. неоднократно обсуждалась в литературе (Федотов, 1984; 2006), в Но-

рильском районе и в пределах Талнахского рудного узла можно говорить, лишь начиная с далдыканского времени, то есть на последнем этапе формирования туфолаковой толщи. Так как наличие одной дайки – это еще не вулкан в общепринятом понимании этого термина. В далдыканское время появление трещинных вулканов обусловлено наличием не менее чем 5-километровой толщей лав. В центре Хараелахской мульды вдоль Таловского разлома, субпараллельного Енисей-Хатангскому прогибу, развита система многочисленных субпараллельных протяженных даек и расположенных через 17 км штоков габбродолеритов с радиальными дайками и силлами далдыканского времени.

К востоку от Норильского района в Большеавамской впадине (рис. 1.2) располагается крупнейшая в Сибирской трапповой провинции дайка, дифференцированная от троктолитов до кварцевых габбродолеритов (рис. 3.3). В непосредственной близости от нее находятся две аналогичные дайки длиной 100 и 80 км и множество более мелких даек в совокупности составляющих выделенный нами Каменский дайковый пояс. Пояс располагается в центральной части Большеавамской впадины по ее длинной оси. Общая протяженность пояса – 240 км и его можно считать трещинным щитовидным вулканом далдыканского времени, то есть последнего, 10-го цикла. В более ранних базальтах и туфах предыдущих циклов ничего подобного не зафиксировано, как в прочем и вертикальных жерловых фаций вулканов гавайского типа.

Фация полицентрических излияний – условия прохождения магмой малых и средних камер, приводящие к образованию потоков и покровов с химсоставом, соответствующим магме, лишенной в той или иной степени твердой, ликвированной жидкой и газовой фазы и раскристаллизованных до мелкопорфировых структур.

Фация моноцентрических излияний – условия прохождения магмой большой камеры, приводящие к образованию потоков и покровов с химсоставом, соответствующим магме, лишенной в наибольшей степени той или иной части твердой, ликвированной жидкой и газовой фазы и раскристаллизованных до группы гломеропорфировых и крупнопорфировых структур.

Между недифференцированными, слабодифференцированными, дифференцированными до пикритовых габбродолеритов интрузиями нет никаких жестких границ, а есть весьма постепенные взаимопереходы, так как все они в пределах одного цикла образованы из одной материнской толеитовой магмы. В связи с чем слепых интрузий намного больше, чем открытых слабодифференцированных малых камер. Малых камер намного больше, чем дифференцированных средних камер и т. д. Таким образом, малые камеры, дифференцированные до такситоподобных габбродолеритов, соответствующие круглогорскому типу, могут встретиться и в центральных областях мульды, и на их периферии. Аналогично средние по размерам камеры, дифференцированные до такситовых и пикритовых габбродолеритов, отнесенные к зубовскому типу, могут быть обнаружены в периферических областях мульды. Таким образом, ареальный тип магматизма, даже когда излияния происходят через камеру, изначально предполагает, что вероятность образования малых и средних камер намного выше, чем больших. В Норильском районе известно всего 3 больших полнодифференцированных интрузива, отнесенных к собственно норильскому типу: Хараелахский, Талнахский и Норильск-1. Количество средних, отнесенных к зубовскому типу, превышает 12. Малых же интрузивов дифференцированных иногда до пикритовых габбродолеритов – около 50.

Фациям поли- и моноцентрических излияний соответствуют фации малых, средних и больших камер:

Фация малых камер – условия наименьшей по длительности задержки в камере некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с высокоскоростным ку-

мулусом интрузивных тел, в контактовых разновидностях раскристаллизованных от афировых структур в начале камеры до мелкопорфировых в конце.

Фация средних камер – условия средней по длительности задержки в камере некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород со среднескоростным кумулусом интрузивных тел, в контактовых разновидностях раскристаллизованных от афировых структур в начале камеры до гломеропорфировых в конце.

Фация больших камер – условия наибольшей по длительности задержки в камере некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с низкоскоростным кумулусом интрузивных тел, в контактовых разновидностях раскристаллизованных от афировых структур в начале камеры до крупногломеропорфировых в конце.

Для пояснения терминов низкоскоростной, среднескоростной и высокоскоростной кумулус выполним расчеты по формуле 2.3 (Формуле Стокса) для вязкости расплава $55 \text{ Па} \times \text{с}$.

1. При плотности магмы $\rho_m = 2900 \text{ кг/м}^3$, плотности некоторого обособления $\rho_o = 4500 \text{ кг/м}^3$ (плотность сульфида), с размером обособления $0,01 \text{ м}$, скорость падения обособления $v_o = 2 \times (0,005) \times 2 \times 9,8 \text{ м/с}^2 \times (4500 - 2900) \text{ кг/м}^3 / 9 \times 55 \text{ Па} \times \text{с} = 0,0016 (\text{м}^2 \times \text{м/с}^2) \times (\text{кг/м}^3) / \text{Па} \times \text{с} = (\text{м}^3/\text{с}^2) \times (\text{кг/м}^3) / \text{Н} \times \text{с/м}^2 = (\text{кг/с}^2) / (\text{кг} \times \text{м/с}^2) \times (\text{с/м}^2) = (\text{кг/с}^2) / (\text{кг/с} \times \text{м}) = (\text{кг/с}^2) \times (\text{с} \times \text{м/кг}) = 0,0016 \text{ м/с} = 4147,2 \text{ м/мес.}$; с размером $0,005 \text{ м}$ $v_o = 0,00037 \text{ м/с} = 959 \text{ м/мес.}$; с размером $0,002 \text{ м}$ $v_o = 0,000059 \text{ м/с} = 153,7 \text{ м/мес.}$; с размером $0,001 \text{ м}$ $v_o = 0,000015 \text{ м/с} = 38,88 \text{ м/мес.}$

2. При плотности магмы $\rho_m = 2900 \text{ кг/м}^3$, плотности некоторого обособления $\rho_o = 3500 \text{ кг/м}^3$ (плотность оливина), с размером обособления $0,01 \text{ м}$ $v_o = 0,0006 \text{ м/с} = 1555 \text{ м/мес.}$; с размером $0,005 \text{ м}$ $v_o = 0,00015 \text{ м/с} = 389 \text{ м/мес.}$; с размером $0,002 \text{ м}$ $v_o = 0,000024 \text{ м/с} = 62 \text{ м/мес.}$; с размером $0,001 \text{ м}$ $v_o = 0,0000059 \text{ м/с} = 15 \text{ м/мес.}$

3. При плотности магмы $\rho_m = 2900 \text{ кг/м}^3$, и плотности некоторых обособлений $\rho_o = 3000 \text{ кг/м}^3$ (плотность тонущих автолитов и ксенолитов), с размером обособления $0,1 \text{ м}$ $v_o = 0,01 \text{ м/с} = 25\,658 \text{ м/мес.}$; с размером $0,05 \text{ м}$ $v_o = 0,0025 \text{ м/с} = 6415 \text{ м/мес.}$; с размером $0,02 \text{ м}$ $v_o = 0,0004 \text{ м/с} = 1026 \text{ м/мес.}$; с размером $0,01 \text{ м}$ $v_o = 0,0001 \text{ м/с} = 257 \text{ м/мес.}$; с размером $0,005 \text{ м}$ $v_o = 0,000025 \text{ м/с} = 64 \text{ м/мес.}$

4. При плотности магмы $\rho_m = 2900 \text{ кг/м}^3$, и плотности некоторых обособлений $\rho_o = 2800 \text{ кг/м}^3$ (плотность всплывающих автолитов, ксенолитов и сростков плагиоклаза), с размером обособления $0,1 \text{ м}$ $v_o = 0,01 \text{ м/с} = 25\,658 \text{ м/мес.}$; с размером $0,05 \text{ м}$ $v_o = 0,0025 \text{ м/с} = 6415 \text{ м/мес.}$; с размером $0,01 \text{ м}$ $v_o = 0,0001 \text{ м/с} = 257 \text{ м/мес.}$; с размером $0,005 \text{ м}$ $v_o = 0,000025 \text{ м/с} = 64 \text{ м/мес.}$

Под высокоскоростным кумулусом в определении понимаются скорости осаждения обособлений более 1000 м/мес . Под среднескоростным кумулусом понимаются скорости осаждения обособлений от 100 до 1000 м/мес . Под низкоскоростным кумулусом понимаются скорости осаждения обособлений менее 100 м/мес .

Из расчетов видно, что в группу высокоскоростного кумулуса попадают:

1) обломки автолитов и ксенолитов размером более 2 см ;
2) сростки или кристаллы оливина более 8 мм (практически не встречаются в базальтах Норильского района);

3) крапленники сульфидного расплава размером более 5 мм (последние, видимо, тоже очень редки, так как легко разбиваются в турбулентном потоке подводящего канала и укрупняются до этого размера уже в камере после истечения некоторого времени).

Таким образом, в малых камерах, образующих круглогорский тип, кумулус может быть представлен только высокоскоростными обособлениями, образующими такситоподобные

породы с убогой сульфидной вкрапленностью, хотя обогащение оливином фронтальных частей камеры полностью не исключено.

В группу среднескоростного кумулуса попадают:

1. Обломки автолитов и ксенолитов размером более 7 мм;
2. Сростки или кристаллы оливина более 3 мм (максимальный размер в базальтах Норильского района);
3. Вкрапленники сульфидного расплава размером более 2 мм (видимо, такая вкрапленность образует некий средний фоновый размер, так как успевает укрупниться в ламинарном потоке субвулканической камеры).

Таким образом, в средних камерах, образующих зубовский тип, кумулус может быть представлен как высокоскоростными, так и среднескоростными обособлениями, образующими такситовые и пикритовые породы с бедной сульфидной вкрапленностью, особенно во фронтальных частях камеры.

В группу низкоскоростного кумулуса попадают:

- 1) обломки автолитов и ксенолитов размером даже менее 5 мм;
- 2) сростки или кристаллы оливина размером 1 мм (обычный размер в базальтах Норильского района);
- 3) вкрапленники сульфидного расплава размером даже менее 1 мм, что обеспечивает наиболее полное извлечение практически всей ликвированной сульфидной жидкости из расплава, тем более за весьма продолжительное время пребывания сульфида в камере, происходит его полное насыщение микроэлементами.

Таким образом, в больших камерах, образующих собственно норильский тип, кумулус может быть представлен всем спектром низко- и высокоскоростных обособлений, образующими такситовые, пикритовые породы и другие дифференциаты с обильной сульфидной вкрапленностью, особенно во фронтальных частях камеры.

3.4. Группа внутренних фаций

Рассмотрим теперь внутренние особенности больших дифференцированных интрузивов, представленных тыловой, центральной, фронтальной, осевой и фланговой фациями (рис. 2.11). Три первые фации в группе внутренних фаций больших дифференцированных интрузивов дублируют динамические обстановки малых, средних и больших камер, две последние могут иметь место в малых, средних и больших интрузивах при условии наличия в них дифференциации.

Тыловая фация – условия малого времени нахождения в той или иной части большой камеры некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с высокоскоростным кумулусом участков интрузивного тела, в контактовых разновидностях раскристаллизованных от афировых структур в начале до мелкопорфировых в конце.

Центральная фация – условия среднего по длительности нахождения в той или иной части большой камеры некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород со среднескоростным кумулусом участков интрузивного тела, в контактовых разновидностях раскристаллизованных до гломеропорфировых структур.

Фронтальная фация – условия наибольшего по длительности нахождения в той или иной части большой камеры некоторого единичного объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с низкоскоростным кумулусом участков интрузивного тела, в контактовых разновидностях раскристаллизованных до крупногломеропорфировых структур.

Осевая фация – условия наибольшего количества магмы, проходившей над элементарной площадкой осаднения, приводящие к образованию наиболее дифференцированных участков интрузивных тел.

Фланговая фация – условия наименьшего количества магмы, проходившей над элементарной площадкой осаднения, приводящие к образованию недифференцированных или слабодифференцированных до кумулуссодержащих пород участков интрузивных тел.

Расположение дифференциатов внутри интрузивного массива образует сложную вертикальную и латеральную зональность. Слабодифференцированные участки расположены на флангах и в пережимах интрузии, полнодифференцированные участки, с наличием всех дифференциатов, тяготеют к центральным и осевым зонам рудоносных интрузий. В полнодифференцированных интрузивах выделяют прикорневую, центральную и фронтальную зоны (Суханова, 1971), становление которых происходило в различных фациальных условиях динамической дифференциации и кристаллизации (Радько, 1991).

Тыловая фация (прикорневая зона (Суханова, 1971) дифференцированных интрузий тяготеет к наиболее глубоким, центральным областям мульд. Она сложена обычными пластовыми телами габбродолеритов с наличием в центральной части разреза такситоподобных пород с убогой пирит-пирротиновой вкрапленностью, которая постепенно по восстанию интрузии становится халькопирит-пирротиновой. Подобные пластовые тела образуют апофизы на флангах полнодифференцированных интрузивов, при этом они неотличимы от интрузий круглогорского типа, образующих самостоятельные тела, что является одной из важнейших проблем поисковых работ.

Центральная фация дифференцированных интрузий расположена между тыловой и фронтальной фациями. Для нее характерно наличие всех дифференциатов и кондиционных вкрапленных руд, но 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. Доля халькопирита во вкрапленниках возрастает до 50 % и более в прифронтальной части центральной зоны. Обогащение ликвированных сульфидных вкрапленников Cu, Ni, Co и платиноидами объясняется природной экстракцией их из базальтовой магмы. Причем ликвированная сульфидная жидкость изначально имела стерильный пирротиновый состав (Горбачев, 1986). 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, что является важной проблемой поисковых работ.

Фронтальная фация дифференцированных интрузий тяготеет к бортам мульд и в большинстве известных рудоносных интрузий района полностью эродирована. Интрузии Талнахского рудного узла, особенно Хараелакская, 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 (Генкин, 1981). 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 ру-

дами, 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 фация характеризуется наибольшей мощностью интрузивного тела, хонолитообразной морфологией в плане, желобовидным сечением. На флангах мощность интрузивного тела уменьшается, оно часто расщепляется на силловидные апофизы. В осевой зоне полнодифференцированных интрузий отмечается наивысшая степень дифференциации и рудоносности (Суханова, 1971). 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. Таким образом, обнаружение в полнодифференцированных интрузивах осевой зоны во фронтальной фации является главной целью поисковых работ, так как именно эти части интрузий норильского типа обладают наивысшей степенью рудоносности.

3.5. Группа морфофаций

Группа морфофаций объединяет фации, различающиеся по углу между вектором движения магмы и вектором осаждения обособлений (формула 2.9), а также по количеству магмы, прошедшей над элементарной площадкой осаждения (формула 2.10):

Фация изометричных камер – условия наименее благоприятные для отсадки тяжелого кумулуса из движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с легким кумулусом (или легкой ликвидированной фазы) интрузивных тел.

В этом случае вектор движения магмы направлен вертикально вверх, а вектор осаждения обособлений вертикально вниз, то есть магма выносит все из камеры, если она имеет изометричную или конусную форму. Режим наибольшего благоприятствования в таких камерах для легкого кумулуса типа кристаллов плагиоклаза или кислого ливата. В Норильском районе такие камеры редки, но отмечаются единичные интрузии дифференцированные в кровле до габбродиоритов.

Для весьма крупных камер типа Садбери с системой так называемых «офсетных даек» скорость осаждения превышает скорость вертикального потока магмы, в результате, очевидно, должен быть разброс типа фонтана, с соответствующими баллистическими закономерностями. Эта проблема в Норильском районе характерна для слабоизученных, но весьма перспективных Джалтулинской и Хунгтукунской интрузий.

Фация дайковидных камер – условия наименее благоприятные для отсадки тяжелого кумулуса из движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных или дифференцированных до разновидностей пород с тяжелым кумулусом в приподошвенных частях мощных дайковидных интрузивных тел.

Примерами таких камер являются весьма крупные дайковые тела Великая Дайка Родезии в Африке и провинции Джинчуан в Китае. В Норильском районе дифференциация от кварцевых до троктолитовых габбродолеритов отмечена в слабоизученной Большой дайке мощностью от 40 до 60 м и протяженностью до 120 км в Большеавамской впадине.

Главная особенность таких даек – это наличие дна. Представления о том, что эта трещина может достигать мантии, сохраняя морфологию и размеры, весьма сомнительны. В норильском районе морфология базитовых интрузий очень сильно зависит от вмещающего субстрата. В слоистых породах сульфатно-карбонатной толщи и угленосных отложений трапповые интрузии образуют в основном силлы. В туфобрекчиях хаканчанской и правобоярской свит образуются мощные тела сложной морфологии. При наличии туфолавовой толщи большой мощности встречаются в большинстве своем дайки. Для весьма крупных даек приходится предполагать морфологию кленового листа с несколькими черенками, в пространстве между магмоподводящими каналами в дайках могут образоваться дифференциаты, перспективные на Cu-Ni руды.

Фация силловидных камер – условия благоприятные для разделения и аккумуляции тяжелого и легкого кумулуса из движущейся магмы, проходящей над элементарной площадкой осаждения, что приводит к образованию недифференцированных или слабодифференцированных до кумулуссодержащих пород интрузивных тел.

На начальной стадии внедрения и становления крупной дифференцированной интрузии она должна пройти стадию силла. Это наиболее благоприятный режим, который позволяет охватить наибольшую площадь магмосбора и собрать магму из множества подводящих каналов, характерных для ареального типа магматизма. На второй стадии магма формирует осевую зону, фланговые части силла при этом застывают, и камера становится лентовидной. Но если формирование осевой зоны не происходит, то рудное вещество расплывается относительно равномерно по большой площади, не достигая значительных концентраций. В пределах всех рудных узлов Норильского района многочисленными скважинами сделано сотни подсечений таких слабодифференцированных силлов, иногда дифференцированных до пикритовых габбродолеритов и сопровождаемых мощным метасоматическим ореолом, как, например, Томулахская ветвь на Талнахском рудном узле. В пределах ТРУ подобные силлы с вероятностью 90 % являются фланговыми плащеобразными апофизами Хараелахского, Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов, тем более, если они залегают в том же этаже внедрения, что и главный интрузив. Но если этаж внедрения не совпадает и интрузия занимает свою структурную ловушку, то это, естественно, самостоятельная силловидная камера, в которой ее дальнейшее развитие прервано в силу короткого времени ее существования, малого количества магмы и т. д., в пределах ТРУ к этой фации может быть отнесена так называемая Каларгонская интрузия.

Фация лентовидных камер – условия, наиболее благоприятные для разделения и аккумуляции в движущейся магме тяжелого и легкого кумулуса и наибольшего количества магмы, проходившей над элементарной площадкой осаждения, что приводит к образованию недифференцированных или полнодифференцированных интрузивных тел.

Первые две стадии становления лентовидных камер описаны ранее. На третьей стадии в связи с уменьшением поперечного сечения камеры, вследствие застывания фланговых силлов, происходит вынос потоком магмы на дневную поверхность вмещающих пород в кровле и подошве интрузии. Данная особенность полнодифференцированных интрузий известна в литературе, как «проблема вставленности». В результате высота камеры значительно увеличивается, вероятно, до 300–400 м и более. Последующие активизации камеры также приводят к образованию силлов, идущих из камеры. Эти плащеобразные апофизы перехватывают магму из множества периферических каналов и направляют ее в лентовидную камеру. В результате фланговые борта дифференцированных интрузий имеют вид «расщепленных пальцев», если фланговый силл не использовался многократно.

На третьей стадии развитие камеры может быть завершено, в результате чего мы будем наблюдать классическую зональность, возможно, осложненную несколькими горизонтами пикритовых габбродолеритов, как, например, на Масловском месторождении, как свиде-

тельством многократной активизации камеры. Однако в наиболее крупных субвулканических камерах наблюдаются признаки коллапса камеры, что является причиной для выделения четвертой стадии. В результате коллапса камеры резко уменьшается ее последняя мощность, при этом наблюдается несоответствие малой мощности интрузии и исчезнувшей части осадочного разреза, вмещающего интрузию. Верхние дифференциаты падают на нижние, в результате резко уменьшается доля недифференцированных пород типа оливинсодержащих габбродолеритов. Интрузия практически вся состоит из дифференциатов с наличием пикритовых габбродолеритов даже в верхней трети интрузии. Во фронтальной части Хараелахской интрузии в районе рудника Октябрьский, по данным многочисленных скважин эксплуатационной разведки, северо-западная часть наиболее крупной сульфидной залежи X-1(О) расщеплена на шесть мощных жил, развернута вверх под углом 45 градусов и инъецирована в верхний экзоконтакт интрузива. Далее эти жилы переходят по простиранию в причудливые тела сплошных и брекчиевидных медистых руд, окруженных метасоматическим ореолом вкрапленных медистых руд. Верхние медистые руды рудника Октябрьский удалены более чем на 100 м по вертикали над верхним эндоконтактом Хараелахского интрузива и сдвинуты по латерали на северо-запад, достоверно на 900 м.

3.6. Группа кумулусных фаций

Группа фаций динамики кумулуса объединяет фации, различающиеся по характеру его движения внутри камеры:

Фация статичного кумулуса – условия осаждения и покоя обособлений на границе «магма–осадок» в камере при движении магмы в ней, приводящие к образованию необогащенного, той или иной составляющей, вкрапленного кумулуса в дифференцированных интрузивных телах.

Если, согласно формулам 2.5 и 2.6, выполняются условия осаждения и покоя, то некоторое обособление, попадая в условия камеры, по баллистической траектории падает на границу «магма–осадок». В дальнейшем такое обособление, например, сульфидный вкрапленник, будет погребено под другими обособлениями и выключено из процесса дифференциации. Такие обособления, как правило, имеют ксеноморфную морфологию, небольшие (до 1 см) размеры, сложены в основном пирротином с тонкой каймой халькопирита или кубанита.

Фация динамичного кумулуса – условия осаждения и дальнейшего передвижения обособлений по границе «магма–осадок» в камере при движении магмы в ней, приводящие к обогащению и слиянию в монокумулусные тела, той или иной составляющей кумулуса в дифференцированных интрузивных телах.

Если согласно формуле 2.5 выполняется условие осаждения, но по формуле 2.6 не выполняется условие покоя, то вкрапленник еще долго будет перемещаться по камере, сливаясь и укрупняясь в размерах. В результате будут образовываться дифференциаты с большим количеством сульфидного материала, обогащенного в значительной степени халькопиритовой компонентой, вплоть до образования линз сплошных сульфидных руд. В горизонте такситовых габбродолеритов, вкрапленность ксеноморфная, но приурочена не к границам кристаллов, а к границам ксенолитов и автолитов. В пикритовых и оливиновых габбродолеритах, напротив, наблюдается густая, отчетливая вытянутая каплевидная вкрапленность.

Фация переотложенного кумулуса – условия переотложения ранее образованных кумулусных тел в долгоживущей камере при возобновлении движения магмы в ней.

Кумулузные горизонты в субвулканической камере достаточно долгое время находятся в вязкопластичном состоянии. В результате активизации камеры такой кумулус на отдельных участках, очевидно, вновь вовлекается в движение и переотложение. Признаки переотложения рудного и силикатного вещества, были отмечены еще Г. Б. Роговером (1959) и всегда служили камнем преткновения для магматической гипотезы, так как не могли объяснить наличие обломков и комковатых обособлений, пикритовых габбродолеритов в такситовых горизонтах. В рамках гипотезы динамической дифференциации и кристаллизации наличие таких обособлений является хорошим признаком и свидетельствующим о как минимум одной активизации субвулканической камеры. Вторым признаком переотложения кумулуса является повышенная мощность такситоподобных дифференциатов на флангах интрузива с относительно бедной сульфидной вкрапленностью и малая мощность такситовых габбродолеритов в осевой зоне, но с сильно повышенным содержанием сульфидов.

Фашия инъецированного кумулуса – условия отжатия из долгоживущей субвулканической камеры во вмещающие породы микропорций того или иного дифференциата, приводящие к образованию сателитных моно- и поликумулузных интрузивных тел.

К этой фашии относится в большой мере инъецирование жил и линз сплошных сульфидных медно-никелевых и медистых брекчиевидных и сплошных руд. Однако достаточно редко наблюдаются и инъециции силикатных дифференциатов. Так, в разведочном орте 4–5 Северный по керну скважины 4029 в интервале 54,0–59,3 в ангидрит-пироксен-полевошпатовых роговиках в 75 м над кровлей Хараелахского интрузива автором наблюдалось крутопадающее тело, полностью сложенное такситовым габбродолеритом. Причем контактовых долеритов не было, а в 2 см от нижнего контакта наблюдался расслоенный сульфидный вкрапленник размером 2×3 см. Аналогичный облик имеют и некоторые пикритовые прослои в теле интрузива. Таким образом, в принципе инъециции того или иного дифференциата из субвулканической камеры, возможны, но не в таких масштабах, как это предполагают представители гипотезы о гравитационно-кинетической дифференциации.

3.7. Фашиальный анализ вулканогенных и интрузивных образований

Выявленные соотношения интрузивных и эффузивных фаший Норильского района (табл. 3.1, 3.2) позволяют перейти к фашиальному анализу вулканогенных и интрузивных образований (табл. 3.3). В анализе используется принятое в последней Легенде к Геологической карте масштаба 1 : 50 000 расчленение на свиты и интрузивные комплексы (Люлько, 1993ф). Но на практике рекомендуется анализировать не обобщенный разрез и комплексы в целом, а множество частных послонных разрезов и конкретных фаший в интрузивных телах. Как видно из табл. 3.2, круглогорский тип может соответствовать шести уровням, зубовский – трем, норильский – двум, то есть они далеко не всегда могут входить в одновременный комплекс, не говоря уже о нижнеталнахском, который имеет явно самостоятельное значение. Очевидно, что менее рудоносные интрузии не всегда могут указывать на близость полнодифференцированной интрузии, то есть не могут быть достоверным поисковым признаком. Тем не менее, установление круглогорских и зубовских интрузий VI и VIII циклов, весьма интересно в поисковом смысле.

Соотношения интрузивных и эффузивных фаций Норильского района

Эффузивные фации	Ареальных излияний (7)	Трещинных излияний (8)	Полицентрических излияний (9)			Моноцентрических излияний (10)
	Пассивных излияний (6)					
	Активных излияний (5)					
	–		Дифференцированных излияний (4)			
	Недифференцированных излияний (3)					
	Трансканальных излияний (1)		Транскамерных излияний (2)			
Интрузивные фации	–		Фации динамики кумулуса	–	Инъецированного кумулуса (11)	
				–	Переотложенного кумулуса (12)	
				–	Статичного кумулуса (13)	
				Динамичного кумулуса (14)		
			Хронофации	–	Долгоживущих камер (15)	
				Короткоживущих камер (16)		
			Морфофации	Лентовидных камер (17)		
				Силловидных камер (18)		
				Дайковидных камер (19)		
				Изометричных камер (20)		
			Внутренние фации	Фланговая (21)		
				Осевая (22)		
				Тыловая (23)	Центральная (24)	Фронтальная (25)
			Фации размера	Малых камер (26)	Средних камер (27)	Больших камер (28)
				Выводящих каналов (29)		
			Фации субвулкана	Камер (30)		
			Подводящих каналов (31)			

Фациальный анализ вулканогенных образований Хараелахской мульды

Цикл	Свита	Подсвита	Пачка	Мощность, м	Фаии	Интрузивный комплекс
X	–	–	–	–	2, 4, 6, 9, 16, 26	Моронговский
	–	–	–	–	1, 2, 3, 6, 8, 9, 10, 16, 26, 27, 28	Далдыканский
IX	Самоедская	–	Верхняя	260	2, 4, 5, 9, 16, 26	Оганерский, круглогорский
VIII			Средняя	320	1, 2, 3, 6, 8, 9, 10, 15, 16, 26, 27, 28	Норильский, зубовский, круглогорский, оганерский
			Нижняя	60–120	2, 4, 5, 9, 15, 26, 27	
	Кумгинская	–	–	170–190	2, 4, 5, 10, 16, 28	
VII	Хараелах- ская	Верхняя	Верхняя	200–295	1, 2, 3, 6, 8, 9, 16, 26, 27	Оганерский, круглогорский
			Нижняя	180–230	1, 3, 5, 8	Оганерский
		Нижняя	Верхняя	5–40	2, 4, 5, 10, 15, 28	Зубовский
			Нижняя	32–110	2, 4, 5, 9, 16, 27	
VI	Мокулаев- ская	Верхняя	Верхняя	110–180	1, 3, 6, 8	Оганерский
			Нижняя	180–260	2, 4, 5, 9, 15, 27, 28	Норильский, зубовский, круглогорский
		Нижняя	Верхняя	108–140	2, 4, 5, 10, 15, 28	
			Нижняя	80–130	2, 4, 5, 10, 16, 28	
V	Моронгов- ская	–	–	350–450	1, 2, 3, 6, 8, 9, 10, 16, 26, 27, 28	Оганерский, круглогорский
IV	Надеждин- ская	–	Верхняя	10–110	2, 4, 6, 10, 15, 28	Нижнеталнахский
			Средняя	160–260	2, 4, 5, 9, 16, 27	
			Нижняя	120–150	2, 4, 5, 9, 16, 27	
	Туклонская	–	–	80–120	1, 3, 5, 7	Оганерский
					2, 4, 5, 9, 16, 27	Нижнеталнахский
III	Хаканчан- ская	–	–	21–23	2, 4, 6, 9, 16, 26	Фокинский
	Гудчихин- ская	Средняя	–	50–100	2, 4, 5, 9, 16, 26	
II	Сывермин- ская	Нижняя	–	48–112	2, 3, 6, 9, 16, 26, 27	Оганерский, круглогорский
		–	–	84–170	1, 3, 5, 7	Оганерский
I	Ивакинская	–	Верхняя	28–78	2, 3, 6, 9, 16, 26, 27	Пясинский
			Средняя	40–70	2, 3, 6, 9, 16, 26, 27	
			Нижняя	40–80	2, 3, 6, 10, 16, 28	Ергалахский

Примечание. Номера в столбце «Фаии» соответствуют названиям фаий в табл. 3.1.

Фациальный анализ интрузивных образований Хараелахской мульды

Интрузивный комплекс	Интрузивный тип	Фации
Моронговский		2, 4, 5, 6, 9, 14, 16, 17, 20, 21, 22, 26, 29, 30, 31
Далдыканский		1, 2, 3, 5, 6, 8, 9, 10, 16, 17, 18, 19, 20, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31
Норильский	Норильский	2, 4, 5, 6, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 17, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 28, 29, 30, 31
	Зубовский	2, 4, 5, 9, 13, 14, 15, 17, 18, 21, 22, 23, 24, 27, 29, 30, 31
	Круглогорский	2, 4, 5, 6, 9, 14, 16, 18, 21, 22, 26, 29, 30, 31
	Нижнеталнахский	2, 4, 5, 6, 9, 10, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31
Фокинский		2, 4, 5, 9, 14, 16, 18, 21, 22, 26, 29, 30, 31
Оганерский		1, 2, 3, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 16, 17, 18, 19, 20, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31
Пясинский		2, 3, 6, 9, 16, 18, 26, 27, 29, 30, 31
Ергалахский		2, 3, 6, 10, 16, 18, 23, 24, 25, 28, 29, 30, 31

4. ЦИКЛИЧНОСТЬ МАГМАТИЗМА И СТРОЕНИЕ ТУФОЛАВОВОЙ ТОЛЩИ

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.

4.1 Цикличность магматизма

Для целей фациального анализа интрузивных и эффузивных образований адаптируем определение цикла к особенностям Норильского района. **Цикл** – время становления вулкано-интрузивного комплекса некоторой вулканоструктуры, обуславливающей системное единство всех магматогенных геологических тел в ее пределах и их отличие за ее пределами. 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. В дальнейшем рекомендуется целенаправленно охарактеризовать палеонтологическими данными туфогенные образования пассивных фаций в восьми ранних циклах и выделить более дробные биостратиграфические горизонты. В уточненной схеме предлагается выделять десять циклов (табл. 4.1).

Первому циклу ивакинского времени соответствуют интрузии ергалахского и пясинского комплексов. Трахибазальты и субщелочные базальты ивакинской свиты характеризуются экстремально высокими содержаниями титана, щелочей, фосфора, бария, циркония, стронция, рубидия и ниобия, экстремально низкими содержаниями магния, кальция, хрома, меди, никеля, ванадия. Данные характеристики позволяют уверенно отличать их от остального разреза туфолавовой толщи и сопоставлять с интрузиями ергалахского и пясинского комплексов.

Второму циклу сыверминско-раннегудчихинского времени соответствуют недифференцированные интрузии оганерского комплекса, недифференцированные гломеропорфировые интрузии амбарнинского типа (Федоренко, 1984ф) и, возможно, некоторые слабодифференцированные интрузии круглогорского типа. По химическому составу породы цикла принадлежат к нормальному ряду, с несколько повышенным содержанием щелочей, кроме того, отмечаются повышенные содержания бария, циркония, стронция, рубидия, пониженные содержания кальция, железа, меди, ванадия. В целом породы сыверминской свиты являются переходными от субщелочных базальтов ивакинской свиты к базальтам нормального ряда остальной части разреза.

Цикличность вулканогенных образований хараелахской мульды

Цикл	Свита	Подсвита	Пачка	Мощность, м	Фации Излияний
X	–	–	–	–	
	–	–	–	–	
IX	Самоедская	–	Верхняя	260	Активных
VIII			Средняя	320	Пассивных
			Нижняя	60–120	Активных
			Кумгинская	–	170–190
VII	Хараелахская	Верхняя	Верхняя	200–295	Пассивных
			Нижняя	180–230	Активных
		Нижняя	Верхняя	5–40	Активных
			Нижняя	32–110	Активных
VI	Мокулаевская	Верхняя	Верхняя	110–180	Пассивных
			Нижняя	180–260	Активных
		Нижняя	Верхняя	108–140	Активных
			Нижняя	80–130	Активных
V	Моронговская	–	–	350–450	Пассивных
IV	Надеждинская	–	Верхняя	10–110	Пассивных
			Средняя	160–260	Пассивных Активных
			Нижняя	120–150	Активных
	Туклонская	–	–	80–120	Активных
III	Хаканчанская	–	–	21–23	Пассивных
	Гудчихинская	Средняя	–	50–100	Активных
II			Нижняя	–	48–112
		Сыверминская	–	–	84–170
I	Ивакинская	–	Верхняя	28–78	Пассивных
			Средняя	40–70	Пассивных
			Нижняя	40–80	Активных

Третьему циклу среднегудчихинско-хаканчанского времени соответствуют недифференцированные дайки оливиновых долеритов и слабодифференцированные силлы фокинского комплекса. По химическому составу оливиновые и пикритовые базальты среднегудчихинской подсвиты и хакачанской свиты относятся к нормальному ряду. Породы среднегудчихинской подсвиты характеризуются низкими содержаниями щелочей, глинозема, кальция, рубидия и экстремально высокими содержаниями магния, хрома, никеля, кобальта. Данные характеристики позволяют уверенно отличать эти базальты от других пород туфолоавовой толщи и сопоставлять с интрузиями фокинского комплекса, распространенными в пределах всего Норильского района.

Четвертому циклу туклонско-надеждинского времени соответствуют недифференцированные интрузии оганерского комплекса и дифференцированные до троктолитовых габбродолеритов интрузии нижнеталнахского типа. Базальтам четвертого цикла свойственны весьма специфические петрохимические характеристики, не характерные более ни для одной из свит района. Их отличает очень низкое содержание TiO_2 менее 1 %, относительно высокий калий, низкие менее 0,007 % содержания Cu, Ni, Cr. Аналогичные экстремальные содержания характерны для интрузий нижнеталнахского типа и некоторым оганерским силлам, очевидно, с ним связанным. Столь низкие содержания Cu, Ni, Cr В. А. Федоренко и А. Дж. Налдрет (2003) связывают с их отсадкой в интрузиях норильского типа и, естественно, сопоставляют с ними. Однако такие же низкие содержания характерны для толеитовых базальтов туклонской свиты и для горизонтов толеитовых базальтов в самой надеждинской свите, это означает, что материнская магма изначально была с низкими содержаниями и не смогла даже при полномасштабной сульфидной ликвиации в интрузиях нижнеталнахского типа насытить их Cu и Ni.

Пятому циклу моронговского времени могут соответствовать интрузии оганерского (амбарнинского) и, возможно, круглогорского типа. В Ламско-Хантайском и Большеаваамском прогибах, кроме того, интрузии невыделенных комплексов, соответствующие трахибазальтам юряхской свиты и анкарамитам в кровле аянской свиты. 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.

Шестому циклу соответствуют мощные разрезы гломеропорфировых базальтов, образующих разрезы лавового типа. 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, по данным количественного спектрального анализа, однозначно свидетельствуют о дефиците Cu, Ni и MgO в гломеропорфировых базальтах по сравнению с афировыми (табл. 4.2; 4.3). 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. Более подробно это будет рассмотрено ниже, в главе 8.

Седьмому циклу хараелахского времени могут соответствовать интрузии круглогорского и, возможно, зубовского типа. Нижняя подсвета в этом цикле маломощная, сложена в основном олигогломеропорфиrowыми базальтами, и лишь в верхней пачке подсветы присутствуют маломощные гломеропорфиrowые лавы. Нижняя пачка верхней подсветы сложена почти на 90 % пойкилоофитовыми базальтами, верхняя является аналогом моронговской свиты, так как в ней каждый покров подстилается горизонтом тефроидов. По петрохимическим характеристикам афировые базальты резко, почти на 1%, отличаются от гломеропорфиrowых по содержанию MgO, что однозначно свидетельствует о внутрикамерной дифференциации. Тем не менее, дефицита Cu и Ni в этих базальтах не наблюдается, что свидетельствует о дифференциации без ликвации.

Восьмому циклу кумгинско-самоедского времени могут соответствовать интрузии круглогорского и, возможно, зубовского типа. Нижняя часть разреза в этом цикле сложена мощной пачкой гломеропорфиrowых базальтов, которые присутствуют и выше по разрезу. По петрохимическим характеристикам афировые базальты более чем на 0,6 % отличаются от гломеропорфиrowых по содержанию MgO, что однозначно свидетельствует о внутрикамерной дифференциации. Наблюдается резкий дефицит Cu, но нет дефицита Ni, что позволяет предполагать, что механизм этой дифференциации был не ликвационный, так как четкого соотношения Cu и Ni в этих базальтах не наблюдается, что свидетельствует о дифференциации без сульфидной ликвации. Возможно, из субвулканической камеры шел вынос меди с образованием рудопроявлений медно-цеолитовой формации, которые в этом районе очень широко развиты именно в базальтах кумгинской и самоедской свит.

Девятому циклу верхнесамоедского времени могут соответствовать интрузии оганерского и, возможно, круглогорского комплексов. Известная часть разреза сложена афировыми базальтами с очень низким наклоном магнитного вектора, близкому к обратному намагничению. В эродированной части разреза могли быть и гломеропорфиrowые базальты, в связи с чем, возможно, некоторые интрузии моронговского времени будут отнесены к этому циклу.

Десятому циклу далдыканского времени, соответствуют отрицательнонамагниченные интрузии далдыканского и моронговского комплексов. Причем в свете последних данных моронговский тип можно считать потенциально промышленным типом, так как в Норильском районе и на Таймыре известны крупные отрицательнонамагниченные рудоносные интрузии, такие как: Дюмталейская, Хунгтукунская, Джалтулинская и Большеавамские дайки.

В дальнейшем на основе выделения фаций активных и пассивных излияний предлагается уточнить и улучшить стратиграфические схемы расчленения эффузивных и интрузивных образований. Так, по туфолавоу толще предлагается.

1. Вывести из состава сыверминской свиты прерывистый горизонт туфогенных пород в подошве, так как флора в нем полностью идентична ивакинской свите, то есть является пермской. Ввести в состав сыверминской свиты порфиrowые и пойкилоофитовые базальты нижнегудчихинской подсветы с горизонтами туфогенных пород. В связи с тем, что из первоначального состава сыверминской свиты, выделенной Я. И. Полькиным в 1957 г., удалены нижележащие субщелочные базальты, отнесенные в ивакинскую свиту, и вышележащие порфиrowые, пойкилоофитовые, оливиновые и пикритовые базальты, отнесенные в гудчихинскую свиту, объем ее сократился более чем на 50%. Такое выделение палеонтологически немой, монотонной толщи толеитовых и пойкилоофитовых базальтов в ранге свиты представляется некорректным. Увеличение объема свиты позволит в дальнейшем сделать корректную палеонтологическую характеристику этого подразделения и избежать изображения стратиграфического несогласия для Иконской мульды, где оно ранее выделялось по отсутствию толеитовых и пойкилоофитовых базальтов между ивакин-

ской и гудчихинской свитами, без наличия литологических признаков размыва. Объем северминской свиты в этом случае составляет более 60 % от ее первоначального объема.

2. Отнести в гудчихинскую свиту все сближенные в разрезе пикритовые и оливиновые базальты, определяющие ультраосновную ее специфику и являющиеся, по сути, маркирующим горизонтом, выше которого располагаются только базальты и туфогенные породы хаканчанской свиты. Удалить из ее состава вышеупомянутые порфиновые и пойкилоофитовые базальты с горизонтами туфогенных пород, отнесенные ранее в нижнегудчихинскую подсвиту и порфиновые базальты в южной части норильской мульды, отнесенные в верхнегудчихинскую подсвиту.

3. В хаканчанскую свиту, сложенную преимущественно туфобрекчиями, добавить верхнегудчихинские порфиновые базальты и прочие потоки базальтов среди туффитов и туфобрекчий.

4. Объединить образования туклонской и надеждинской свит, назвав это подразделение «туклонская и надеждинская свита нерасчлененные». В связи с тем, что толеитовые и пойкилоофитовые базальты туклонской свиты являются фациальным аналогом полифировых базальтов в нижней части надеждинской свиты это позволит избежать изображения стратиграфического несогласия для северо-запада Хараелахской мульды, где оно ранее выделялось по отсутствию толеитовых и пойкилоофитовых базальтов, относимых к туклонской свите, без наличия литологических признаков размыва. Полифировые базальты, относимые к надеждинской свите, залегают на алевро-псаммитовых туффитах хаканчанской свиты согласно, без признаков размыва.

5. К палеонтологически немой монотонной толще гломеропорфировых базальтов кумгинской свиты добавить афировые, порфиновые и пойкилоофитовые базальты с горизонтами туфогенных пород первой пачки самоедской свиты, по которым в дальнейшем проводить палеонтологическую характеристику.

6. Исключить из самоедской свиты вышеупомянутую первую пачку, передав ее объем в кумгинскую свиту. Кроме того, исключить из состава свиты монотонную пачку афировых и пойкилоофитовых базальтов третьей пачки самоедской свиты, лишенную палеонтологической характеристики, назвав ее «таловская толща». Датировку толщи произвести методом магнитостратиграфии (Павлов, 2011).

Данные уточнения позволяют устранить факты выделения стратиграфических несогласий без признаков размыва пород, так как все подразделения туфолавоваы толщи Норильского района залегают согласно, а признаки размыва наблюдаются лишь в подошве и кровле моронговской свиты.

4.2. Строение туфолавоваы толщи

Максимальная измеренная по схемам сопоставления глубоких скважин и полевым разрезам мощность туфолавоваы толщи в центре Хараелахской мульды достигает мощности 3600 м (рис. 4.1), далее к югу она уменьшается до 2700 м и менее (рис. 4.2). Вулканогенные образования в пределах Хараелахской и Иконской мульд залегают на различных по составу и палеонтологическим остаткам одновременных фациальных отложениях тунгусской серии согласно с образованием фреатических брекчий в основании и срезанных лавой стволов деревьев (рис. 4.3, 4.4). На остальной территории Норильского района они залегают на различных уровнях тунгусской серии и даже карбонатных породах палеозоя. В связи с тем, что на остальной территории развита резко сокращенная мощность ивакинской свиты, в кровле фрагментарно развитой амбарнинской свиты даже отмечаются прослой алевро-псаммитовых туфов и туффитов с обломками базальтов, очевидно, одновременных низам ивакинской свиты.

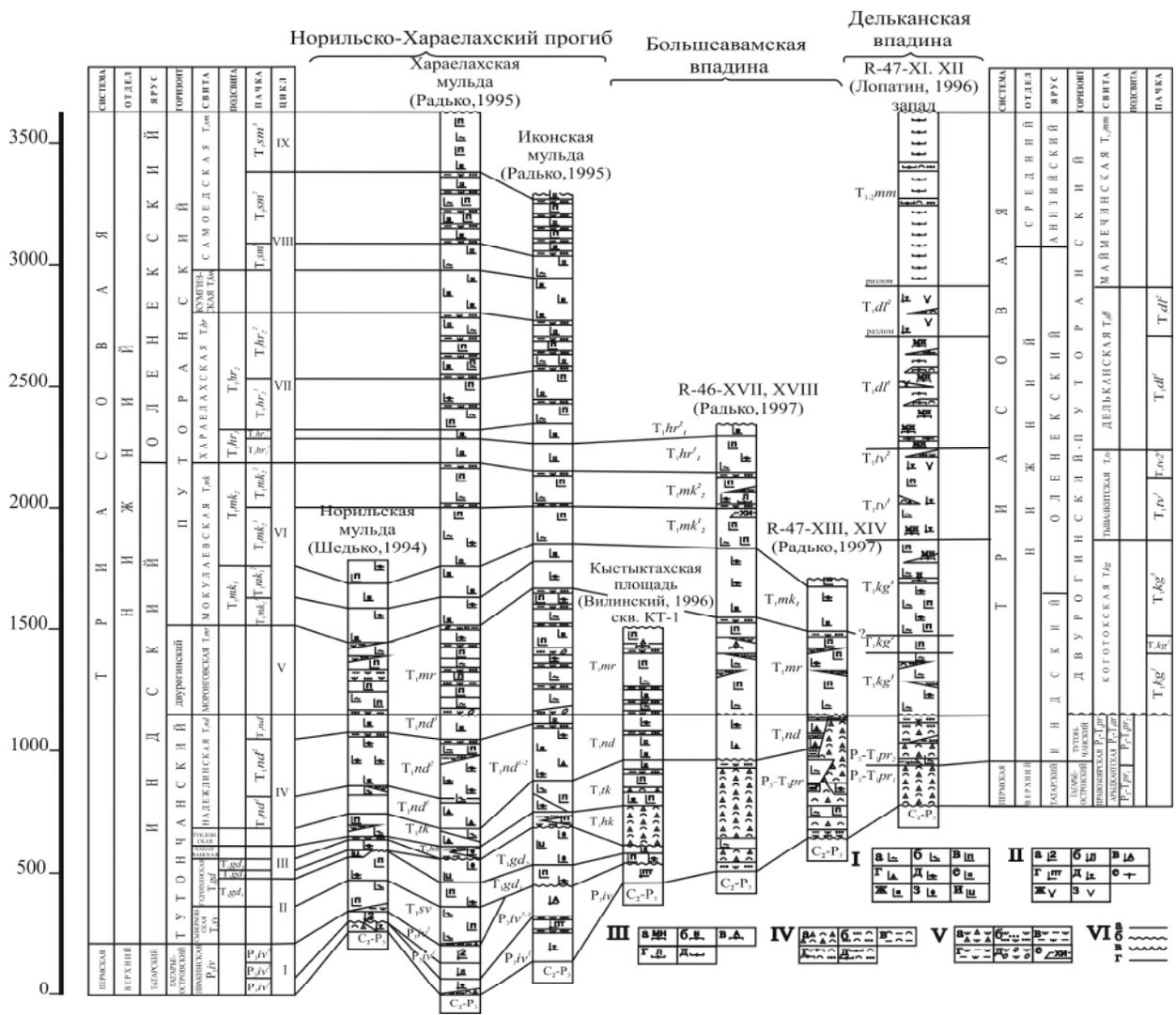


Рис. 4.1. Схема сопоставления разрезов туфоластовой толщи в Норильско-Дельканском прогибе.

- I – Базальты: афировые (тонкозернистые) (а), толеитовые (б), пойкилоофитовые (в), полифировые (г), порфиоровые (д), олигогломеропорфиоровые (е), гломеропорфиоровые (ж), оливиновые (з), пикритовые (и).
- II – Субщелочные базальты: двуплагиоклазовые (а), лабрадоровые (б), андезиновые (в), пойкилоофитовые с титанистым авгитом (г), трахибазальты (д), трахиты (е), трахиандезиты (ж), андезиты (з).
- III – Фоидиты: меланефелиниты (а), нефелениты (б), анкарамиты (в), лимбургиты (г), меймечиты (д).
- IV – Туфы: псефитовые (а), псаммитовые (б), алевритовые (в), фоидитов (г), меймечитов (д).
- V – Туффиты: псефитовые (а), псаммитовые (б), алевритовые (в), углистые (г), туфоконгломераты (д). Хемогенные известняки (травертины) (е).
- VI – Соотношения геологических подразделений: стратиграфически согласные (а), стратиграфически несогласные (б), угловое несогласие (в). Границы отдельных геологических тел (г).

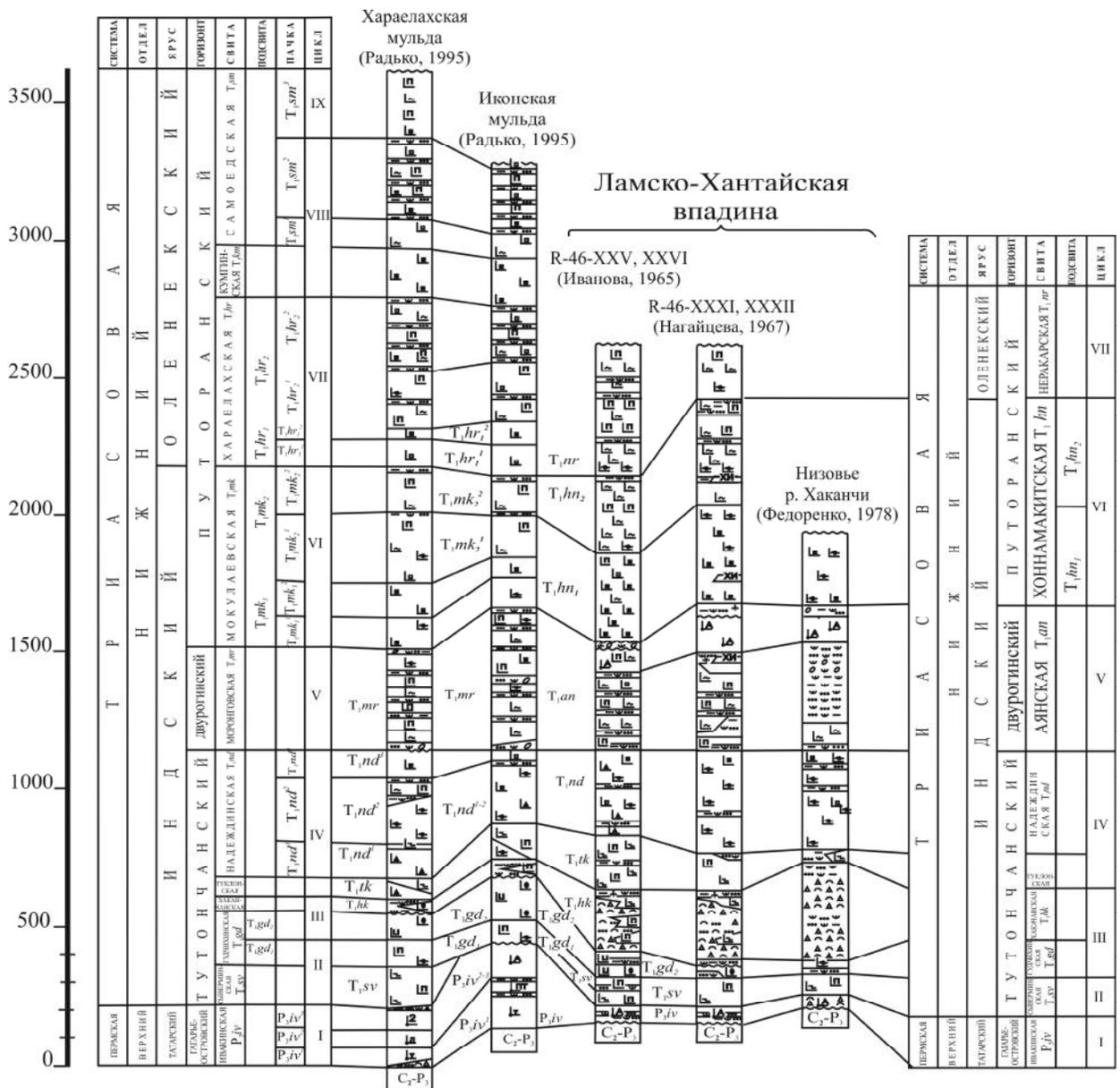
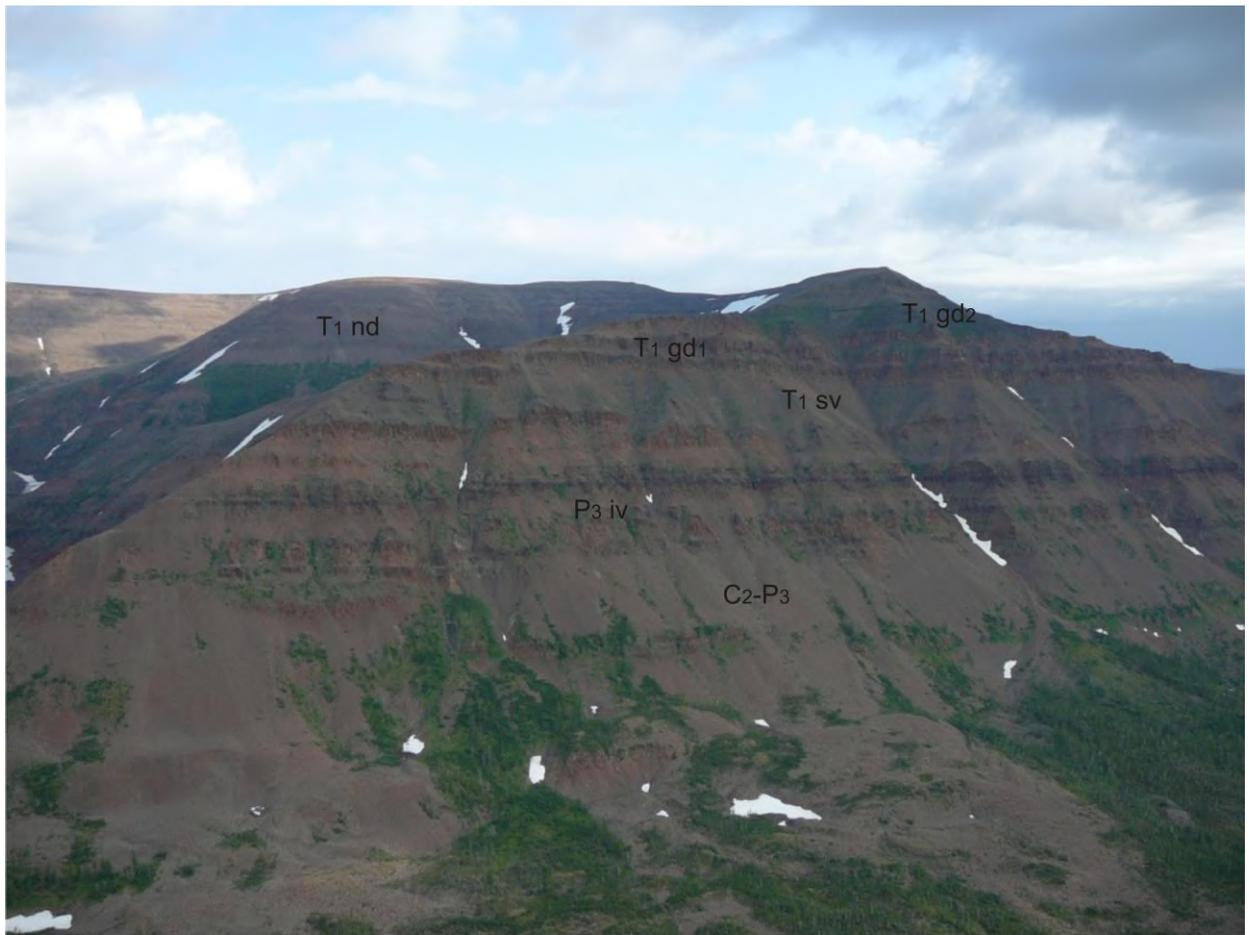


Рис. 4.2. Схема сопоставления разрезов туфолавоваы толщи в Ламско-Хантайской впадине.



Рис. 4.3. Контакт углистых алевролитов тунгусской серии с первым покровом трахибазальтов первой пачки ивакинской свиты, выше – покров субщелочных базальтов второй пачки (справа внизу – озеро на руч. Красные Камни). Здесь же срезанные первым покровом стволы деревьев, образующие пни высотой до 2 м (в 2,5 км от г. Талнах).



1 C2-P3 2 P3 iv 3 T1 sv 4 T1 gd1 5 T1 gd2 6 T1 nd

Рис. 4.4. Типичный облик траппов Норильского района (гора Листвянка в 10 км к востоку от г. Талнах).

1 – Углистые песчаники и алевролиты с пластами каменного угля тунгусской серии; 2 – трахибазальты и субщелочные базальты ивакинской свиты; 3 – толеитовые базальты сыверминской свиты; 4 – порфиоровые базальты нижнегудчихинской подсвиты; 5 – оливиновые и пикритовые базальты верхнегудчихинской подсвиты; 6 – полифировые базальты надеждинской свиты.

Вулканогенные образования представлены потоками и покровами базальтового ряда, которые составляют около 90 % общей мощности известного разреза и туфогенными породами – 10 %. В разрезах доля трахибазальтов и субщелочных андезитобазальтов составляет 4–9 %, на пикритовые и оливиновые базальты приходится около 2–5 %, остальные, т. е. порядка 90 % относятся к толеитовым базальтам. Классификация туфогенных пород для Норильского района не разработана. До сих пор господствуют представления о бурных эксплозиях их образовавших, а термин «туф» является наиболее употребимым при описании этих пород. Тем не менее, в Хараелахской и Иконской мульдах лишь около 10 % пород можно уверенно отнести к эксплозивной фации (т. е. к собственно туфам), остальные 90 % являются, очевидно, заведомо переотложенными, т. е. вулканогенно-осадочными породами, образовавшимися в результате эоловых и флювиальных процессов в условиях слаборасчлененного рельефа.

Породы туфолавоваго толщи в силу специфики своего образования весьма слабо насыщены крупномерными остатками флоры и фауны, поэтому палеонтологические критерии при ее расчленении играют вспомогательную роль. Ведущими критериями при расчленении туфолавоваго толщи являются: вещественный состав, структурные разновидности пород, морфологические особенности строения свит и пачек, их соотношения с выше- и нижележащими подразделениями, непосредственное прослеживание геологических тел, их границ и маркирующих горизонтов по простиранию.

В разрезе туфолавоваго толщи снизу вверх выделяются: ивакинская свита, отнесенная к гагарьеостровскому горизонту, верхней перми; нижнетриасовые: сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская, надеждинская свиты, отнесенные к тутончанскому горизонту; моронговская свита, входящая в двурогинский горизонт: мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская свиты, отнесенные к путоранскому горизонту (Люлько, 1993ф).

По палеомагнитным свойствам ивакинская свита имеет отрицательное намагничивание, что соответствует татарскому ярусу верхней перми, все вышележащие базальты имеют положительное намагничивание, что соответствует индскому и оленекскому ярусам нижнего триаса. Афировые базальты верхней пачки самоедской свиты имеют очень низкий угол остаточной намагниченности, близкий к отрицательному, что сближает их с далдыканским и моронговским комплексами. Широко развитые на площади интрузии далдыканского комплекса имеют отрицательное намагничивание, это соответствует верхам оленекского–анизийского яруса (Люлько, 1993ф), но комагматичные им эффузивные аналоги неизвестны.

По петрохимическим характеристикам туфолавоваго толща разделяется на две большие группы. Более древняя группа, от ивакинской до надеждинской свиты включительно, образует петрохимически контрастную группу пород, так называемую «дифференцированную серию лав». В ней отдельные петрохимические, геохимические (а также структурные и минеральные) характеристики варьируют очень сильно (табл. 4.2 и 4.3). Породы этих свит имеют также и более палеотипный облик. Более молодая группа, от моронговской до самоедской свит включительно, образует так называемую «недифференцированную серию лав». Она имеет петрохимический состав, отвечающий среднему траппу, и весьма узкий набор породообразующих минералов и петрографических структур. Петрохимическая характеристика базальтов туфолавоваго толщи приведена во временной последовательности, выборки по литологическим разновидностям произведены с учетом их близости в разрезе и идентичности петрохимических и петрографических характеристик, аналогично содержания микроэлементов, по данным количественного спектрального анализа (табл. 4.2 и 4.3).

Таблица 4.2

Содержания породообразующих окислов в базальтах плато Хараслах (вес. %)

Свита, пачка	Лито-логия	Кол-во проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	шпш	Σ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
T ₁ sm ³	□	23	48,39	1,64	14,94	4,90	8,16	0,21	6,90	10,98	2,14	0,23	0,16	-	1,97	100,62
	~	10	48,33	1,59	15,27	5,06	8,20	0,21	6,92	11,11	2,10	0,22	0,16	-	1,65	100,82
T ₁ sm ²	■~	2	48,41	1,50	15,60	4,08	8,08	0,21	6,97	10,94	2,08	0,28	0,16	-	1,76	100,07
	■~	8	48,59	1,48	15,28	4,40	8,04	0,21	7,06	10,77	2,17	0,28	0,15	-	1,68	100,11
	□~	6	48,88	1,49	15,29	4,22	7,82	0,21	7,18	10,97	2,10	0,45	0,15	-	1,85	100,61
	■□	4	48,63	1,54	15,84	5,32	6,82	0,20	6,72	10,79	2,11	0,14	0,17	-	1,90	100,18
T ₁ sm ¹	■~	1	47,55	1,26	17,20	5,94	5,72	0,18	5,81	10,81	2,13	0,78	0,15	-	2,05	99,58
	□~	2	48,50	1,38	15,43	4,48	8,31	0,21	7,17	10,89	2,07	0,47	0,16	-	1,67	100,74
T ₁ km	~	5	47,77	1,62	14,71	5,74	7,87	0,23	6,35	10,41	2,18	0,39	0,23	-	2,25	99,75
	■~	2	48,61	1,39	16,10	4,83	7,80	0,20	6,36	10,59	2,07	0,32	0,18	-	1,76	100,21
T ₁ km	■~	16	48,85	1,52	15,29	4,63	7,78	0,21	6,47	10,73	2,17	0,32	0,19	-	1,96	100,12
	□~	2	48,50	1,52	14,90	5,38	7,68	0,21	6,84	10,41	2,06	0,24	0,19	-	1,76	99,69
T ₁ hr ²	□	9	47,54	1,43	15,24	6,05	6,43	0,16	7,16	11,38	2,29	0,15	0,12	0,029	1,36	99,34
	~	5	48,04	1,48	15,54	5,61	6,98	0,16	7,07	11,22	2,34	0,13	0,13	0,020	1,03	99,75
T ₁ hr ²	■□	2	48,38	1,36	15,92	5,66	6,48	0,18	7,06	11,47	2,00	0,32	0,10	0,018	1,09	100,04
	□	13	47,40	1,37	15,70	5,81	6,84	0,18	7,70	11,24	2,24	0,22	0,13	0,025	1,47	100,32
T ₁ hr ¹	□~	1	49,22	1,45	15,74	6,20	6,90	0,15	7,60	10,58	2,12	0,40	0,14	0,016	0,71	101,23
T ₁ hr ¹	■□	1	47,88	1,43	15,74	7,66	5,41	0,19	6,58	12,05	2,18	0,11	0,13	0,019	1,34	100,72
T ₁ hr ¹	□~	5	47,87	1,43	15,45	5,54	7,35	0,17	7,16	11,46	2,14	0,20	0,14	0,018	1,04	99,97
T ₁ mk ²	□	8	46,93	1,33	16,19	6,54	5,86	0,18	7,66	11,57	2,11	0,19	0,14	0,022	2,46	101,18
	~	1	48,66	1,31	15,84	5,07	6,98	0,15	7,64	10,58	2,00	0,13	0,13	0,020	1,34	99,85
T ₁ mk ¹	□	7	47,29	1,38	15,72	6,53	6,01	0,18	7,42	10,76	2,25	0,21	0,14	0,024	2,57	100,48
	□□	7	48,63	1,50	15,22	6,90	6,13	0,17	7,00	10,54	2,22	0,25	0,16	0,019	1,61	100,35
T ₁ mk ¹	■□	3	48,41	1,34	15,52	7,86	4,32	0,16	7,24	10,13	2,67	0,48	0,14	0,017	2,12	100,41

Окончание табл. 4.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
T ₁ mki ²	■~	5	48,72	1,27	15,38	5,59	6,33	0,18	7,53	11,82	2,23	0,28	0,13	0,022	1,41	100,89
T ₁ mki ¹	□~	3	48,92	1,24	15,02	5,59	6,17	0,19	8,05	9,90	3,13	0,49	0,13	0,016	2,43	101,28
	■~	2	48,44	1,22	15,68	4,45	7,44	0,18	6,98	10,82	1,89	0,15	0,13	0,011	1,46	98,85
T ₁ mr	□~	4	49,06	1,17	15,64	4,53	7,18	0,18	7,43	10,76	1,47	0,32	0,12	0,019	1,07	98,95
	□	14	48,45	1,16	15,51	5,31	6,18	0,18	7,69	11,22	1,78	0,29	0,12	0,011	1,84	99,94
	~	10	48,69	1,18	15,47	4,84	6,84	0,18	7,49	10,78	1,98	0,26	0,12	0,013	2,11	99,95
T ₁ nd ²	■~	2	49,18	1,23	14,92	4,62	7,23	0,18	6,59	10,43	2,17	0,89	0,13	0,012	1,24	98,82
	■~	4	49,58	0,99	15,90	5,19	5,51	0,19	5,86	11,28	2,23	0,93	0,18	0,012	1,62	99,47
T ₁ nd ¹	□~	4	48,84	1,11	15,90	4,16	6,70	0,19	6,08	8,98	2,31	1,92	0,13	0,005	2,92	99,24
	■~	7	51,76	1,04	14,83	3,42	6,63	0,18	6,07	9,98	2,18	1,21	0,11	0,008	2,06	99,48
T ₁ tk	└	8	49,57	0,96	15,04	3,48	5,91	0,16	6,77	9,64	2,57	1,27	0,10	0,014	3,96	99,44
	■~	9	50,90	0,99	15,04	2,95	6,53	0,16	6,56	9,16	2,44	1,33	0,11	0,016	3,04	99,23
T ₁ hk	□	19	50,35	1,04	15,11	3,15	6,09	0,18	6,98	10,18	2,41	1,00	0,12	0,032	2,74	99,38
	●	4	48,68	1,00	14,54	4,18	5,78	0,15	9,29	10,35	1,80	0,33	0,10	-	3,13	99,33
T ₁ gd ₂	└	29	46,38	1,28	10,44	5,28	7,20	0,16	15,00	8,70	1,22	0,22	0,11	0,073	4,26	100,32
	●	69	47,94	1,52	12,26	5,23	6,59	0,17	10,21	9,53	1,84	0,31	0,14	0,052	4,01	99,80
T ₁ gd ₁	└	26	50,07	1,84	14,51	4,38	6,52	0,16	6,16	9,44	2,61	0,85	0,28	0,032	3,00	99,85
	└	17	50,41	1,69	15,10	4,33	6,01	0,14	6,32	6,34	3,55	1,19	0,22	0,027	3,67	99,00
P ₃ iv ³	└	2	52,32	2,35	13,69	6,84	6,15	0,16	3,39	5,81	3,07	2,39	0,78	0,001	1,84	98,79
P ₃ iv ²⁻³	└	29	51,55	2,42	13,95	5,39	7,60	0,19	3,57	6,71	2,99	1,96	0,72	0,005	2,15	99,21
P ₃ iv ²	└	3	52,98	2,56	14,01	5,80	6,96	0,18	3,52	5,36	3,27	2,06	0,75	0,001	1,29	98,74
P ₃ iv ¹	└└	25	47,04	2,13	15,81	5,95	6,81	0,16	6,02	7,70	2,93	1,20	0,39	0,004	3,48	99,62
P ₃ iv	└	30	45,35	3,36	14,45	7,03	8,11	0,20	4,52	7,25	2,93	2,28	1,20	0,006	3,18	99,87

Примечание. В таблицах 4.2 и 4.3 пробы сгруппированы из литологических разновидностей достоверно из одного и того же потока либо из микропачек со сходной структурой, расположенных последовательно друг над другом, то есть во временной последовательности. Разрез от T₁tk до T₁hr взят по скв. СД-24, выше из разрезов автора в правом борту р. Верхняя Галовая.

Таблица 4.3

Средние содержания микроэлементов в базальтах плато Хараслах по данным количественного спектрального анализа (г/т)

№ пп	Свита, пачка	Лито-логия	Кол-во проб	Ва	Сu	Ni	Co	Cr	V	Zr	Sr	Rb	Sc	Nb
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	Т ₁ sm ³	п	10	105	305	221	49	113	234	116	190	5,5	34	18,0
2		п~	3	100	302	143	39	106	190	97	181	2,4	33	23,0
3		п~	5	106	262	180	46	129	202	104	181	2,9	37	20,0
4		п	4	108	310	142	43	102	232	148	178	3,0	37	30,0
5		п~	3	103	340	210	47	120	243	127	183	4,3	38	29,0
6		п~	2	100	265	205	42	110	255	115	180	5,5	37	16,0
7		п	1	100	150	120	38	92	220	90	191	2,1	28	13,0
8		п~	2	100	300	130	34	105	205	125	198	2,6	32	13,0
9	Т ₁ sm ²	п~	2	130	335	145	44	115	245	115	185	11,2	34	30,0
10		п	1	130	340	160	44	140	230	120	162	2,3	37	35,0
11		п~	1	110	300	160	46	120	240	120	187	2,1	35	30,0
12		п~	10	106	305	175	44	108	235	126	180	6,4	36	24,0
13		п~	3	137	260	140	38	100	197	107	190	4,6	32	27,0
14		п	2	120	310	130	40	96	195	105	186	8,0	34	22,0
15		п	2	100	205	165	36	105	205	105	176	5,0	34	14,0
16		п~	1	100	150	150	29	90	140	84	181	5,5	29	10,0
17	Т ₁ sm ¹	п~	1	100	270	210	42	110	210	96	190	4,0	32	12,0
18		п~	1	100	200	230	46	110	240	110	180	4,0	34	12,0
19	Т ₁ km	п~	2	100	200	145	31	95	185	93	206	4,8	30	10,0
20		п	1	150	230	200	41	86	210	130	192	6,9	33	10,0
21		п~	1	100	220	150	40	92	210	140	194	5,9	35	16,0
22	Т ₁ hr ²	п	1	100	200	150	40	100	230	120	187	4,5	34	17,0
23		п	3	120	96,7	116,7	40,3	136,7	213,3	120	182,7	6,9	39	6,7
24		п	3	126,7	116,7	130	38	116,7	203,3	113,3	184,3	2,1	39,7	8,2

Продолжение табл. 4.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
25	T ₁ hr ₂ ²	<u>п</u>	3	83,3	133,5	150	39,3	180	220	87,7	155	0,5	39,3	6,0
26		<u>п</u>	3	100	93,3	140	38	173,3	193,3	82	166	2,9	39	6,3
27		<u>~</u>	2	90	105	190	45	185	225	107	157,5	3,2	40	6,0
28		<u>п</u>	2	125	150	120	40,5	145	225	91,5	172	5,8	36	5,5
29	T ₁ hr ₂	<u>п</u>	3	108,3	133,3	146,7	38,3	183,3	206,7	79,3	167	2,4	36,3	5,0
30		<u>п</u>	1	100	100	140	40	150	210	110	168	4,3	44	8,5
31		<u>п</u>	4	117,5	137,5	165	39,2	210	230	89	173,2	2,9	37,2	5,1
32		<u>п</u>	2	125	100	130	37	160	205	81,5	197,5	4,6	40	6,0
33	T ₁ hr ₁ ²	<u>п</u>	3	98,3	100	116,7	36,7	116,7	236,7	105,6	166,7	4,0	42	5,7
34		<u>п</u>	1	100	160	120	27	150	230	110	169	2,2	43	8,5
35		<u>п</u>	4	167,5	125	122,5	40,5	137,5	242,5	116,5	170,8	6,8	40	6,5
36		<u>п</u>	4	82,5	160	145	34,8	140	207,5	92,5	172,5	5,0	39,8	8,7
37	T ₁ mk ₂ ²	<u>п</u>	3	116,7	136,7	140	39,3	150	196,7	110	199,3	6,3	38,7	6,3
38		<u>п</u>	1	130	160	140	40	160	220	110	198	3,9	28	7,0
39		<u>п</u>	1	130	110	130	38	140	200	100	201	2,5	37	5,5
40		<u>п</u>	3	123,3	153,3	110	33,7	110	220	126,7	196	3,2	42,3	8,3
41	T ₁ mk ₂	<u>п</u>	4	150	122,5	137,5	39,2	155	212,5	99,5	238,2	14,5	39,8	6,5
42		<u>п</u>	1	100	100	140	38	190	180	77	166	2,4	38	26,0
43		<u>п</u>	2	100	65	130	43	170	200	97	198	6,4	37	5,5
44		<u>п</u>	3	153,3	82,3	123,3	40,7	135,7	206,7	94,3	230,7	9,9	38	6,7
45	T ₁ mk ₁ ²	<u>п</u>	2	120	70	120	40,5	170	195	81,5	207,5	3,0	36,5	5,0
46		<u>п</u>	5	116	136	112	39,4	156	210	86,6	223,6	5,9	38,6	5,3
47		<u>п</u>	1	110	100	95	30	110	180	90	219	2,2	35	5,0
48		<u>п</u>	1	100	160	120	34	130	210	96	258	21,5	33	8,0
49	T ₁ mr	<u>п</u>	2	110	100	120	35	125	190	84	226	10,4	39,5	6,0
50		<u>п</u>	3	160	133,3	123,3	32,7	173,3	193,3	78	191,3	6,8	36,7	5,5
51		<u>п</u>	4	102,5	125	135	41,5	160	215	82,8	192	4,8	36,8	5,6
52		<u>п</u>	1	150	130	100	32	160	190	100	206	8,2	37	7,0

Окончание табл. 4.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
53	T ₁ mr	□~	1	150	240	200	39	150	240	130	189	10,6	44	10,0
54		~	1	250	100	140	30	110	200	92	200	3,6	35	8,5
55		~	1	530	100	100	32	150	250	120	288	26,8	45	8,5
56	T ₁ nd ³	□П	3	453,3	150	100	29,3	143,3	190	123,3	328,7	25,1	39	7,0
57	T ₁ nd ²	~	1	360	70	110	32	140	210	100	298	25,3	37	7,0
58		□	3	623,3	65,3	83	34,7	60,3	173,3	140	423	58,5	31,7	6,7
59		~	3	446,7	74,7	45,7	32	65,7	183,3	156,7	355,3	35,8	33,7	7,3
60	T ₁ nd ¹	~	3	516,7	120	47,7	32	136,7	186,7	143,3	409	34,4	34,7	8,3
61		└	4	716,7	40	16	32,8	89,2	202,5	145	232	48,3	34,2	7,8
62		~	4	415	42,5	17,5	27,2	120	145	150	345	52,6	33,5	6,2
63	T ₁ nd ¹	~	3	396,7	41	25,3	28,7	156,6	166,7	143,3	302,8	42,3	31,7	6,7
64		└	3	193,3	71,7	54	31,3	193	180	140	127	18,9	35,7	6,3
65		~	2	275	52,5	67,5	35	185	180	135	381,5	31,6	33	5,8
66	T ₁ gd ₂	└	1	75	220	280	43	500	250	130	88	4,3	35	10,0
67		└	1	50	150	1000	84	680	200	80	138	2,1	21	8,0
68		└	1	85	180	700	65	650	210	100	174	4,2	29	8,0
69	T ₁ gd ₁	└	1	100	200	660	53	730	200	100	132	8,2	30	1,2
70		~	3	293,3	60	64,3	33	220	183,3	180	409	18,5	35,7	9,2
71		~	1	400	40	83	34	170	150	250	434	8,3	35	22,0
72	T ₁ sv	└	2	375	52,5	49,5	29,5	140	145	190	392	15,4	31	9,5
73		└	3	503,3	29	79,7	26,7	193,3	133,3	190	506,7	23,9	25,3	9,8
74		└	3	446,7	33,7	96,3	31,7	196,7	143,3	223,3	444	22,2	28,7	11,3
75	P ₃ iv ³	└	3	376,7	56,7	109	29,7	203,3	136,7	216,7	406	32,2	28	11,7
76		└	4	652,5	54,2	81,8	25,8	187,5	135	247,5	484,5	39,8	28,2	12,0
77		└	1	730	23	7	21	19	92	390	430	54	32	29,0
78	P ₃ iv ²	└	3	683,3	36	21,7	23	50,3	95	336,7	432	33,3	24,3	22,0
79		└	2	785,0	45	32,5	34	60	120	345	512	42,5	26	40,0

В центре трапповой провинции в пределах Хараелахской и Иконской мульды с юго-запада на северо-восток отмечаются значительные вариации мощностей, элементов строения минеральных и петрохимических характеристик, в пределах отдельно взятых свит и пачек. Очевидно, эти вариации контролируются приуроченностью к различным тектоническим структурам, в связи с чем для крупномасштабного картирования рекомендуется выделять структурно-фациальные зоны, характеризующиеся различными типами разрезов многих свит и пачек. В частности в Хараелахской и Иконской зонах смена типов разрезов происходит в зоне переходных разрезов шириной около 40 км, приуроченной к границам Хараелахской и Иконской мульды.

4.2.1. Ивакинская свита

Ивакинская свита выделена в 1958 г. Г. Д. Масловым. Стратотипом свиты является разрез руч. Ивакина на северо-востоке Норильской мульды восточнее месторождения Норильск-2. На территории Хараелахской и Иконской мульды свита подсечена многочисленными скважинами, на дневную поверхность она выходит в южных и северных бортах мульды. В Вологочанской и Норильской мульдах мощность свиты достаточно резко убывает на запад и юг. Аналогичная ситуация наблюдается и в Ламско-Хантайской впадине вплоть до ее полного выклинивания южнее оз. Хантайское.

Мощность свиты закономерно возрастает от 120 м в Хараелахской мульде до 320 м на севере Иконской. Далее на восток она выклинивается за р. Кыстыктах (рис. 4.1) или замещается туфобрекчиями в составе правобоярской свиты. На юг в Ламско-Хантайской впадине мощность постепенно уменьшается до 85 м в районе р. Имангда. Южнее оз. Кета мощность свиты уменьшается до 20 м, сложена она туфобрекчиями с единичными покровами андезиновых базальтов, ранее располагавшихся в основании сыверминской свиты.

Происходит также резкая смена типов разреза ивакинской свиты, которая зафиксирована скважинами СД-28 и СД-29. В скв. СД-28, расположенной в 3,5 км от СД-29, в северо-западном борту Дьянги-Боганидского разлома еще сохраняется облик свиты, характерной для Хараелахской мульды, но уже отсутствуют лабрадорские базальты средней пачки и появляются два покрова пойкилоофитовых с титанистым авгитом базальтов в кровле нижней пачки, характерных для Иконской мульды. В скв. СД-29, расположенной в юго-восточном борту Дьянги-Боганидского разлома происходит резкое увеличение мощности и количества прослоев нижней пачки, в результате общая мощность увеличивается на 120 м, достигая значения 265 м, а разрез приобретает облик, характерный для Иконской мульды. В Иконской мульде, кроме того, не удается различить лабрадорские базальты средней пачки от двуплагиоклазовых верхней пачки, поэтому здесь выделяют нерасчлененную среднюю–верхнюю пачку мелкопорфировых пород с вкрапленниками, представленными андезином (андезиновые базальты).

В принятой для Норильской группы листов опорной легенде ивакинская свита расчленена на три пачки (Люлько, 1993), которые выделяются только в Норильской, Вологочанской, Хараелахской и Иконской мульдах. Средняя и верхняя пачки в Иконской мульде теряют свой специфический минералогический признак, поэтому они картируются как нерасчлененные. В Ламско-Хантайской впадине пачки не выделяются в связи с малой мощностью свиты.

Нижняя пачка в Хараелахской мульде представлена трахибазальтами, а также прерывистыми горизонтами псефитовых туфов и алевро-псаммитовых тефроидов. В Иконской мульде, кроме того, в кровле пачки повсеместно фиксируется выклинивающийся к юго-западу горизонт пойкилоофитовых базальтов с титанистым авгитом, мощностью до 78 м.

Горизонт псефитовых туфов в основании пачки не выдержан по простиранию. Очевидно, он представлен двумя разновидностями – эксплозиями трубок взрыва и фреатическими брекчиями. В первом случае псефитовые туфы представлены собственно туфами, тем не менее в Норильском районе они не образуют вулканических построек, образующих положительные формы рельефа. Во втором случае речь идет о брекчиях, образующихся при излиянии магмы на переувлажненную поверхность, то есть в озеро или болото.

В районе трубок взрыва наблюдается увеличение мощности туфобрекчий до 85 м (скв. СД-24), но уже на расстоянии в первые километры мощность уменьшается до 5–13 м в рядом расположенных скважинах СГ-14 и СГ-32. При этом мощность первого покрова ивакинской, перекрывающего туфобрекчий и имеющего с ними идентичный состав во всех трех скважинах практически одинакова, что говорит об образовании отрицательной формы рельефа в момент формирования туфобрекчий. В скв. СД-24 туф представлен кристалло-ксено-витро-литокластическим псефитовым туфом с многочисленными инъекциями трахидолеритов, аналогичными по составу и структуре вышележащему трахибазальту. В туфе наблюдались крупные кристаллы плагиоклаза идиоморфной огранки размером до 1,5 см, аналогичные порфириновым вкрапленникам трахибазальтов и трахидолеритов, а также около 10 % ксенолитового материала углистых алевролитов и песчаников тунгусской серии. Обломки представлены псефитовым материалом размером до 10 см, неправильной заливчатой формы, сложенный вулканическим стеклом и обломками трахибазальта 50 %; псаммитовый материал того же состава 40 %.

При образовании фреатических брекчий отмечается появление брекчиевидных пород, переходящих в нижнюю миндалекаменную зону. Мощность таких пород обычно составляет 0,2–0,5 м, редко до 2 м. Зеленовато-серые ксеноморфные куски базальтов составляют до 80–90 %, в цементе наблюдается черное углистое вещество нижележащих отложений тунгусской серии.

Алевро-псаммитовые туфогенные породы образуют прерывистые горизонты мощностью 0,1–5,6 м. Эта разновидность представлена, очевидно, тефроидами, которые отличаются от собственно туфов алевро-псаммитовой размерностью обломков, примесью обломков кварца и плагиоклаза до 25 %, тонкослоистой и волнистослоистой текстурами, слабой окатанностью обломков.

Трахибазальты в Хараелахской мульде представлены 1–3 покровами с долеритовой (афировой) или крупнопорфировой структурой, обусловленной вкрапленниками плагиоклаза размером до 10 мм. В основной массе структура пилотакситовая, которая в центральных частях покровов развивается до мелкопойкилоофитовой, с характерными веретенообразными пойкилоокристаллами лилового титан-авгита, с размером зерен до 1,5 мм. Трахибазальты содержат: вкрапленников плагиоклаза ($Ап_{48-55}$) до 1 %, в основной массе: ($Ап_{42-65}$) 50–70 %, титан-авгит 10–30 %, продукты девитрификации стекла 10–15 %, титаномагнетит – 4–6 %, апатит 2–4 %.

В Иконской мульде количество покровов увеличивается до 12, характерная для Хараелахской мульды крупнопорфировая структура отсутствует, преобладают порфировая и порфировидная структуры, реже встречаются афировые и олигопорфировые разновидности, в основной массе, кроме пилотакситовой, отмечаются долеритовая, пойкилоофитовая, толеитовая. Модальный состав пород тот же.

Трахибазальты обычно имеют темно-серую либо черную окраску, верхняя миндалекаменная зона их с зеленоватым оттенком составляет 1/10–1/2 мощности потока, в миндаликах преимущественно кальцит, хлорит, реже гематит и кварц.

Трахибазальты характеризуются экстремально высокими содержаниями титана, щелочей, фосфора, бария, циркония, стронция, рубидия и ниобия, экстремально низкими содержаниями магния, кальция, хрома, меди, никеля, ванадия. Данные характеристики уверенно позволяют объединять трахибазальты в одну группу с прочими базальтами ивакин-

ской свиты, отличать их от остального разреза туфолаковой толщи и сопоставлять с интрузиями ергалахского комплекса (табл. 4.2, 4.3).

Титанавгитовые базальты (пойкилоофитовые базальты с титанистым авгитом) в Иконской мульде распространены повсеместно, располагаются в кровле нижней пачки. От трахибазальтов и от вышележащих андезитобазальтов отделены маломощными горизонтами туфогенных пород, которые также спорадически отмечаются и в центральной части этой микропачки. В частных разрезах отмечаются от 2 до 7 потоков, наблюдается тенденция увеличения их количества и суммарной мощности до 77 м с запада на восток. В Хараелахской мульде базальты с титанистым авгитом зафиксированы в скважинах СД-28 и СД-29 (в северо-восточном борту Хараелахской мульды), к юго-западу они, очевидно, выклиниваются.

Титанавгитовые базальты имеют, как правило, зеленовато-серый цвет, хорошо выраженную пойкилоофитовую структуру, отмечаются редкие порфиновые вкрапленники плагиоклаза, что обуславливает олигофировую структуру, реже встречаются порфировидная, гломеропорфировая структуры, в последнем случае во вкрапленниках отмечается оливин. Пойкилоофитовые базальты содержат: вкрапленников плагиоклаза (An_{60-68}) 0–2 %; в основной массе: плагиоклаз (An_{38-55}) 40–60 % титанистый авгит (реже титан-авгит) 20–40 %, оливин 3–10 %, хлоритизированное стекло 3–12 %, титаномагнетит 3–5 %, апатит до 1 %.

Титанавгитовые базальты в целом отличаются от трахибазальтов и андезитобазальтов пониженным содержанием щелочей, титана и фосфора и повышенной магнезиальностью, что все же позволяет относить их к субщелочному ряду. Интрузивными аналогами титанавгитовых базальтов, предположительно являются оливинсодержащие интрузии пясинского комплекса на севере Иконской и Хараелахской мульды.

Средняя пачка распространена только в Норильской, Вологочанской и Хараелахской мульдах, представлена 1–2 покровами андезитобазальтов, получивших название «лабрадорových» при описании стратотипа ивакинской свиты. Мощность пачки варьирует от 40 до 70 м, однако в скв. СД-28 отмечается ее выклинивание, далее на северо-восток в Иконской мульде предполагается фациальный переход лабрадорových и двуплагиоклазовых базальтов в андезиновые базальты. Лабрадорových базальты залегают на трахибазальтах либо на туфогенных породах в кровле нижней пачки. Базальты имеют характерную порфировую, в основной массе тонкозернистую (интерсертальную или микродолеритовую) структуру. Вкрапленники представлены лабрадором (An_{55-56}) 1–5 %, образующим характерные лейсты, отличающие эти породы от вышележащих «двуплагиоклазовых» андезитобазальтов верхней пачки. В основной массе плагиоклаз (An_{35-55}) 50–60 %, титанистый авгит 10–25 %, стекло (участками не разложенное) 10–20 %, рудных 3–5 %, апатит 0,5–1 %. Макроскопически цвет пород черный, миндалекаменная зона выражена слабо и имеет серозеленый цвет, в миндалинах обычно кальцит, кварц, гематит.

Лабрадорových базальты имеют те же экстремальные характеристики, что и ивакинская свита в целом, от трахибазальтов они отличаются высокой для базальтов Норильского района кремнекислотностью, что позволяет отнести их к андезитобазальтам (таблица 4.2, 4.3). Интрузивным аналогом лабрадорových и двуполевошпатовых базальтов, несомненно, являются субщелочные долериты пясинского комплекса.

Верхняя пачка распространена только в Норильской, Вологочанской и Хараелахской мульдах, представлена 1–2 покровами андезитобазальтов, получившими название «двуполевошпатовых». В основании пачки – горизонт туффитов с прослоями углистых аргиллитов, иногда включающих пласт каменного угля мощностью до 1 м, который в районе Талнаха, Норильска и Кайеркана имеет название «Заметный». Мощность пачки варьирует от 28 до 78 м. В Иконской мульде предполагается фациальное замещение двуполевошпатовых и лабрадорových базальтов андезиновыми, в целом ничем от них не отличающимися, за исключением тонких нюансов в терминологии, сложившихся исторически. Двуполе-

вошпатовые базальты залегают на лабрадорских базальтах либо на туфогенных породах нижней пачки (скв. СД-28).

Макроскопически эти породы черного цвета в массивной части, мандельштейны и лавобрекчии имеют серо-зеленый цвет, в миндалинах отмечается апофилит, кальцит, кварц.

Базальты имеют характерную порфиловую, в основной массе тонкозернистую (пилотакситовую или гиалопилитовую) структуру. Вкрапленники представлены двумя генерациями плагиоклаза, хорошо отличающимися по форме макроскопически: андезином (An_{35-48}), образующим толстые корродированные призмы, и лабрадором (An_{55-75}), образующим относительно тонкие таблицы, весьма сходные с вкрапленниками в лабрадорском базальте. Вышеуказанное обстоятельство дало название «двуполевошпатовый» в противопоставление лабрадорскому, где есть лишь одна генерация плагиоклаза. Количество вкрапленников плагиоклаза 1–5 %, основная масса состоит из плагиоклаза (An_{35-65}) 30–60 %, титанистого авгита 5–15 %, продуктов девитрификации стекла 10–60 %, рудных минералов 4–5 %, апатита до 1 %.

Петрохимическая характеристика двуполевошпатовых базальтов практически ничем не отличается от характеристики лабрадорских и андезиновых базальтов, все они отнесены к андезитобазальтам и уверенно коррелируются с субщелочными долеритами пясинского комплекса.

Средняя–верхняя пачки нерасчлененные, представлены единой пачкой андезитобазальтов, получивших название «андезиновые». Они распространены в Иконской мульде и, очевидно, южнее: в Ламско-Хантайской впадине, где отмечается от 1 до 8 потоков в различных частных разрезах. Мощность пачки в целом хорошо выдержана по простиранию и варьирует от 80 до 135 м с тенденцией уменьшения к востоку и юго-востоку. Андезиновые базальты являются фациальным аналогом лабрадорских и двуполевошпатовых базальтов, описанных ранее. Практически повсеместно они залегают на горизонте туфогенных пород в кровле нижней пачки, который, иногда, не фиксируется при документации скважин в связи с малой мощностью.

Базальты имеют характерную мелкопорфировую или порфировидную структуру, в основной массе обычно тонкозернистую (пилотакситовую, интерсертальную, долеритовую) структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{45-60}), основная масса сложена плагиоклазом (An_{45-55}) 55–65 %, титанистым авгитом 10–20 %, разложившим стеклом 7–15 %, рудными 3–5 %, апатитом 1–3 %.

Макроскопически это породы черного цвета в миндалекаменных зонах и лавобрекчиях серо-зеленого, реже бурого цвета. Миндалекаменные зоны составляют 1/3–1/5 мощности потоков, в миндалинах отмечаются гематит, кальцит, кварц, хальцедон.

Андезиновые базальты по петрохимии идентичны андезитобазальтам средней и верхней пачек в Хараелахской мульде. Интрузивным аналогом их и, вероятно, титанавгитовых базальтов, является широко развитый в Хараелахской и Норильской впадинах пясинский комплекс субщелочных долеритов.

Наиболее представительный разрез ивакинской свиты в Хараелахской мульде вскрыт скв. СД-24, здесь в интервале 2461,4–2694,6 м снизу вверх залегают:

1. Туф кристалло-ксено-витро-литокластический, псефитовый, с многочисленными (до 26 тел) жилами и дайками крупнопорфировых трахидолеритов ергалахского комплекса. Имеет секущий контакт с породами тунгусской серии и согласный с трахибазальтами. Эти образования отнесены к трубке взрыва. Общая мощность 85,6 м
2. Трахибазальт, структура крупнопорфировая до олигогломеропорфировой, в основной массе пилотакситовая до микропойкилоофитовой 17,7 м
3. Трахибазальт, структура крупнопорфировая до олигогломеропорфировой, в основной массе пилотакситовая до микропойкилоофитовой 25,3 м

4. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура слоистая, тонкослоистая, волнисто-слоистая. Цвет зеленовато-темно-серый	0,2 м
5. Базальт миндалекаменный	2,8 м
6. Тефроид алевро-псефитовый зеленовато-серого цвета, плитчатый, структура обусловлена редкими обломками осветленных базальтов, различной формы размером до 2–3 см	1,3 м

По кровле этого туфогенного горизонта проводится граница нижней–средней пачек ивакинской свиты.

7. Базальт лабрадорový, структура порфи́ровая, в основной массе микродолеритовая...	22,5 м
8. Базальт лабрадорový, аналогичный предыдущему	8,2 м
9. Базальт лабрадорový, структура порфи́ровая, в основной массе долеритовая.....	34,3 м
10. Базальт лабрадорový, аналогичный предыдущему.....	34,5 м

По кровле этого потока проводится граница средней–верхней пачек ивакинской свиты.

11. Базальт двуполевошпатовый, структура порфи́ровая, в основной массе пилотакситовая	16,1 м
12. Базальт двуполевошпатовый, аналогичный предыдущему.....	15,4 м

Выше залегают алевро-псаммитовый тефроид с растительным детритом, относимый уже к сыверминской свите. Общая мощность ивакинской свиты без туфобрекчий по данному разрезу составляет 147,6 м, в том числе нижняя пачка 47,3 м, средняя 68,8 м, верхняя 31,5 м.

Изученный нами разрез ивакинской свиты в Иконской мульде, вскрыт скважиной ТК-18^{бис}, здесь в интервале 1814,8–2111,3 м снизу вверх залегают:

1. Туфобрекчия светло-серого, к подошве темно-серого цвета, в обломках размером до 20 см – округлые обломки миндалекаменного базальта. Контакт с нижележащим кварц-полевошпатовым песчаником тунгусской серии неровный, через брекчию.....	1,3 м
2. Трахибазальт, структура порфи́ровая, в основной массе долеритовая	24,0 м
3. Трахибазальт, аналогичный предыдущему	17,4 м
4. Трахибазальт, аналогичный предыдущему	1,7 м
5. Трахибазальт, аналогичный предыдущему	3,5 м
6. Трахибазальт, аналогичный предыдущему	15,8 м
7. Тефроид алевро-псаммитовый, текстура слоистая, субгоризонтальная (0–5 градусов). Текстура обусловлена неравномерным переслаиванием черных туфоаргиллитов, мощность прослоев – до 7 мм (20%) и серых полимиктовых туфопесчаников с прослоями мощностью до 10–15 см. Отмечаются конкреции марказита.....	2,4 м
8. Туфобрекчия темно-серого цвета, обломки базальтов размером до 2 см сцементированы алевро-псаммитовым туфогенным материалом.....	0,6 м
9. Трахибазальт, структура порфи́ровидная, в основной массе пилотакситовая	15,7 м
10. Туф псаммитовый буровато-серого цвета, текстура массивная	0,2 м
11. Трахибазальт, структура олигопорфи́ровая, в основной массе пилотакситовая с элементами пойкилоофитовой.....	14,5 м
12. Трахибазальт, структура офитовая, пилотакситовая с элементами пойкилоофитовой	11,5 м
13. Трахибазальт, структура офитовая, пилотакситовая с элементами пойкилоофитовой	10,3 м
14. Трахибазальт, структура порфи́ровидная, в основной массе пилотакситовая с элементами долеритовой	32,0 м
15. Тефроид псаммито-алевритовый серого и буро-вишневого цвета. Текстура слоистая за счет неравномерного переслаивания псаммитовых (20%) прослоев, мощностью 10–15 см с алевритовыми разностями	2,0 м
16. Базальт миндалекаменный	1,9 м
17. Базальт титанавгитовый, структура пойкилоофитовая	21,8 м
18. Базальт титанавгитовый, структура пойкилоофитовая	7,7 м

19. Базальт титанавгитовый, структура порфировая, в основной массе пойкилоофитовая	4,5 м
20. Базальт титанавгитовый аналогичный предыдущему	4,1 м
21. Базальт титанавгитовый, структура порфировая в основной массе долеритовая	3,0 м
22. Базальт титанавгитовый, структура порфировая в основной массе мелкопойкилоофитовая	3,0 м
23. Базальт титанавгитовый, структура крупнопорфировая и гломеропорфировая, в основной массе мелкопойкилоофитовая	5,1 м
24. Базальт титанавгитовый, структура пойкилоофитовая	8,5 м
25. Тефرويد, структура алевритовая, текстура массивная. Цвет буро-вишневый	0,2 м

Здесь заканчивается разрез нижней пачки, выше залегают андезиновые базальты средней–верхней пачек нерасчлененных.

26. Базальт андезиновый, структура олигопорфировая, в основной массе пилотакситовая. В кровле пестроцветная лавобрекчия 7,3 м. Верхняя миндалекаменная зона 6,7 м темно-серого, участками серо-бурого цвета, нижняя 1,2 м зеленовато-серого цвета, предположительно фреатического происхождения	41,8 м
27. Базальт андезиновый, структура порфировидная, в основной массе пилотакситовая. В кровле пестроцветная лавобрекчия, ниже верхняя миндалекаменная зона 4,1 м с миндалинами, выполненными халцедоном, цеолитом, кальцитом	14,9 м
28. Базальт андезиновый, структура олигопорфировая, в основной массе пилотакситовая. В кровле пестроцветная лавобрекчия, совмещенная с миндалекаменной зоной 2,9 м	4,1 м
29. Базальт андезиновый, структура олигопорфировая, в основной массе пилотакситовая. В кровле лавобрекчия, совмещенная с миндалекаменной зоной 9,0 м	11,1 м
30. Базальт андезиновый, структура олигопорфировая, в основной массе пилотакситовая. В кровле лавобрекчия 7,7 м буровато-вишневого цвета, ниже миндалекаменная зона 0,7 м.	10,6 м

Выше залегают туфогенные породы, отнесенные к гудчихинской свите. Общая мощность ивакинской свиты по данному разрезу составляет 296,5 м, в том числе нижняя пачка 214,0 м, средняя–верхняя 82,5 м.

Возраст ивакинской свиты большинством исследователей определяется однозначно. Среди крупномерных растительных остатков в отложениях свиты развиты *Noeggerathiaopsis* cf. *candalepensis* N. *tennineris*, *N. oblongifolia*, *Paracalamites* sp., *Cladophiebis* sp., *Dadoxylon* sp., *Pecopteris*. Пеллециподы представлены *Najadita* sp., *Anraconata simplex*, *Estheria* sp. Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием спор над пыльцой. Заметную роль играют споры форма-родов *Nigrisporites*, *Retusotriletes*, *Dictyotriletes* и др. Среди пыльцы доминируют гинкгоцикадофитовые формо-родов *Guthorlisporites*, а кордаитовые находятся в подчиненном положении. Наиболее типичными для комплекса являются виды *Retusotriletes radiatus* (К.-М.), *Dyuzhikova*, *Marsupipollenites retroflexus* (L u b.) и др. Эти данные позволяют уверенно относить ивакинскую свиту к поздней перми (гагарьеостровский горизонт).

4.2.2. Сыверминская свита

В нижнем отделе триасовой системы продолжается разрез туфолавовой толщи, который отнесен к индскому и оленекскому ярусам. Граница ярусов проводится по кровле мокулаевской свиты (Люлько, 1993ф). В нижнем отделе выделяются следующие свиты: сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская, надеждинская в тутончанском горизонте, моронговская (аянская) в двурогинском горизонте; мокулаевская (хоннамакитская), хараелахская (неракарская), кумгинская, самоедская в пугоранском горизонте региональной шкалы (Решения..., 1982, 1983).

Сыверминская свита выделена в 1958 г. Я. И. Полькиным в районе оз. Хантайское. Первоначально в объем свиты входили туфолавовые образования, залегающие между отложениями тунгусской серии и туфогенными породами хаканчанской свиты. Это название сохранено и в опорной легенде Норильской серии листов, несмотря на то, что объем свиты значительно уменьшился.

Свита вскрыта многочисленными скважинами и доступна непосредственному наблюдению в естественных обнажениях, где она согласно залегает на субщелочных базальтах ивакинской свиты. Общая максимальная мощность свиты в западном борту Тунгусской синеклизы 180–195 м, в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба сокращается до 120–150 м и на юге Норильской мульды – до 20–70 м. Мощность свиты уменьшается от 170 м на юге до 84 м в центре Хараелахской мульды с тенденцией полного выклинивания в зоне переходных разрезов в Иконской мульде. Количество потоков в известных разрезах варьирует от 5 до 19, а их мощность – от 2 до 40 м.

В подошве свиты отмечается маломощный горизонт туфогенных пород, в котором иногда наблюдается растительный детрит. Отнесение его к сыверминской свите нелогично, так как на сопредельных площадях в нем определен пермский комплекс спорово-пыльцевой, характерной же чертой свиты является полное отсутствие туфогенных пород в разрезе. Вышележащая часть свиты сложена довольно монотонной пачкой афировых базальтов с толеитовой, интерсертальной, интерсертально-пойкилоофитовой и пойкилоофитовой структурами, наблюдающимися, как правило, совместно почти в каждом потоке и отражающими степень раскристаллизации его краевых и внутренних зон по вертикали и по латерали. Наличие переходных структур обусловило обозначение этих базальтов в полевых условиях как толеитовых по наиболее распространенной структуре, хотя это не находило подтверждение при микроскопическом определении структур. Породы содержат: плагиоклаз (An_{40-60}) 35–60 %, клинопироксен 10–40 %, оливин 1–8 %, хлоритизированное стекло 10–40 %, рудных 1–5 %.

Базальты сыверминской свиты имеют зеленокаменный облик и повышенную миндалекаменность, хотя в среднем миндалекаменные зоны составляют 1/3 мощности разреза. В миндалинах отмечается гематит, апофиллит, кварц, халцедон.

По химическому составу породы свиты принадлежат к нормальному ряду, с несколько повышенным содержанием щелочей, кроме того, отмечаются повышенные содержания Ba, Zr, Sr, Rb, пониженные содержания Ca, Fe, Cu, V (табл. 4.2, 4.3). В целом породы сыверминской свиты являются переходными от субщелочных базальтов ивакинской свиты к базальтам нормального ряда остальной части разреза.

Разрез свиты по скв. СД-24 представлен в интервале 2303,3–2461,4 м, здесь снизу вверх залегают:

1. Туффит, структура алевро-псаммитовая, цвет серый до черного. Содержит более 50 % слабоокатанных обломков кварца, отмечаются просечки углистого вещества и растительный детрит. Текстура слоистая, ритмичнослоистая, реже косослоистая под углом 10°. Контакт с нижележащим мандельштейном двуполевошпатовых базальтов извилистый, с «заливами», кроме того, этот черный туффит цементирует эллиовий этих мандельштейнов еще на глубину 0,7 м.....	1,8 м
2. Базальт миндалекаменный	2,0 м
3. Базальт, структура толеитовая.....	10,8 м
4. Базальт, структура толеитовая.....	4,2 м
5. Базальт, структура толеитовая в подошве и кровле потока и интерсертально-пойкилоофитовая в центральной части	11,6 м
6. Базальт, структура толеитовая до микропойкилоофитовой	8,1 м
7. Базальт, структура толеитовая до микропойкилоофитовой	15,9 м
8. Базальт, структура толеитовая с элементами пойкилоофитовой	5,4 м

9. Базальт, структура толеитовая в верхней части потока и интерсертально пойкилоофитовая в нижней	9,2 м
10. Базальт, структура толеитовая	3,4 м
11. Базальт, структура пойкилоофитовая	17,4 м
12. Базальт, структура толеитовая до микропойкилоофитовой	4,2 м
13. Базальт, структура пойкилоофитовая	22,5 м
14. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	10,4 м
15. Базальт, структура пойкилоофитовая	27,2 м
16. Базальт, структура интерсертальная	2,9 м
17. Микродолерит	1,1 м

Выше залегает порфиновый базальт гудчихинской свиты. Общая мощность сыверминской свиты по данному разрезу составляет 157,0 м.

Породы свиты резко отличаются от выше- и нижележащих свит низкими значениями индуктивной и остаточной намагниченности, что, предположительно, отражает инверсию магнитного поля Земли в это время.

Палеонтологические остатки из горизонта туффитов в подошве сыверминской свиты на сопредельных площадях дают пермский возраст, идентичный ивакинской свите. Отнесение его к сыверминской свите нелогично. На территории Хараелахской и Иконской мульды характерной чертой сыверминской свиты является полное отсутствие туфогенных пород в разрезе. В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой (Люлько, 1993ф) свита отнесена к тутончанскому горизонту индского яруса нижнего триаса, по палеомагнитным данным.

4.2.3. Гудчихинская свита

Свита выделена в 1958 г. Г. Д. Масловым на горе Гудчиха в районе месторождений Норильск-1 и Норильск-2. В первоначальном объеме к свите относились туфолавовые образования, залегающие между толеитовыми и пойкилоофитовыми базальтами сыверминской свиты и порфировыми базальтами надеждинской свиты. Позднее из состава гудчихинской свиты была исключена верхняя пачка толеитовых и пойкилоофитовых базальтов, отнесенных к туклонской свите, а также нижележащие туфогенные породы, известные под названием «второй рожковский горизонт», которые стали входить в состав хаканчанской свиты.

Свита повсеместно в Норильском районе согласно залегает на базальтах сыверминской свиты, за исключением Иконской мульды, где она со стратиграфическим несогласием залегает на андезитобазальтах ивакинской свиты. В Ламско-Хантайской впадине до р. Имангда мощность свиты не превышает 80 м, южнее она встречается фрагментарно, очевидно, фациально замещаясь туфобрекчиями хаканчанской свиты. Согласно опорной легенде норильской серии листов (Люлько, 1993ф), в составе свиты выделены три подсвиты. По какой причине обычные пачки базальтов стали подсвитами уже давно никто не знает. Однако из-за отсутствия верхней подсвиты, представленной пачкой порфировых базальтов, развитых только в Норильской мульде, на остальной площади ареала приходится говорить о наличии стратиграфического несогласия.

В Хараелахской, Вологочанской и Иконской мульдах развиты только нижне- и среднегудчихинская подсвиты. Отложения хаканчанской свиты залегают на средней подсвите без видимого размыва. Таким образом, отсутствие верхнегудчихинской подсвиты объясняется не размывом, а отсутствием излияний лав на данной территории в верхнегудчихинское время. В Ламско-Хантайской впадине расчленение на подсвиты и пачки не производится, но существует проблема так называемых «туклонских пикритов», когда верхнюю

часть пикритовой пачки некоторые исследователи относят в туклонскую свиту, на том основании, что между ними есть прослой туфогенных пород. Прослой туфогенных пород среди оливиновых и пикритовых базальтов – не редкость и для разрезов Норильско-Хараелахского прогиба. Тем не менее, в туклонской свите в двух местах встречаются дифференцированные покровы типа «микчандитов». В «микчандитах» прослой высокомагнезиальных пород характеризуются высоким SiO₂ и высоким MgO, что резко отличает их от оливиновых и пикритовых базальтов гудчихинской свиты.

Мощность свиты закономерно возрастает от 130 м на юго-западе Хараелахской мульды, до 260 м на севере Иконской. Далее на восток в районе рек Кыстыктах–Ондодоми мощность ее резко уменьшается, причем выклинивание происходит с расщеплением покровов на потоки. В Вологочанской мульде мощность ее достигает 200 м, далее на юг происходит резкое сокращение мощности до 130 м и менее в Норильской мульде, причем в основном за счет нижней и верхней базальтовых подсвит. Меняется также и облик свиты, так, разрезы в Хараелахской мульде являются существенно лавовыми, практически без участия туфогенных пород, в Иконской мульде и в зоне переходных разрезов в нижней части свиты появляется до шести маломощных горизонтов тефроидов. В Хараелахской мульде мощность нижнегудчихинской подсвиты относится к мощности верхнегудчихинской, как 1/3–1/2, в Иконской мульде это отношение составляет 1/6–1/4. При этом доля собственно пикритовых базальтов в Хараелахской мульде составляет около 75 %, в Иконской мульде 50–75 % составляют оливиновые базальты, 25–50 % собственно пикритовые, но это можно установить лишь при послойном опробовании разрезов на силикатный анализ. При макроскопическом определении пород все базальты среднегудчихинской подсвиты считаются условно пикритовыми.

Южнее оз. Хантайское, в пределах Ламско-Хантайского прогиба, нерасчлененные образования гудчихинской свиты представлены афировыми, порфиоровыми, гломеропорфиоровыми, реже пойкилоофитовыми и пикритовыми базальтами с 2–3 горизонтами туфогенных пород, один из которых залегает в основании свиты. В качестве примера строения гудчихинской свиты в этом ареале приводится разрез в верховьях р. Правый Моген. Здесь на базальтах сыверминской свиты залегают снизу:

1. Туффит, структура пелито-псаммитовая	2 м
2. Базальт пикритовый, структура офитоккоккитовая	22 м
3. Базальт офитовый, структура долеритовая	18,5 м
4. Базальт афировый, структура долеритовая	1,5 м
5. Базальт, структура гломеропорфирная, в основной массе толеитовая	21 м
6. Базальт, структура порфирная, в основной массе толеитовая	3 м
7. Осыпь базальтов, мандельштейнов и туфов	20 м
8. Осыпь базальтов и мандельштейнов	15 м
9. Базальт, структура толеитовая с участками пойкилоофитовой	5 м
10. Базальт, структура порфирная, в основной массе толеитовая	5 м
11. Базальт, структура порфирная, в основной массе толеитовая. Видимая мощность....	4 м

Далее – осыпи туфов хаканчанской свиты. Общая мощность гудчихинских вулканитов в разрезе 117 м.

Спорово-пыльцевой комплекс установлен на основании ряда спектров, выделенных из туфогенных прослоев гудчихинской свиты. Ведущая роль в комплексе принадлежит спорам папоротников и плауновых растений, несколько меньше количество спор членисто-стебельных и мхов. В отличие от более ранних ассоциаций для комплекса характерны уменьшения пыльцы гинкгоцикадофитовых и почти полное исчезновение кордаитовых. Кроме типичных позднепермских видов, таких как *Calamospora media* (К.-М.) Djuzhikova, *Retusotriletes simplex*. cf. *granulatum* (N a u m) Djuzhikova, *Entylissa glaber* (Lub.)

Lub. et Dibn. и др., для комплекса характерно появление раннетриасовых видов *Spinosisporites apicalis* (Andr.) Lub., *S. acutiusculus* (Andr.) Lub., *Trachytriletes tumulosus* (Andr.) Siv., *Lycopodiacidites* sp. Характерное для комплекса преобладание позднепермских видов и появление раннетриасовых свидетельствуют о начале перегруппировки в растительных сообществах в конце поздней перми. В целом палинологические данные Э. Н. Кара-Мурзы, Е. А. Беспаловой, Е. Е. Дюжиковой, В. В. Круговых свидетельствуют о переходе растительных ассоциаций от палеофита к мезофиту, что подтверждается и находками крупномерных растительных остатков. Тем не менее, согласно Решениям 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1981), вулканогенные образования сыверминской, как и всех вышележащих свит, относятся к раннему триасу. В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой (Люлько, 1993ф) свита отнесена к тунгчанскому горизонту.

Нижнегудчихинская подсвита.

Нижнегудчихинская подсвита в Хараелахской мульде согласно залегает на базальтах сыверминской свиты, в Иконской мульде со стратиграфическим несогласием на андезитобазальтах ивакинской свиты. Мощность довольно сильно варьирует от 48 до 160 м в Хараелахской мульде и от 35 до 90 м в Иконской. В разрезах Норильской и юге Вологочанской мульды пачка представлена двумя-четырьмя покровами порфировых базальтов, а на юго-западе Хараелахской мульды под покровами порфировых базальтов фиксируются гломеропорфировые лавы. На севере Хараелахской мульды в пачке преобладают толеитовые и пойкилоофитовые базальты, составляющие несколько покровов, в то время как на северо-западе Тунгусской синеклизы (район озер Лама и Глубокое) отмечается один покров гломероплагиофировых базальтов, южнее (район оз. Хантайское) замещаемых пойкилоофитовыми и порфировыми лавами.

В Хараелахской мульде развит существенно лавовый тип разреза, практически без участия туфогенных пород. В Иконской мульде и на остальной территории Норильского района развит туфолавовый тип разреза, здесь насчитывается от 2 до 4 маломощных горизонтов туфогенных пород, в том числе один в основании подсвиты. Эта особенность отличает нижнегудчихинский разрез и от сходных макроскопически порфировых андезитобазальтов ивакинской свиты, для которых также характерен существенно лавовый тип разреза.

Структура пород преимущественно порфировая, реже гломеропорфировая и полифировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{50-80}), их количество иногда достигает 10%, реже моноклинным пироксеном и оливином, последние по Левинсон-Лессингу определяют полифировую структуру, которая при полевом описании гудчихинской свиты обычно не применяется. В основной массе структура тонкозернистая или пойкилоофитовая, первая при микроскопическом уточнении объединяет офитовую, долеритовую, интерсертальную и толеитовую структуры. Основная масса образована: плагиоклазом (An_{50-75}) 45–60%, клинопироксеном 15–40%, оливином 0–5%, продуктами девитрификации стекла 0–20%, рудных до 5%, отмечаются мелкие иглы апатита.

По химическому составу породы нижнегудчихинской подсвиты принадлежат к нормальному ряду с несколько повышенным содержанием щелочей, циркония, стронция, ниобия и пониженным содержанием меди и ванадия. От аналогичных по внешнему облику порфировых андезитобазальтов в Иконской мульде их отличает относительно низкое содержание титана, щелочей, фосфора, бария, рубидия и относительно высокое магния, кальция, хрома, никеля, что позволяет уверенно их различать даже по данным спектрального полуколичественного анализа.

Туфогенные породы нижнегудчихинской подсвиты представлены тефроидами. При этом в подошве подсвиты отмечается тефроид, близкий к туффитам, он содержит: слабоокатанных и остроугольных обломков кварца 20–35%, слабоокатанных обломков базаль-

тов 30–50 %, углистого вещества 0–10 %, алевро-пелитового материала 10–30 %. Структура алевро-псаммитовая и пелито-псаммитовая, текстура параллельнослоистая, тонкослоистая и ритмичнослоистая. Цвет пород бурый. В средней части подсвиты тефроиды близки по своему составу к собственно туфам, они содержат: обломков стекла: 60–80 %, остроугольных обломков кварца 10–20 %, обломков базальтов 10–20 %. В них преимущественно массивная, реже слоистая текстура. Цвет пород серо-зеленый, реже бурый.

Типичный разрез нижнегудчихинской подсвиты в Иконской мульде вскрыт скв. ТЛ-4 в интервале 1053,7–1116,2 м, здесь снизу вверх:

1. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура горизонтально-полосчатая, цвет красновато-коричневый до серого. Контакт с нижележащими андезитобазальтами условный по наличию в породе обломков мандельштейнов	1,1 м
2. Базальт, структура полифировая, в основной массе долеритовая. Структура обусловлена многочисленными фенокристаллами плагиоклаза и редкими сростками оливина во вкрапленниках.....	27,8 м
3. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура слоистая под углом 10° к горизонту. Порода темно-серого цвета около 10% остроугольных и полуокатанных обломков кварца, 10% карбоната в цементе и 80% стекловатых обломков округлой формы	1,3 м
4. Базальт, структура порфирировая в основной массе долеритовая, в интервале 1076,3–1078,0 м долерит пойкилоофитовый, мощность потока без долерита	14,4 м
5. Тефроид алевроитовый, текстура неяснослоистая. Порода зеленого цвета.....	0,2 м
6. Базальт, структура толеитовая.....	6,6 м
7. Базальт, структура офитовая.....	4,3 м
8. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура неяснослоистая, цвет темно-серый с буроватым оттенком. Состав, аналогичный предыдущим	0,2 м
9. Базальт, аналогичный предыдущему	0,9 м
10. Базальт, структура порфирировая, в основной массе интерсертальная.....	4,2 м

Мощность нижнегудчихинской свиты по данному разрезу составляет 61,0 м.

Среднегудчихинская подсвита.

Повсеместно в Норильском районе согласно залегает на нижнегудчихинской подсвите и без видимого несогласия перекрывается туффитами хаканчанской свиты. Однако согласно опорной легенде норильской серии (Льюлько, 1993ф), здесь должно иметь место стратиграфическое несогласие, в связи с отсутствием верхнегудчихинской подсвиты. Ареал пикритовых лав захватывает всю Вологочанскую, Иконскую, Хараелахскую, север и запад Норильской мульды. Пикритовые базальты повсеместно развиты на севере Ламско-Хантайской впадины до р. Имангда, далее на юг отмечаются фрагментарно до бассейна р. Кулюмбэ включительно. Они обнаруживают латеральную зональность и весьма неоднородны по своей магнезиальности: наиболее высокая магнезиальность характерна для юго-запада Хараелахской и северо-востока Норильской мульды, а также для района р. Микчанда (севернее оз. Лама), в то время как в северном и южном направлениях Норильско-Хараелахского прогиба их магнезиальность постепенно понижается.

Мощность подсвиты в Хараелахской мульде составляет 50–100 м, в Иконской мульде 160–195 м, то есть имеет место явное увеличение мощности подсвиты с юга на север. В Хараелахской мульде развит существенно лавовый тип разреза, без прослоев туфогенных пород. Далее в зоне переходных разрезов к Иконской мульде в нижней части и в подошве подсвиты появляются 1–3 прерывистых горизонта туфогенных пород, в целом аналогичных тефроидам нижнегудчихинской подсвиты. Количество потоков в подсвите варьирует от 3–20 в Хараелахской мульде до 30 в Иконской мульде. Мощность потоков крайне не выдержана по простиранию, изменяется, очевидно, и химический состав потоков, так как отдельные потоки не удается проследить по латерали, ни по высокой или низ-

кой мощности, ни по высокой или низкой магнезиальности, ни по их положению относительно туфогенных горизонтов.

Среднегудчихинские базальты характеризуются наибольшей магнезиальностью по сравнению с другими базальтами туфолавовой толщи Норильского района. По этому критерию в разрезе подсвиты выделяются оливиновые базальты с содержанием окиси магния 8–12 % и собственно пикритовые базальты с содержанием окиси магния более 12 %. Отмечается общее уменьшение доли собственно пикритовых базальтов с юго-запада на северо-восток, где по скв. ТЛ-4 они составляют всего 10 %, в среднем для Иконской мульды 25–30 %, а для Хараелахской мульды 50–75 %. Уверенное различение этих разновидностей возможно только по результатам силикатного анализа, поэтому в полевых условиях все базальты верхнегудчихинской подсвиты определены как пикритовые базальты условно.

Макроскопически оливиновые и пикритовые базальты различаются лишь содержанием оливина и стекла. Структура этих пород порфирированная, пойкилитовая, порфирировая, полифирировая, гломеропорфирировая, вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{60-75}), сростками и отдельными кристаллами оливина и клинопироксена. Структура основной массы толеитовая, долеритовая, пойкилоофитовая, офитовая, призматически-офитовая и офитококкитовая. В основной массе: плагиоклаза (An_{45-75}) 15–40 %, клинопироксена 10–30 %, оливина 10–60 %, замещенного стекла 5–40 %, рудных 3–5 %.

По химическому составу оливиновые базальты относятся к нормальному ряду. Пикритовые базальты также относятся к нормальному ряду, и лишь единичные анализы из пикритовых базальтов дают значения окиси кремния близкие к 44 %, что позволяет условно относить их к ультраосновным породам (СД-24 – 2140,1–44,4 %; ТК-13 – 1389,6–44,16 %; ТЛ-4 – 1040,9–43,1 %). Кроме того, породы среднегудчихинской подсвиты характеризуются низкими содержаниями щелочей, глинозема, кальция, рубидия и экстремально высокими содержаниями магния, хрома, никеля, кобальта. Данные характеристики позволяют уверенно отличать эти базальты от других пород туфолавовой толщи и сопоставлять с интрузиями фокинского комплекса, распространенными в пределах всего Норильского района.

Типичный разрез среднегудчихинской подсвиты в Иконской мульде вскрыт скв. ТК-13 в интервале 1195,0–1390,0 м, здесь снизу вверх залегают:

1. Базальт оливиновый, структура порфирированная и полифирировая, в основной массе офитококкитовая	1,9 м
2. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущему	2,9 м
3. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущему	2,0 м
4. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущим	1,1 м
5. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущим	3,4 м
6. Базальт оливиновый, структура пойкилоофитовая	13,6 м
7. Базальт оливиновый, структура мелкокристаллическая	2,4 м
8. Тефроид, структура алеврито-псаммитовая, текстура слоистая, субгоризонтальная	0,6 м
9. Тефроид алевритовый серого и буро-вишневого цвета, текстура слоистая	0,3 м
10. Тефроид пелито-псефитовый, углистый, черного цвета, с отпечатками графитизированной флоры и редкими полуокатанными гальками базальтов	4,0 м
11. Тефроид алевритовый, буро-вишневого цвета в кровле, серо-зеленого в подошве	1,7 м
12. Базальт пикритовый, структура порфирированная и полифирировая, в основной массе офитококкитовая	24,5 м
13. Базальт оливиновый, структура порфирированная, в основной массе призматически-офитовая	11,4 м
14. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущему	9,3 м
15. Базальт пикритовый, структура порфирированная в основной массе призматически-офитовая	5,4 м

16. Базальт оливиновый, структура полифировая, в основной массе долеритовая.....	1,7 м
17. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущему.....	1,8 м
18. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущим.....	9,1 м
19. Базальт пикритовый, структура пойкилитовая полифировая, обусловленная крупными сростками оливина и клинопироксена, в основной массе долеритовая.....	25,9 м
20. Базальт пикритовый, структура порфиroidная, в основной массе долеритовая.....	18,7 м
21. Базальт оливиновый, структура порфиroidная, в основной массе офитококкитовая	4,9 м
22. Базальт оливиновый, аналогичный предыдущему.....	2,1 м
23. Базальт пикритовый, структура полифировая, оливин-пироксенофировая, в основной массе офитококкитовая.....	7,5 м
24. Базальт пикритовый, аналогичный предыдущему.....	5,7 м
25. Базальт оливиновый, структура офитококкитовая.....	3,7 м
26. Базальт пикритовый, аналогичный предыдущим.....	5,8 м
27. Базальт пикритовый, аналогичный предыдущим.....	1,2 м
28. Базальт пикритовый, аналогичный предыдущим.....	3,9 м
29. Базальт пикритовый, аналогичный предыдущим.....	7,0 м
30. Базальт оливиновый, структура полифировая, оливин-плаггиофировая, в основной мас- се долеритовая.....	7,9 м
31. Базальт оливиновый, структура полифировая и порфиroidная, обусловленная срост- ками крупных кристаллов оливина и клинопироксена и более мелкими призмами плаггиокла- за, в основной массе долеритовая.....	3,6 м

Общая мощность среднегудчихинской подсвиты по данному разрезу составляет 195,0 м.

Верхнегудчихинская подсвита.

Верхнегудчихинская подсвита развита исключительно в пределах Норильской мульды, (где мощность пикритовых базальтов не велика) и, возможно, является фациальным аналогом толеитовых, пойкилоофитовых и оливиновых базальтов хаканчанской свиты. Подсвита состоит из порфиroidных базальтов с прослоем туффитов. Наличие горизонта туффитов определяет туфолоавовый тип разреза и сближает эту пачку прежде всего с хаканчанской свитой. Подсвита состоит из одного, а в юго-восточной части из двух, редко трех потоков порфиroidных базальтов, разделенных туффитом. Порфиroidные базальты залегают на горизонте туффитов. Породы подсвиты закартированы в среднем течении р. Амбарная, в бассейне р. Быстрая в районе Черногорского месторождения, у оз. Ергалах, в верховьях рек Южный и Средний Ергалах. На горе Надежда, на месторождениях Норильск-1 и Норильск-2, по северным и восточным склонам гор Ергалах и Сахарная горизонт представлен одним потоком мощностью от 15 до 30 м. Далее на юг от оз. Ергалах до горы Баерак в горизонте насчитывается два потока мощностью в среднем по 25 м каждый, разделенные между собой туффитовым горизонтом. Мощность подсвиты – 0–55 м.

При микроскопическом изучении установлен следующий минеральный состав породы: плаггиоклаз – 50–60 %, пироксен – 30–40 %, стекло и рудные – до 10 %, участками оливин – до 10 %. Структура основной массы микродолеритовая или интерсертальная. Порфиroidная структура породы обусловлена выделением в основной мелкозернистой массе более крупных ксеноморфных зерен пироксена и призматических или таблитчатых зерен плаггиоклаза–лабрадора № 52–56. Туффит обычно красновато-бурый алевро-пелитовый, участками со слабовыраженной слоистостью.

4.2.4. Хаканчанская свита

Хаканчанская свита выделена в 1958 г. в районе оз. Хантайское на р. Хаканча. В районе стратотипа она имеет мощность 200–300 м и представлена туфобрекчиями. В составе свиты преобладают агломератовые туфы с избытком вулканических бомб и лапиллей, а также туфобрекчиями, насыщенными ксеногенными обломками базальтов, песчаников, уг-

лей, известняков, наблюдаются также редкие потоки базальтов. Верхняя часть разреза (около 20 м) сложена алевро-псаммитовыми туффитами. В Норильской мульде отложения свиты известны также под названием «второго рожковского горизонта», так как были выделены Б. Н. Рожковым в 1936 г. Здесь они представлены довольно хорошо выдержанным по мощности (13–25 м) горизонтом алевро-псаммитовых туффитов.

В Хараелахской и Иконской мульдах хакачанская свита представлена двумя типами разрезов. В Хараелахской мульде развит существенно вулканогенно-осадочный тип разреза, идентичный «второму рожковскому горизонту» в Норильской мульде. Здесь свита на юго-западе Хараелахской мульды представлена хорошо выдержанным по мощности (21–23 м) горизонтом алевро-псаммитовых туффитов. В зоне переходных разрезов к Иконской мульде и в ней самой развит существенно туфолавовый тип разреза. Мощность свиты варьирует от 28 до 68 м. Причем суммарная мощность туффитовых прослоев по скважинам СД-28 и СД-29 все также колеблется в пределах 21–23 м, общая мощность свиты увеличивается исключительно за счет базальтов. В граничащих здесь с хакачанской свитой, гудчихинской и надеждинской свитах развит существенно лавовый тип разреза. В Иконской мульде изменяется также и состав туфогенных пород в сторону увеличения доли псефитового материала, отмечаются прослои туфобрекчий, гравелитов и конгломератов. Признаков размыва среднегудчихинских базальтов, однако, не наблюдалось, отсутствуют также признаки размыва туклонской свиты. Поэтому показанные в стратиграфической колонке стратиграфические несогласия хакачанской свиты со среднегудчихинскими и надеждинскими образованиями являются традиционным недоразумением, утвержденным, однако, опорной легендой к норильской серии листов (Льюлько, 1993ф). В целом можно говорить о промежуточном характере разрезов хакачанской свиты в Иконской мульде, отличающихся как от разрезов стратотипа хакачанской свиты, так и от разрезов типа «второго рожковского горизонта».

Далее на восток в р. Кыстыктах свита довольно резко увеличивается в мощности за счет туфобрекчий при общем уменьшении мощности разреза нижележащих свит и начинает приобретать черты правобоярской свиты. К югу от Иконской мульды сохраняется ее туфолавовый облик и малая мощность до 50 м вплоть до р. Имангда. Южнее оз. Кета мощность свиты начинает возрастать за счет туфобрекчий и в районе стратотипа на южном берегу оз. Хантайское достигает 250 м при общем снижении мощности не только нижележащих, но туклонской и надеждинской свит, что сближает ее с правобоярской свитой.

Туффиты хакачанской свиты имеют алевро-псаммитовую структуру; текстуры: слоистая, микрослоистая, волнистослоистая, линзовиднослоистая, косослоистая, ритмично-слоистая, в основаниях ритмов иногда слабоокатанные обломки базальтов размером до 5 мм. Цвет пород обычно зеленовато-серый до темно-серого. На контакте туффитов с вышележащим потоком базальтов всегда наблюдается постепенно убывающая на глубину бурая или кирпично-красная окраска. Эта окраска интерпретируется как вторичная, вызванная сильным «обжигом» вышележащим потоком базальтов. Объясняется переходом закисной формы железа в глинистых минералах в окисную, с образованием гематита. Подобная окраска кровли слоя будет многократно встречаться выше по разрезу туфолавовой толщи не только в туфогенных горизонтах, но и в лавовых потоках, что свидетельствует о длительных перерывах в магмоизлияниях, за которые происходит образование глинистых минералов в процессе химического выветривания кровли слоев. Туффиты содержат неокатанных и полуокатанных обломков: кварца 20–40 %, плагиоклаза 2–5 %, пироксена 0–3 %, базальтов и долеритов 5–40 %, пеплового материала 25–40 %, в цементе присутствует карбонат 3–30 % и углистое вещество 1–3 %.

Базальты хакачанской свиты имеют обычно пойкилоофитовую, реже оливинофитовую структуру, основная масса в последнем случае долеритовая. Породы содержат оливин

во вкрапленниках до 15 %, в основной массе плагиоклаз (An₄₅₋₆₅) 35–50 %, клинопироксен 10–40 %, оливин 5–10 %, стекло 5–15 %, рудных 3–5 %.

По химическому составу базальты хаканчанской свиты принадлежат к нормальному ряду с повышенным содержанием магния, что сближает их с оливиновыми базальтами верхнегудчихинской подсвиты, однако низкие содержания титана и железа отличают их и сближают с характеристиками надеждинской и туклонской свит.

Типичный разрез хаканчанской свиты в Хараелахской мульде вскрыт скв. СД-24 в интервале 2110,7–2131,8 м. Здесь снизу вверх залегают:

1. Туффит, структура псаммито-алевритовая, текстура слоистая и неяснослоистая, цвет темно-серый. Отмечаются многочисленные светлые пятна, обусловленные повышенным содержанием карбоната в цементе. 7,8 м
2. Туффит, структура алевро-псаммитовая, участками алевритовая, текстура слоистая, линзовиднослоистая, микрослоистая, цвет темно-серый..... 8,3 м
3. Туффит, структура псаммито-алевритовая, аналогичный ранее описанному, угол слоистости здесь и по всему разрезу 5° 0,7 м
4. Туффит, структура псефито-псаммитовая, участками алевритовая, текстура ритмично-слоистая. Обломки размером 1–5 мм слабоокатаны, слагают низы ритмов 1,7 м
5. Туффит, структура псаммито-алевритовая, аналогичный ранее описанным, порода имеет зеленовато-серый цвет 1,1 м
6. Туффит, структура псаммито-алевритовая, аналогичный ранее описанным, порода имеет красно-бурый цвет, постепенно переходящий к подошве в зеленовато-серый 1,5 м

Мощность свиты по данному разрезу составляет 21,1 м.

Типичный разрез хаканчанской свиты в зоне переходных разрезов, характерный также и для Иконской мульды, вскрыт скв. СД-28 в интервале 1491,9–1544,7 м, здесь снизу вверх залегают:

1. Туффит, структура псаммито-алевритовая, текстура слоистая, микрослоистая, волнистослоистая, линзовиднослоистая. Угол слоистости здесь и по всему разрезу 3–5°. Цвет темно-серый. Отмечаются конкрециевидные обособления карбонатного состава 2,3 м
2. Долерит..... 2,4 м
3. Туффит псаммито-алевритовый, аналогичный предыдущему, в кровле слоя бурая окраска на глубину 0,6 м..... 8,3 м
4. Базальт, структура оливинофирровая, в основной массе долеритовая. Верхняя миндалекаменная зона в кровле на глубину 2,5 м кирпично-красного цвета..... 5,9 м
5. Туффит, структура псаммито-алевритовая, цвет кирпично-красный 0,5 м
6. Базальт, структура пойкилоофитовая 22,6 м
7. Туффит, структура алеврито-псаммитовая, текстура слоистая, микрослоистая, волнистослоистая, линзовиднослоистая. Цвет в кровле на глубину 0,6 м бурый, ниже 2,5 м зеленовато-серый, ниже темно-серый 10,8 м
8. Долерит..... 2,9 м

Выше залегают базальты надеждинской свиты, мощность свиты по данному разрезу составляет 50,4 м.

Возраст свиты устанавливается как раннетриасовый, так как палеонтологические данные свидетельствуют о начале нового этапа в жизнедеятельности организмов. Свита содержит почти в равных соотношениях формы спор и пыльцы позднепермского и раннетриасового возраста. Из раннетриасовых характерно появление *Selaginella obtusosetosa* (L u b.) var *triassica* К.-М., *Lycopodium* sp., *Aratrisportites* sp. В. М. Петренко из верхней части хаканчанской свиты приводит комплекс пластинчатожаберных, который условно принят им как позднепермский. Характерные виды его: *Palaeonodonta* cf. *castor* (E I c h w.), *P. aff. subcastor* A m a l., *Palaecmutella*(?), *Microdontella*(?) *subovata* (J o n e s), *Abiella* sp. и др. О. В. Лобанова, И. М. Маловецкая, В. М. Петренко, изучая состав пластинчатожаберных, приходит к выводу о позднепермском возрасте хаканчанской свиты. При этом,

однако, они не учли типичную раннетриасовую форму *Palaeanodonta obrutschevi* (R a g.), которая также входит в комплекс пластинчатожаберных хаканчанской свиты (западный борт Тунгусской синеклизы).

В районе оз. Хантайское в породах хаканчанской свиты обнаружен комплекс крупномерных растительных остатков (*Cladophlebis kirjamkensis* Pryn., *C. lobifera* Pryn., *C. chantaica* Stebr., *Retinosporites(?) sibirica* Neub., *Elatocladus cylindrica* Pryn., *Vollzia* aff. *heterophylla* Broug., *Taeniopteris ensis* (Ol.), который, по определению Н. Д. Васильевской и Г. П. Радченко, свидетельствует о раннетриасовом возрасте свиты.

В спорово-пыльцевом комплексе характерно преобладание спор над пыльцой. Среди последней преобладают гинкгоцикадофитовые мезозойского облика: *Entyulissa cycadiformis* Naumova var. *permica* (К.-М.) Warjuch., *E. ovalis* (К.-М.) Warjuch. Для споровой части характерно присутствие форма-родов *Lycopodium*, *Osmundopsis*, *Onychites*, *Selaginellaceae* с преобладанием в них триасовых форм *Selaginella obtusosetosa* var. *triasica* (К.-М.), *Osmundopsis acutispinosa* (Waltz) var. *arktica* (К.-М.), *Onychiites(?) incertus* (К.-М.).

По заключению В. В. Круговых, в скв. СД-28 на глубине 1537,8 м обнаружен спорово-пыльцевой комплекс. Определены единичные (4 зерна) споры триасового облика: *Punctatisporites*, *Leiotriletes romboids* Bolch., *Podocarpites* sp. на фоне переотложенных позднепалеозойских миоспор, таких как: *Remysporites mirabilis* (Lub.) Lub., *Cyclobaculisporites trichacanthus* (Lub.) Lub., *nigrisporites nigrittellus* (Lub.) Oschurk., *Cordaitina rugulifera* (Lub.) Samoil. В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой свита отнесена к тутончанскому горизонту.

4.2.5. Туклонская свита

Туклонская свита выделена Я. И. Полькиным, за стратотип взят разрез, описанный им на руч. Тукло (плато Сыверма) в 1961 г. Ранее свита называлась логанчинской и была выделена тем же автором в 1959 г. На Норильском плато базальты, составляющие сейчас объем туклонской свиты, входили в состав гудчихинской свиты, выделенной Г. Д. Масловым в 1958 г.

Под объемом туклонской свиты сейчас понимается пачка пойкилоофитовых и толеитовых базальтов с редкими прослоями туфогенных пород, согласно залегающих на хаканчанских туффитах и согласно перекрытых порфиоровыми базальтами надеждинской свиты.

Туклонская свита распространена в центральной и восточной частях Хараелахской и Норильской мульды, в Иконской мульде и вдоль западного борта Тунгусской синеклизы. В Вологочанской мульде этих отложений нет. Верхняя граница свиты с вышележащими надеждинскими образованиями носит фациальный характер и является скользящей (Нагайцева, 1975). Выклинивание туклонских эффузивов у западной границы ареала связано с их замещением нижненадеждинскими базальтами. Мощность свиты в пределах Норильской мульды достигает 170 м, на северо-востоке Хараелахской – 250 м, на северо-западе Тунгусской синеклизы – 320 м, а к югу от р. Кета-Ирбо меняется от 0 до 180 м. Среднее количественное соотношение пород свиты по разновидностям следующее: базальты пойкилоофитовые (60%), толеитовые (30%), туфогенные породы (10%).

Наиболее полные разрезы туклонских образований развиты на юго-востоке Хараелахской мульды и на западе Тунгусской синеклизы.

Традиционное отрицание возможности вхождения в состав свиты базальтов с порфировой и гломеропорфировой структурой привело к проблеме картирования туклонской свиты, как одновременного геологического тела на плато Хараелах. Здесь, как известно, к нижней части нижней пачки надеждинской свиты отнесены порфиоровые базальты (1–3

покрова), залегающие на туффилах хаканчанской свиты. Эти базальты перекрыты пачкой толеитовых и пойкилоофитовых базальтов, доля которых возрастает к северу и к востоку Хараелахской мульды, при одновременном уменьшении доли порфировых базальтов в подошве. Данное обстоятельство позволило говорить, с одной стороны, о фациальном замещении туклонских эффузивов нижненадеждинскими (Нагайцева, 1975), с другой стороны – о полном выклинивании туклонской свиты на плато Хараелах, а значит и стратиграфическом несогласии между хаканчанской и надеждинской свитами. Последняя точка зрения утверждена опорной легендой к норильской серии листов (Люлько, 1993ф). Как уже отмечалось ранее при описании хаканчанской свиты, признаков размыва кровли хаканчанской свиты нет. В непрерывном ряду скважин туклонской свите в Иконской мульде соответствует нижняя половина нижней пачки надеждинской свиты в Хараелахской мульде. Кроме того, порфировые базальты отмечаются и в туклонской свите в зоне переходных разрезов Иконской мульды. Таким образом, логичнее было бы говорить о фациальной границе внутри туклонской свиты, при этом необходимо перевести в ее состав нижнюю половину нижней пачки надеждинской свиты в Хараелахской мульде. Такое решение устранило бы надуманное стратиграфическое несогласие между надеждинской и хаканчанской свитами, обоснованное только грузом традиционных ошибок.

В зоне переходных разрезов наблюдается существенно лавовый тип разреза, с участием порфировых базальтов, далее к северо-востоку Иконской мульды – туфолоавовый без участия порфировых пород. В целом облик толеитовых и пойкилоофитовых базальтов туклонской свиты сходен с базальтами сыверминской свиты, что позволяет предполагать сходные фациальные условия их образования.

Базальты туклонской свиты имеют зеленокаменный облик и повышенную минерализованность. В миндалинах обычно присутствуют кальцит, цеолиты, реже халцедон. При первичном описании обычно различают пойкилоофитовые, толеитовые и гломеропорфировые базальты, последние под микроскопом имеют полифировую структуру.

Пойкилоофитовые базальты имеют пойкилоофитовую и интерсертально-пойкилоофитовую структуру. Минеральный состав пород: плагиоклаз (An_{50-75}) 30–40 %, клинопироксен 25–45 %, оливин 0–5 %, хлоритизированное стекло 10–40 %, рудных 2–5 %.

Толеитовые базальты имеют гиалопилитовую, толеитовую, реже офитовую и порфировидную структуры. Минеральный состав пород: плагиоклаз (An_{55-70}) 35–45 %, клинопироксен 10–35 %, оливин 0–10 %, хлоритизированное стекло 10–55 %, рудных 0–5 %.

Полифировые базальты имеют полифировую и гломеропорфировую структуру, содержание вкрапленников 15–20 %, в том числе плагиоклаз (An_{60-85}) 7–15 %, клинопироксен 2–7 %, оливин 2–3 %. Основная масса имеет долеритовую структуру, ее состав: плагиоклаз (An_{40-65}) 45–50 %, клинопироксен 10–20 %, хлоритизированное стекло 5–10 %, рудных 1–3 %.

Горизонты туфогенных пород имеют мощность до 2,5 м, их количество по скв. ТК-16 в Иконской мульде достигает 6. Породы имеют обычно темно-серый цвет с бурым или зеленым оттенком, текстура слоистая, ритмичнослоистая, неяснослоистая, структура алевритовая, алевро-пилитовая, реже встречаются горизонты с псефитовой и псаммитовой структурами.

По химическому составу базальты туклонской свиты принадлежат к нормальному ряду с пониженным содержанием титана, железа, меди, никеля и повышенным содержанием калия и бария, что сближает их с толеитовыми и пойкилоофитовыми базальтами надеждинской свиты и с этой свитой в целом.

Несколько особое положение занимают высокомагнезиальные базальты, распространенные в левом борту р. Микчанда – «микчандиты». Они образуют расслоенные потоки мощностью до 80 м. Так, в обнажениях левого притока р. Микчанда (третьего от устья р. Малая Микчанда по течению) снизу вверх обнажаются: приподошвенная часть потока,

сложенная мелкозернистым базальтом со столбчатой отдельностью мощностью 12–15 м. Выше залегает горизонт расслоенных высокомагнезиальных пород мощностью 18–20 м. В этом горизонте переслаиваются прослои мощностью до 0,25 м с дендритами клинопироксена, имеющими дендритопорфировую структуру, с прослоями мощностью от 0,2 до 1,5 м с очковой (кокардовой) структурой, обусловленной округлыми скоплениями размером до 1,5–2 см, состоящими из зерен моноклинного пироксена. В основной массе породы имеют офитовую, порфировидную и пойкилоофитовую структуру. Общий состав: плагиоклаз (An_{65-82} ; An_{50-75}) – 20–30 %, клинопироксен (Fe_{11-22}) – 35–55 %, оливин (Fe_{25-35}) – 0–19 %, ортопироксен Fe_{2-4} до 25–30 %, рудный – 2–5 %, стекло – 5 %. Выше этого горизонта залегает горизонт также магнезиальных базальтов с веерной тонкостолбчатой отдельностью мощностью 35 м с порфировидной и офитовой структурой, прикровельная часть над этой зоной мощностью 15 м имеет пойкилоофито-интерсертальную структуру. Состав этих пород: плагиоклаз (An_{50-65}) – 40–50 %, моноклинный пироксен – 25–30 %, оливин – 5–20 %, рудный – 2–5 %, стекло – 5–20 %. Выше залегает мощная (до 20 м) миндалекаменная зона, еще выше зона лавобрекчий мощностью до 15 м.

Химический состав приподошвенной части отвечает составу базальтов нормального ряда. Высокомагнезиальная часть покрова (среднее – 4 анализов) довольно сильно отличается от гудчихинских пикритов, имеет повышенное содержание кремнезема (49,36 %) и окиси кальция (13,77 %), пониженное окислов титана (0,52 %), алюминия (9,35 %), магния (13,6 %).

Типичный туфолоавовый тип разреза в Иконской мульде вскрыт скв. ТК-16 в интервале 765,7–842,4 м. Здесь снизу вверх:

1. Базальт, структура пойкилоофитовая, в кровле на глубину 0,6 м бурая окраска, ниже темно-серая с зеленоватым оттенком. Контакт с коричневато-бурыми алевро-пелитовыми, слоистыми туффитами хаканчанской свиты разбурен.....	13,4 м
2. Тефроид алевро-пелитовый, текстура слоистая под углом 5–15°, обусловленная пелитовыми и алевритовыми прослоями мощностью 4–5 см. Цвет буровато-коричневый.....	0,6 м
3. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	7,8 м
4. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	11,3 м
5. Тефроид алевро-пелитовый темно-серого цвета. Текстура слоистая, обусловленная слоями мощностью 0,5–1,5 см, состоящими из алевритового 2/3 и пелитового 1/3 материала.....	1,8 м
6. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	2,5 м
7. Тефроид пелит-алевритовый темно-серого цвета, текстура слоистая и ритмично-слоистая, мощность прослоев до 0,5 см.....	0,2 м
8. Базальт миндалекаменный.....	– 1,0 м
9. Тефроид пелит-алевритовый коричневато-бурого цвета, текстура слоистая и ритмично-слоистая.....	0,3 м
10. Базальт, структура порфировидная, в основной массе толеитовая.....	3,4 м
11. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	9,9 м
12. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	8,3 м
13. Базальт, структура порфировидная, в основной массе долеритовая.....	4,0 м
14. Базальт, структура порфировая и полифировая (пироксенплагиофировая), в основной массе долеритовая.....	2,4 м
15. Тефроид псефитовый зеленовато-серого, участками буровато-зеленого цвета. Обломки мандельштейнов размером 3 × 4 см сцементированы туфогенным материалом, отмечаются прослои с пелит-алевритовой структурой мощностью до 25 см, в них текстура слоистая.....	1,3 м
16. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	4,5 м
17. Тефроид, структура алевритовая, цвет буро-вишневый.....	0,1 м
18. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	3,1 м
19. Тефроид, структура алевритовая буро-вишневого цвета.....	0,5 м

Мощность туклонской свиты по данному разрезу составляет 76,7 м.

В качестве примера аномального и очень редкого строения туклонской свиты приводится частный разрез в левом борту р. Микчанда, включающий вышеописанный расслоенный базальтовый покров (Струнин, 1987ф). Там на туфогенных породах хаканчанской свиты видимой мощностью около 16 м залегают снизу:

1. Базальт, структура долеритовая	10 м
2. Базальт, структура пойкилоофитовая	25 м
3. Туффит, структура алевритовая	2,5 м
4. Базальт, структура порфиристая и порфировидная, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	8 м
5. Базальт, структура гломеропорфиристая, в основной массе пойкилоофитовая	9 м
6. Базальт, структура пойкилоофитовая	8 м
7. Туффит, структура детритоморфная, алевро-псаммитовая	2,5 м
8. Базальт, структура порфиристая, порфировидная, в основной массе толеитовая, в кровле витрополифировая	40 м
9. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, в подошве толеитовая с участками долеритовой	30 м
10. Базальт высокомагнезиальный расслоенный (описание см. ранее – «микчандит»)	80 м
11. Базальт, структура толеитовая, с участками пойкилоофитовой	35 м

Выше залегают гломеропорфиристые базальты надеждинской свиты. Общая мощность туклонских образований в разрезе 265 м.

В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой свита отнесена к тутончанскому горизонту.

4.2.6. Надеждинская свита

Надеждинская свита выделена в 1958 г. Г. Д. Масловым со стратотипом на горе Надежда и в южной части месторождения Норильск-1. На территории Хараелахской и Иконской мульды породы подсечены многочисленными скважинами, на дневную поверхность они выходят в северном и южном бортах, образуя структурный уступ горной части. На остальной территории Норильского района породы свиты имеют сходный характер залегания, но на отдельных участках выходят под четвертичные отложения.

Базальты свиты согласно залегают на породах туклонской свиты в Иконской мульде и со стратиграфическим несогласием на хаканчанской свите в Хараелахской мульде, последнее подробно разобрано в двух предыдущих подразделах. В Хараелахской мульде в скважинах СД-28 и СД-29 в кровле свиты отмечались признаки размыва, которые, в прочем, не фиксировались в других местах.

Мощность свиты весьма постепенно уменьшается от 610 м в центре Хараелахской мульды до 250 м на северо-востоке Иконской мульды. Общая мощность свиты в пределах Вологочанской и Норильской мульды составляет 500–570 м, на западе Тунгусской синеклизы она постепенно уменьшается до 150–250 м в районе оз. Хантайское.

Для надеждинской свиты в целом характерен существенно лавовый тип разреза с подчиненным количеством туфогенных пород во всем ареале ее распространения на данной площади, что резко отличает ее от вышележащего разреза моронговской свиты, для которой характерен туфолавовый тип разреза.

Разрезы свиты сложены в основном базальтами с полифировой, порфиристой (мелкопорфиристой) и гломеропорфиристой структурами, которые в сочетании с тонкозернистыми структурами основной массы (микродолеритовой, долеритовой, интерсертальной) придают породам характерный «надеждинский» облик. Макроскопически состав вкрапленников определить обычно невозможно. Поэтому при первичном описании все базальты описы-

ваются, как условно порфиновые или гломеропорфиновые, хотя под микроскопом практически все они обнаруживают полифировую структуру. Структура обусловлена сростками плагиоклаза с пироксеном и оливином, а также их мономинеральными сростками и отдельными кристаллами, присутствующими одновременно в одном шлифе, различие наблюдается лишь в относительном количестве минералов в разных потоках.

Для нижней пачки при полевых описаниях часто употребляется термин «полифировые базальты». Причем, очевидно, в двух смыслах: и потому что вкрапленники представлены тремя минералами (полифировая структура по Левинсон-Лессингу); и потому что их количество достигает 10–20 %, что сильно отличает их от базальтов средней пачки (полифировая структура по Заварицкому) (Структуры и текстуры..., 1966). В средней пачке общее количество сростков значительно меньше, что сближает их с афировыми породами, для них чаще всего употребляется термин «порфиновые базальты», реже олигогломеропорфиновые, хотя точнее было бы олигополифировые. Для верхней пачки наиболее употребим термин «гломеропорфиновые базальты», здесь количество вкрапленников достигает 20%, представлены они преимущественно плагиоклазом с редкими кристаллами оливина и пироксена, что также позволяет определять здесь полифировую структуру. Кроме базальтов порфировой группы в подчиненном количестве в разрезе присутствуют базальты с толеитовой и пойкилоофитовой структурами, аналогичные туклонской свите. Базальты в массивных частях имеют темно-серую окраску, реже зеленовато-серую. Потоки базальтов надеждинской свиты часто имеют в своем строении зону лавобрекчий и хорошо выраженную миндалекаменную зону, составляющую обычно 1/3–1/5 общей мощности. Миндалины выполнены преимущественно белым халцедон-кварцевым агрегатом, отмечается также хлорит, кальцит, пренит. Туфогенные породы развиты обычно в верхах нижней и в верхах средней пачек, они образуют маломощные горизонты, реже наблюдается локальное их увеличение до 30–65 м (СГ-14, СД-24).

Полифировые базальты имеют полифировую и гломеропорфиновую структуру, содержание вкрапленников 10–20 %, в том числе плагиоклаз (An_{60-80}) 3–7 %, клинопироксен 1–7 %, оливин 1–7 %. Основная масса имеет интерсертальную, микродолеритовую, долеритовую, реже офитовую структуру, ее состав: плагиоклаз (An_{40-67}) 45–60 %, клинопироксен 0–30 %, хлоритизированное стекло 7–35 %, рудных 2–5 %.

Порфиновые базальты имеют олигогломеропорфиновую и полифировую (олигополифировую) структуру, содержание вкрапленников до 1–2 %. Вкрапленники представлены сростками и фенокристаллами плагиоклаза (An_{55-85}), клинопироксена и оливина приблизительно в равных количествах. Основная масса имеет микродолеритовую, долеритовую, реже микропойкилоофитовую структуру, ее состав: плагиоклаз (An_{50-75}) 45–55 %, клинопироксен 5–30 %, хлоритизированное стекло 5–15 %, рудных 1–3 %.

Гломеропорфиновые базальты имеют гломеропорфиновую и полифировую структуру, содержание вкрапленников – 15–20 %. Вкрапленники представлены сростками плагиоклаза (An_{55-70}) с редкими зернами клинопироксена и оливина. Основная масса имеет долеритовую структуру, ее состав: плагиоклаз (An_{45-60}) 45–55 %, клинопироксен 20–30 %, хлоритизированное стекло 5–10 %, рудных 3–5 %.

Толеитовые и пойкилоофитовые базальты имеют толеитовую, толеитовую с элементами офитококкитовой, офитовую, интерсертально-пойкилоофитовую и пойкилоофитовую структуры. Состав базальтов: плагиоклаз (An_{40-70}) 40–50 %, клинопироксен 15–35 %, оливин 5–10 %, хлоритизированное стекло 8–35 %, рудных 2–5 %.

Туфогенные породы имеют алевритовую, псаммитовую, алевро-псаммитовую и псефитовую структуры, слоистую, микрослоистую, ритмичнослоистую и косослоистую текстуры. Цвет пород серо-зеленый, темно-серый в кровле мощных горизонтов бурый и кирпично-красный. Породы содержат неокатанные и полуокатанные обломки: кварца 5–20 %,

плаггиоклаза и клинопироксена 0–2 %, базальтов 5–30 %, пепловых частиц 20–40 %, в цементе пелитовый материал 0–35 % и карбонат 3–30 %.

По химическому составу базальты надеждинской свиты принадлежат к нормальному ряду с экстремально низкими содержаниями: титана, железа, частично хрома, меди и никеля; повышенными содержаниями: калия, суммы щелочей, бария, стронция и рубидия. Данный набор характеристик позволяет уверенно отличать их от базальтов вышележащих свит, говорить о сходстве с туклонскими базальтами, уверенно сопоставлять с интрузиями нижнеталнахского типа и менее уверенно с остальными типами Норильского комплекса.

В принятой для Норильской группы листов опорной легенде (Люлько, 1993) свита расчленена на три пачки, которые уверенно выделяются в Хараелахской, Вологочанской и Норильской мульдах и менее уверенно в Иконской мульде и в Ламско-Хантайской впадине. В последних в нижней части свиты, отсутствует горизонт толеитовых и пойкилоофитовых базальтов, по кровле которых нижняя пачка отделяется от средней, поэтому там эти пачки картируются как нерасчлененные. Типичные для верхней пачки гломеропорфировые базальты в Иконской мульде встречаются лишь спорадически, их место в разрезе занимают порфировые и олигогломеропорфировые базальты, что на северо-востоке площади привело к невозможности при картировании расчленить среднюю и верхнюю пачки.

Нижняя пачка (0–260 м) образована 10–14 покровами полифировых и толеитовых–пойкилоофитовых базальтов, последние в Хараелахской мульде образуют два хорошо выдержанных горизонта. По кровле нижнего предлагается проводить границу туклонской и надеждинской свит, вопреки опорной легенде, в этом случае оставшаяся часть свиты наиболее похожа на стратотипический разрез. По кровле верхнего проводится граница нижней–средней пачек. В Хараелахской мульде толеитовые базальты часто перекрыты маломощным горизонтом туфогенных пород, он также относится к нижней пачке, кроме того, под толеитовыми базальтами фрагментарно наблюдается еще один горизонт тефроидов. В Иконской мульде в разрезе нижней пачки горизонтов туфогенных пород не наблюдалось. В зоне переходных разрезов отсутствуют также толеитовые и пойкилоофитовые базальты. В связи с чем нижняя и средняя пачки там нерасчлененные, мощность их 210–250 м. Мощность нижней пачки в Хараелахской мульде 240–276 м, в Иконской мульде 60–85 м. И хотя существует тенденция уменьшения мощности нижней пачки на северо-восток, она сильно искажена отнесением в Хараелахской мульде вулканитов туклонской свиты к нижней части нижней пачки надеждинской свиты, что практически в 2 раза увеличивает ее мощность. В районе озер Лама и Кета нижняя пачка полностью замещается туклонскими образованиями.

Средняя пачка сложена в основном порфировыми (олигополифировыми) базальтами, в разрезе также спорадически отмечается 1–4 горизонта туфогенных пород, мощность которых на локальных участках достигает 30–65 м. В Хараелахской мульде мощность средней пачки варьирует от 160 до 260 м. В Иконской мульде – от 240 до 280 м, с явной тенденцией к снижению в зоне переходных разрезов, где мощность нижней–средней пачек нерасчлененных составляет всего 210–250 м. Далее на юг в Ламско-Хантайской впадине мощность пачки снижается до 80 м в районе р. Имангда. На западе Вологочанской мульды мощность пачки составляет 130 м, увеличиваясь до 240 м в восточном, на севере Норильской мульды мощность пачки достигает 285 м, уменьшаясь к югу до 140 м.

Верхняя пачка в Хараелахской мульде сложена типичными для ее строения гломеропорфировыми базальтами, в Иконской мульде такие базальты отмечаются лишь участками, кроме них в разрезе отмечаются базальты с порфировой и олигогломеропорфировой структурой. В Хараелахской мульде мощность пачки варьирует от 10 до 110 м, уменьшение мощности объясняется явными признаками размыва, в Иконской мульде мощность пачки составляет 30–45 м. Наиболее детально разрез надеждинской свиты изучался нами по керну скв. СД-24, здесь в интервале 1537,5–2110,7 м, снизу вверх залегают:

1. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе долеритовая. Контакт с буровато-красным алевро-псаммитовым туффи́том хаканчанской свиты разбурен	30,2 м
2. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе долеритовая, в кровле отмечается пестроцветная лавобрекчия мощностью 13,6 м	36,8 м
3. Базальты (3 потока), структура толеитовая	7,2 м
4. Базальт, структура толеитовая	17,3 м
5. Базальт миндалекаменный	1,9 м
6. Базальт миндалекаменный	1,3 м
7. Базальт, структура толеитовая	4,9 м
8. Базальт, структура толеитовая	2,4 м
9. Базальт миндалекаменный	1,4 м
10. Базальт миндалекаменный	2,2 м
11. Базальт, структура толеитовая	3,5 м
12. Базальт миндалекаменный	1,6 м
13. Базальт миндалекаменный	0,9 м
14. Базальт, структура толеитовая	7,8 м
15. Базальт, структура толеитовая	8,5 м
16. Тефроид, структура алевритовая, текстура микрослоистая, содержит обломков кварца 30 %, пелитового материала 30 %, кальцита 5 %, плагиоклаза 3 %, пепловых частиц 30 %, рудных 2 %	0,1 м
17. Базальт миндалекаменный	2,6 м
18. Базальт, структура толеитовая	7,0 м

Мощность этой части разреза составляет 137,6 м. Наблюдается полная идентичность строения этой части надеждинской свиты разрезам туклонской свиты в переходной зоне разрезов и в частности разрезе по скв. ТК-13, описанному ранее. Далее продолжается описание разреза собственно надеждинской свиты.

19. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе интерсертальная	14,5 м
20. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе микродолеритовая	20,2 м
21. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе микродолеритовая	16,0 м
22. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	14,2 м
23. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	7,1 м
24. Базальт, структура полифировая и гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	9,3 м
25. Базальт, структура полифировая (плагиопироксенофировая), обусловленная сростками преимущественно клинопироксена, в основной массе офитовая	20,1 м
26. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура слоистая и линзовиднослоистая. Цвет породы бурый	0,1 м
27. Базальт, структура толеитовая	7,9 м
28. Базальт, структура толеитовая, с элементами офитококкитовой	4,0 м
29. Базальт, структура офитовая	12,9 м
30. Базальт, структура толеитовая	5,0 м
31. Базальт, структура толеитовая	3,4 м
32. Тефроид темно-серого цвета, структура алевро-псаммитовая, текстура слоистая, волнисто-слоистая, тонкослоистая, под углом 5°	0,6 м

По кровле этих толеитовых базальтов и кровле участками встречающегося горизонта туфогенных пород проводится граница нижней–средней пачек надеждинской свиты, общая мощность данной части разреза по скв. СД-24 составляет 272,9 м, в том числе собственно нижней пачки, по нашему мнению – 135,3 м.

33. Базальт, структура олигогломеропорфировая и полифировая (олигополифировая), в основной массе долеритовая	33,5 м
34. Базальт, структура, аналогичная предыдущему	11,3 м
35. Базальт, структура, аналогичная предыдущему	19,8 м
36. Базальт, структура олигополифировая, в основной массе толеитовая.....	6,6 м
37. Базальт, структура порфировая и полифировая, в основной массе долеритовая	19,0 м
38. Базальт, структура олигополифировая, в основной массе долеритовая	17,6 м
39. Базальт, аналогичный предыдущему	24,6 м
40. Тефроид псефитовый с псаммитовым цементом, в кровле слоя на глубину 1 м кирпично-красная окраска, ниже зеленовато-серая. Обломки до 10 см слабо и хорошо окатаны, представлены базальтами и мандельштейнами	3,6 м
41. Базальт, структура пойкилоофитовая	9,6 м
42. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе толеитовая	7,1 м
43. Базальт миндалекаменный	2,7 м
44. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	7,4 м
45. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстуры ритмичнослоистая, слоистая, в алевритовых прослоях (менее 5% интервала) микрослоистая, косослоистая, оползневая. Цвет пород серо-зеленый, но в кровле на глубину 1 м убывающая на глубину кирпично-красная окраска	64,5 м
46. Базальт, структура олигопорфировая (олигопироксенофировая) в основной массе долеритовая	3,9 м
47. Тефроид пестроцветный, структура псефитовая с алевропсаммитовым цементом, текстура участками слоистая	3,8 м

Здесь проводится граница средней–верхней пачек надеждинской свиты, мощность средней пачки по данному разрезу – 235 м.

48. Базальт, структура гломеропорфировая (крупногломеропорфировая) и полифировая, в основной массе долеритовая	5,4 м
49. Базальт, структура гломеропорфировая (крупногломеропорфировая) и полифировая, в основной массе долеритовая. В кровле на глубину 3,3 м кирпично-красная окраска.....	16,4 м
50. Базальт, структура гломеропорфировая (крупногломеропорфировая) и полифировая, в основной массе долеритовая, в кровле пестроцветная лавобрекчия мощностью 7 м	43,5 м

Выше залегают зеленовато-серые алевро-псаммитовые тефроиды моронговской свиты, мощность верхней пачки по данному разрезу 65,3 м. Общая мощность разреза, относимого к надеждинской свите, по данной скв. 573,2 м.

В скважинах СД-24 гл. 1636,8 м и СД-28 1034,9 м в туфогенных породах В. В. Круговых определены спорово-пыльцевые спектры, весьма близкие друг к другу по видовому, родовому составам и в количественном соотношении основных таксонов, в связи с чем их можно рассматривать как единый комплекс. Этот комплекс характеризуется равномерным участием спор папоротникообразных растений (50%) и пыльцы голосеменных (50%). Доминирует пыльца голосеменных растений, представленная *Alisporites australis*, *A. nuthalensis* Kl., *Podocarpoites* sp., *Chordasporites* sp. В качестве субдоминант выступают *Cyathidites* sp. Основным таксонам в малых количествах сопутствуют *Leiotriletes crassitunicus* Rom., *Hausmaniidites* sp., *Matoniasporites triassicus* K.-M., *Phlebopteris* sp., *Concavisporites trimodus* Plaуf., *Pleuromeia rossica* Neub., *Dictyophyllidites* sp., *Osmundacidites sphaerinaformis*, *Krauseli cuspidus*, *Vitreisporites koenigswaldii* Jans, *Guetaeaepollenites* sp., *Ginkgo* sp., трехмешковая пыльца *Microcachryidites* sp.

Виды-индикаторы комплекса: *Cyathidites microreticularis*, *Alisporites nuthalensis*, *Concavisporites trimodus*, *Osmundacidites senectus* Balme, *Pleuromeia rossica*. Характерной особенностью этого комплекса является полное отсутствие позднепалеозойских элементов.

Изученные спектры миоспор с некоторой долей условности сопоставляются с палинокомплексами морских, фаунистически охарактеризованных отложений индского яруса Лено-Оленекского междуречья. Согласно легенде, принятой для Норильской группы листов, свита отнесена к тутончанскому горизонту.

4.2.7. Моронговская и аянская свиты

В строении туфолавоваы толщи Норильско-Хараелахского прогиба и остальной части Тунгусской синеклизы до надеждинского времени включительно существовали значительные отличия, прежде всего на уровне выделения пачек. Тем не менее, более крупные подразделения в ранге свит коррелировались достаточно надежно, это связано, очевидно, с существенно базальтовым типом магматизма. Начиная с постнадеждинского времени, резкие различия в отдельных районах носят уже металлогенический характер, что обусловлено заложением в Дельканской впадине нового центра магматизма, имеющего щелочно-ультраосновной характер. Моронговская свита в Норильском–Хараелахском прогибе еще сохраняет чисто базальтовый характер. Однако во всей остальной части Тунгусской синеклизы в кровле ее аналога – аянской свиты появляются анкарамитовые базальты, имеющие щелочно-ультраосновную специфику, близкую к меланефеленитам Маймеча-Котуйской провинции или мощные пачки трахибазальтов. Среди тефроидов появляются линзы и мощные пласты меденосных хемогенных известняков, а иногда и ангидритов. Тем не менее, для двурогинского горизонта еще сохраняется уверенность в корреляции моронговской и аянской свит, но вот выше расчлененные по разным признакам подсвиты и пачки мокулаевской и хараелахской свит едва ли соответствуют их аналогам хоннаматитской и неракарской свит. Для Дельканской впадины можно говорить о полной потере корреляции еще раньше, то есть уже в двурогинское время.

4.2.7.1. Моронговская свита

Моронговская свита выделена Г. Д. Масловым в 1958 г., со стратотипом на горе Моронго (Норильское плато). В Хараелахской мульде туфогенные породы свиты с локальным размывом залегают на базальтах верхней пачки надеждинской свиты, в Иконской мульде четких признаков размыва верхней пачки не зафиксировано. В Хараелахской мульде в кровле свиты повсеместно отмечается 1–2 потока базальтов с четкими признаками размыва их кровли, когда на массивную часть потоков непосредственно залегают пестроцветные конгломераты, в Иконской мульде таких признаков не зафиксировано.

В принятой для Норильской группы листов опорной легенде (Люлько, 1993ф), свита разделяется на две пачки по подошве наиболее мощного (до 100 м) горизонта туфогенных пород в верхней пачке. В Иконской и Хараелахской мульдах такое расчленение не представляется возможным в связи с отсутствием в разрезах выдержанных по простиранию мощных горизонтов туфогенных пород.

Мощность свиты закономерно возрастает с юго-запада на северо-восток от 250 м в Норильской мульде до 320–370 м в Вологочанской и далее до 350–450 м в Хараелахской и Иконской мульде до 510–570 м. Причем в зоне Дьанги-Боганидского разлома в скважинах СД-28 и СД-29, расположенных в разных бортах этого разлома, отмечается различие мощностей свиты в 90 м при хорошей послойной корреляции разрезов.

Для моронговской свиты характерен туфолавоваый тип разреза, что резко отличает ее от ниже- и вышележащих базальтов соответственно надеждинской и мокулаевской свит. Сходные по характеру разрезы наблюдаются лишь в верхней пачке верхнехараелахской

подсветы и в средней пачке самоедской свиты, что говорит, очевидно, о сходных фациальных условиях их образования.

Разрезы свиты сложены базальтами с довольно широким спектром структурных особенностей и туфогенными породами с текстурными и вещественными признаками перетложения, что позволяет относить их к тефроидам. Наиболее выдержанными по латерали элементами разреза являются туфогенные горизонты, менее выдержанными потоки базальтов, структурные особенности которых весьма изменчивы по простиранию, что говорит о потоковом, а не покровном характере излияний в моронговское время.

Базальты порфировой группы имеют порфировую, гломеропорфиловую, олигогломеропорфиловую структуры, в основной массе наблюдаются преимущественно долеритовая, микродолеритовая, интерсертальная интерсертально-пойкилоофитовая и пойкилоофитовая структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{50-75}) ед. 3–10 %, основная масса плагиоклазом (An_{45-60}) 40–50 %, клинопироксеном 5–40 %, оливином 0–5 %, замещенным стеклом 5–25 %, рудными 5–10 %.

Базальты афировой группы имеют преимущественно пойкилоофитовую, интерсертально-пойкилоофитовую, долеритовую, микродолеритовую, интерсертальную, реже толеитовую и гиалопилитовую структуры. При полевом описании они определяются, как пойкилоофитовые либо афировые базальты, под последними понимаются базальты с тонкозернистой структурой без видимых порфирических вкрапленников. Породы состоят из плагиоклаза (An_{35-65}) 40–50 %, клинопироксена 5–45 %, оливина 0–10 %, замещенного стекла 5–30 %, рудных 3–5 %.

Базальты в массивной части имеют обычно серый или темно-серый цвет, в миндаляковых зонах переходящий в серо-зеленый, в некоторых потоках в кровле отмечается кирпично-красная окраска. Миндалины выполнены преимущественно хлоритом, цеолитами, кварцем, карбонатом.

Тефроиды имеют пелитовую, алевритовую, псаммитовую и псефитовую структуры, ритмичнослоистую, слоистую, косослоистую и волнистослоистую текстуры. Обломки, имеющие псаммитовую и псефитовую размерность, обычно слабоокатаны, реже наблюдаются хорошоокатанные конгломераты с пестрыми по цвету обломками базальтов и мандельштейнов. Цвет пород в маломощных прослоях бурый или кирпично-красный, в мощных горизонтах красно-бурые окраски наблюдаются в кровле слоя, в нижних частях серые, буровато-серые и зеленовато-серые оттенки. Породы состоят из неокатанных и полуокатанных обломков: кварца 0–5 %, плагиоклаза 0–5 %, клинопироксена 0–5 %, базальтов и долеритов 20–70 %, пепловых частиц 10–60 %, в цементе отмечается карбонат 3–20 %, кварц 0–20 %, цеолиты 0–15 %, хлорит 2–5 %.

По химическому составу базальты моронговской свиты относятся к нормальному ряду с типичными для среднего сибирского траппа содержаниями породообразующих окислов и микроэлементов. Это сближает эти базальты с вышележащей частью разреза туфолавоваго толщи, с которой моронговские базальты сходны и по структурным особенностям. Однако гломеропорфирические базальты все еще несут характеристики, сходные с надеждинскими базальтами. Таким образом, базальты моронговской свиты отражают своеобразный переход между дифференцированной и недифференцированной серией лав. В последней, по нашим данным, отсутствуют сколько-нибудь значительные вариации породообразующих окислов и микроэлементов, также характерные для нижележащей части разреза.

Наиболее детально разрез моронговской свиты изучался нами по ядру скважины СД-24, расположенной в центре Хараелахской мульды, здесь в интервале 1169,8–1537,5 м, снизу вверх залегают.

1. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура массивная, цвет зеленовато-серый. Контакт с нижележащей пестроцветной лавобрекчией гломеропорфирических базальтов надеждинской свиты разбурен 4,7 м

2. Базальт миндалекаменный	1,1 м
3. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, участками псефитовая, текстура слоистая, тонкослоистая и ритмичнослоистая. Цвет пород кирпично-красный и зеленовато-серый	3,0 м
4. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	9,5 м
5. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстуры: ритмичнослоистая, косослоистая, участками тонкослоистая. Цвет от ярко-зеленого до серо-бурого	5,6 м
6. Базальт, структура афировая, тонкозернистая	10,6 м
7. Тефроид, структура псаммито-псефитовая, текстуры: косослоистая и параллельнослоистая. Цвет в кровле черный, переходящий в кирпично-красный, далее к подошве переходящий в темно-вишневый	8,6 м
8. Базальт, структура гломеропорфиновая, в основной массе долеритовая	17,8 м
9. Тефроид, в нижней части псефитовый, в верхней псаммито-алевритовый, кирпично-красного цвета, текстуры: слоистая, косослоистая и волнистослоистая	2,0 м
10. Базальт, структура афировая, долеритовая	10,2 м
11. Тефроид, структура алевро-псаммито-псефитовая, обусловленная хорошо окатанными пестроцветными обломками размером до 10 мм, текстуры: слоистая, косослоистая, ритмичнослоистая. Цвет в кровле кирпично-красный, в подошве темно-вишневый	25,6 м
12. Базальт, структура олигогломеропорфиновая, в основной массе долеритовая. В кровле кирпично-красная окраска на глубину в 3 м	19,8 м
13. Тефроид псефитовый кирпично-красного цвета	1,2 м
14. Базальт, структура гломеропорфиновая, в основной массе долеритовая	27,7 м
15. Тефроид, структура алевро-псаммито-псефитовая, текстура ритмичнослоистая, цвет буровато-серый и кирпично-красный	6,7 м
16. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, в кровле на глубину в 3 м наблюдаются выполнение трещин и цементация обломков зоны мандельштейнов алевро-псаммитовым тефроидом красного цвета, что напоминает аллювиальные соотношения	17,7 м
17. Базальт, структура афировая, интерсертальная	13,8 м
18. Тефроид псаммито-псефитовый кирпично-красного и черного цвета	1,6 м
19. Базальт, структура афировая, долеритовая	37,7 м
20. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	5,4 м
21. Тефроид, структура псаммитовая, текстура массивная, участками слоистая, цвет кирпично-красный до черного	5,1 м
22. Базальт миндалекаменный	5,6 м
23. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	19,6 м
24. Базальт, структура афировая, долеритовая, с элементами микропойкилоофитовой	39,1 м
25. Базальт, структура афировая, долеритовая, с элементами микропойкилоофитовой. Верхняя миндалекаменная зона этого потока отсутствует, очевидно, в результате размыва	38,0 м
26. Конгломерат, сложен пестроцветными валунами и галькой мандельштейнов, базальтов различной структуры и туфогенных пород, в цементе псаммитовый материал того же состава	2,8 м
27. Базальт, структура олигопорфиновая, в основной массе долеритовая. Верхняя миндалекаменная зона потока отсутствует, очевидно, в результате размыва	16,2 м
28. Тефроид алевро-псаммитовый, участками псефитовый бурого и черного цвета, текстура ритмичнослоистая и массивная	10,2 м

Мощность моронговской свиты по данному разрезу составляет 367,7 м, выше залегает гломеропорфиновый базальт мокулаевской свиты.

Наиболее полно изучен палинокомплекс из вулканогенно-осадочных отложений моронговской свиты в точках наблюдения 140 – 4, 141 – 8, 141 – 10, 141 – 16, 141 – 18. Данный разрез опробован автором в 2000 г. на северо-востоке Иконской мульды в правом борту р. Абагалах. Ниже приводится полный список определений, так как отнесение моронговской свиты к оленекскому ярусу является принципиальным.

Точка наблюдения 140 – 4. Споры: *Osmundacidites senectus* Balme – 3 з., *Neoraistrickia taylori* Pl. et Dettm. – 5 з., *Apiculatisporis globosus* (Lesch.) Plauf. – 4 з., *Retusotriletes*

mesozoicus (К.-М.) Var. – 2 з. Пыльца: *Gnetaceaepollenites* sp., – 2 з., *Alisporites cymbatus* (Venk.), Beju et Kar. – 4 з., *Chordasporites singulichorda* (К.-М.) – 3 з. Всего 25 зерен.

Точка наблюдения 141 – 8. Споры: *Cyathidites microreticularis* – 2 з., *Leiotriletes adriennis* Thierg – 4 з. *Discisporites psilatus* de Jers. – 4 з. *Nevesisporites limatulus* – 3 з., *Osmundacidites senectus* Balme – 2 з., *Propriisporites Pocockii* Jans. – 4 з., *Verrucosisporites triassicus* Venk. – 2 з., *Concavisporites crassexinus* Nills. – 4 з., *Cycloverrutriletes presse-lensis* Schulz. – 2 з., *Leptolepidites jonkeri* Jans. – 3 з. Пыльца: *Alisporites australis*. – 2 з., *Protohaploxyrinus microcorpus* (Schaar.) Cl. – 3 з., *Chordasporites singulichorda* Kl – 3 з., *Platysaccus queenslandii* de Jers., – 2 з. Всего 40 зерен. Обилие микрофитопланктона разного типа.

Точка наблюдения 141 – 10. Споры: *Calamospora* sp. – 2 з., *Osmundacidites* sp. – 3 з., *Stenozonotriletes* sp. – 2 з., *Densoisporites playfordi* Balme – 2 з., *D. neuburgii* (Schulz.) Balme – 3 з., *Lundbladispора brevicula* Balme – 3 з. Пыльца: *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nills. – 4 з., *Podocarpidites transversus* qu et Wang – 4 з. Всего 23 зерна. Обилие микрофоссилий.

Точка наблюдения 141 – 16. Споры: *Toroisporites* sp., – 2 з., *Concavisporites crassexinus* – 4 з., *Lundbladispора brevicula* – 4 з., неопределимая пыльца *Disaccites* – 5 з. Всего 15 зерен.

Точка наблюдения 141 – 18. Споры: *Cyathidites microreticularis* – 4 з., *C. platygonus* – 3 з., *Concavisporites crassexinus* – 2 з., *Calamospora* sp., – 2 з., *Steraisporites* sp. – 2 з., *Nevesisporites* sp., – 2 з. Пыльца: *Disaccites* – 5 з. Всего 20 зерен. Обилие микрофоссилий.

Несмотря на небольшое количество зерен миоспор в спорово-пыльцевых спектрах, с большой долей уверенности можно сказать, что отложения, вмещающие данные спектры, безусловно, принадлежат к раннему триасу. Присутствие таких видов, как *Cycloverrutriletes presse-lensis*, *Densoisporites playfordii*, *D. neuburgii*, *Aratrisporites* sp., *Verrucosisporites triassicus*, *Chordasporites singulichorda*, *Platysaccus queenslandii* позволяет возраст вмещающих отложений определить как нижний триас, оленекский ярус. Изученный комплекс можно сопоставить с палинокомплексами оленекского яруса из морских отложений мыса Цветкова на восточном Таймыре (Круговых, Могучева, 2000), а также с палинокомплексами двурогинского горизонта Тунгусского бассейна (Круговых, 1987).

4.2.7.2. Аянская свита

Аянская свита выделена А. А. Межвилком в 1955 г. в районе оз. Аян. Свита распространена на всей территории Тунгусской синеклизы за исключением Дельканской впадины и Норильско-Хараелахского прогиба, а также южнее Курейки. Общая мощность – 260–360 м. В зоне переходных разрезов в Ламско-Хантайском прогибе аянская свита является практически полным аналогом моронговской. В породах свиты с севера на юг продолжается увеличение доли туфогенных пород (до 80% в бассейне р. Хаканча, в средней около 57%). Туфогенные породы свиты аналогичны таковым в моронговской. Базальты обычно афировые (33%) и пойкилоофитовые (10%), структура пород преимущественно долеритовая и пойкилоофитовая, реже толеитовая и их переходные разновидности.

Трахибазальты аянской свиты в Норильском районе распространены южнее оз. Кета в районе оз. Хантайское–р. Хаканча. В этом районе они залегают компактно в кровле аянской свиты, что позволило Я. И. Полькину в 1961 г. выделить эту пачку в качестве самостоятельной юряхской свиты. Однако далее на юго-восток в районе оз. Дюпкун и Горбиачин трахибазальты перемежаются разрезы с базальтами, что не позволяет выделять самостоятельную юряхскую свиту в силу ее фациальных соотношений с аянской свитой. Трахибазальты представлены пачкой однообразных средне-мелкозернистых трахибазальтов (89%) голубовато-серого цвета с относительно высокой радиоактивностью (от 10 до 21 гамм), обычно образующих 3–13 покровов мощностью от 10 до 30 м с 1–2 маломощ-

ными горизонтами туфогенных пород (11 %). Общая мощность пачки колеблется в интервалах от 55 до 135 м, уменьшаясь к северо-западу. Севернее оз. Кета она уже не встречена.

Структура пород порфировидная, порфировая, гломеропорфировая, в основной массе обычно толеитовая и долеритовая. Вкрапленники плагиоклаза (An_{33-50}) образуют призматические зерна длиной до 8 мм, в основной массе (An_{35-50}) общее количество 50–60 %. Титанистый авгит образует слабоокрашенные буроватые зерна размером до 2–3 мм, в основной массе авгит, диопсид размером до 0,2–0,3 мм, общее количество 20–35 %, оливин (Fe_{65-70}) – единичные зерна; стекла замещенного хлоритом и палагонитом 10–35 %. Рудные (ильменит, титаномагнетит) образуют обычно скелетные кристаллы – 3–5 %; кроме того, постоянное присутствие апатита – 2–3 %. Вторичные в миндалинах представлены: карбонатом, гематитом, цеолитом, пренитом, палагонитом.

По химическому составу трахибазальты резко отличаются от окружающих их базальтов нормального ряда и обнаруживают почти полное сходство с ивакинскими субщелочными базальтами.

В качестве примера строения аянской свиты приводится частный разрез, расположенный в правом борту долины р. Хаканча, в ее среднем течении (Струнин, 1987ф). Там на гломеропорфировых базальтах надеждинской свиты залегают снизу.

1. Туфы псефитовые и псаммитовые с прослоями алевритовых зеленовато-серого цвета	19 м
2. Базальт с шаровой отдельностью, структура долеритовая	6 м
3. Базальт, структура долеритовая	19 м
4. Базальт, структура пойкилоофитовая	5 м
5. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	8 м
6. Задерновано	6 м
7. Базальт афировый	5 м
8. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	6 м
9. Базальт, структура долеритовая	2 м
10. Базальт, структура долеритовая	10 м
11. Базальт, структура долеритовая до пойкилоофитовой	7 м
12. Туфы агломератовые, в цементе псаммитовые	35 м
13. Три покрова базальтов, структура интерсертально-пойкилоофитовая	5,3 и 7 м
14. Туфы псаммитовые, в верхней части псефитовые	26 м
15. Шесть покровов трахибазальтов, структура порфировая и порфировидная, в основной массе долеритовая и толеитовая, в кровле интерсертальная	22, 18, 10, 6, 9 и 5 м
16. Шесть покровов трахибазальтов, структура гломеропорфировая, порфировая, в основной массе интерсертальная, толеитовая, реже долеритовая и гиалопелитовая	4, 3, 8, 9 и 7 м
17. Трахибазальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	28 м

Выше залегают туфогенные образования и гломеропорфировые базальты хоннамакитской свиты. Мощность аянской свиты в разрезе – 300 м.

В туффитах из основания свиты в районе р. Микчанды найдены остатки пелиципод: *Ferganocochia* sp., *Utschamiela* cf. *opinata* Ra g. раннетриасового возраста (определения И. М. Маловецкой). В туффитах одного из слоев в нижней части аянской свиты собраны растительные остатки: *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* (Lindl. et Nutt.), *Cladophlebis* sp. и *Tersiella* ex gr. *Serrata Srebrod* триасового возраста (определения Н. А. Шведова). Породы верхней пачки в районе оз. Хантайское содержат органические остатки раннетриасового возраста: пелициподы *Utschamiela tungussica* Ra g., *U. babbikamensis* Ra g. и др.; филлоподы *Lioestheria* cf. *Gutta* Lutk., *L.* cf. *soboliensis* Pirozhn., *Estheria* cf. *evenkiensis* Lutk. (определения Л. А. Рагозина, В. И. Петренко и Л. П. Пирожникова) и флору *Cladophlebis lobifera* Prun., *Voltzia chachlovii* Schwed., *Neuropteridium tunguskanum* Prun. и др.

(определения Н. А. Шведова). Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из пород верхней пачки, характерны для верхних горизонтов нижнего триаса (Даценко, 1969), соответствующие в настоящее время двурогинскому горизонту региональной шкалы «Решения... 1982, 1983 гг».

4.2.8. Мокулаевская и хоннамакитская свиты

Мокулаевская и хоннамакитская свиты начинают разрез Путоранского горизонта в Норильском районе. Породы этого уровня содержат наименьшее число палеонтологических определений в силу их труднодоступности. В перспективе возможно выделение трех биостратиграфических горизонтов, палеонтологическую характеристику которых предлагается получить из туфолавовых частей разреза в кровле мокулаевской и хараелахской свит, а также из средней пачки самоедской свиты. В основании этой части разреза лежит наиболее надежный и бесспорный маркирующий горизонт, получивший название «надъаянского». Относительно надежным является ягталийский маркирующий горизонт в основании неракарской свиты. В целом весьма условным можно считать расчленение хоннамакитской и неракарской свит на подсвиты по делочинскому и ямбуканскому горизонтам и тем более корреляцию этих подсвит с пачками мокулаевской и хараелахской свит.

4.2.8.1. Мокулаевская свита

Мокулаевская свита выделена в 1960 г. В. С. Голубковым и Д. А. Додиним со стратотипом на р. Мокулай в юго-западной части Хараелахской мульды. Свита распространена в Норильско-Хараелахском прогибе, к востоку и югу в Большеавамской и Ламско-Хантайской впадинах ее аналогом является хоннамакитская свита. Свита подразделяется на нижнемокулаевскую и верхнемокулаевскую подсвиты, в каждой из которых выделяются нижняя и верхняя пачки.

В Хараелахской мульде свита залегает на размытую поверхность моронговской свиты. Здесь же в подошве отмечается 1–6 покровов гломеропорфировых базальтов, известных под названием «надъаянский маркирующий горизонт». В Иконской мульде признаков размыва не наблюдалось, а в подошве свиты развиты базальты с порфировой структурой. Верхняя граница свиты проводится по кровле хорошо выдержанного на всей площади горизонта туфогенных пород, на который согласно залегают олигогломеропорфировые базальты хараелахской свиты. В Норильской и Вологочанской мульде свита сильно эродирована и представлена неполной мощностью – до 260 м.

Мощность свиты закономерно уменьшается с 610 м в Хараелахской мульде до 410 м на севере Иконской мульды, хотя в целом облик свиты сохраняет основные свои черты.

Для мокулаевской свиты характерен существенно лавовый тип разреза за исключением верхней пачки верхнемокулаевской подсвиты, в которой развит туфолавовый тип. В строении разреза свиты принимают участие базальты порфировой и афировой структурных групп. Первые развиты преимущественно в нижней части свиты, вторые в верхней. Для верхней части характерны также горизонты туфогенных пород.

Базальты порфировой группы имеют порфировую (плагиофировую), гломеропорфировую, олигопорфировую и олигогломеропорфировую структуры, в основной массе наблюдаются: долеритовая, микродолеритовая, интерсертально-пойкилоофитовая и пойкилоофитовая структуры. Вкрапленники и сростки представлены плагиоклазом (An_{55-75}) 0,5–15 %, клинопироксеном 0–1 %, оливином 0–1 %, основная масса плагиоклазом (An_{40-65}) 40–60 %, клинопироксеном 10–35 %, оливином 0–5 %, замещенным стеклом 5–20 %, рудными 3–5 %.

Базальты афировой группы имеют долеритовую, микродолеритовую, толеитовую, интерсертально-пойкилоофитовую и пойкилоофитовую структуры. Породы сложены: плагиоклазом (An_{40-70}) 40–55 %, клинопироксеном 10–40 %, оливином 0–8 %, замещенным стеклом 5–25 %, рудными 3–7 %.

Макроскопически базальты в массивной части имеют серый или темно-серый цвет, в зоне мандельштейнов и лавобрекчий серо-зеленый или кирпично-красный цвета. В миндалинах обычными минералами являются: кварц, агат, халцедон, кальцит, хлорит, цеолиты и апофиллит.

Туфогенные породы представлены массивными или ритмичнослоистыми алевропсаммитовыми, участками псефитовыми тефроидами, черного, серо-бурого и зеленовато-серого цвета. Породы содержат: полуокатанные и остроугольные обломки кварца 1–10 %, плагиоклаза до 1 %, клинопироксена до 2 %, слабоокруглые и хорошоокатанные обломки пепловых частиц 70–90 %, реже хорошо раскристаллизованные породы 0–5 %, в цементе отмечается карбонат 0–10 %, хлорит 0–5 %, цеолиты 0–10 %.

По химическому составу все базальты мокулаевской свиты принадлежат к нормальному ряду. Для свиты характерны весьма стабильные содержания породообразующих окислов и микроэлементов, не образующих контрастные значения, что сближает породы свиты с остальными базальтами недифференцированной серии, особенно моронговской и хараелахской свит.

Ранее палеонтологическая характеристика мокулаевской свиты давалась в основном из туфогенных горизонтов нижней подсвиты, а по сути, из подстилающего надъяанский горизонт туффита (Даценко, 1969). В современных легендах этот слой с однозначной нижнетриасовой датировкой отнесен в двурогинский биостратиграфический горизонт, с которым имеет полную идентичность. Возраст мокулаевской свиты необходимо определять по палеонтологическим остаткам из верхней подсвиты, что представляется более корректным. Самая значительная палеонтологическая находка была сделана в 1964 г. В. М. Лосевым на р. Хараелах, в 1 км выше устья руч. Скалистый в устье руч. Каменистый. В кровле верхней пачки в верхней миндалекаменной зоне последнего потока базальтов с пойкилоофитовой структурой были обнаружены псевдоморфозы по остаткам позвонков, конечностей и черепа дицинодонта. По заключению Л. П. Татарина (Палеонтологический институт АН СССР) достоверно можно говорить о принадлежности остатков к дицинодонтам. Наибольшее сходство экземпляра имеет с родом *Lystrosaurus* Cope, характерным для нижней половины нижнего триаса Южной Африки, Индии и Южного Китая.

Палинологические исследования в отложениях верхнемокулаевской подсвиты на территории Хараелахской и Иконской мульды показали плохую сохранность миоспор. Однако немного к востоку в Большеавамском прогибе автором и его коллегами из туфогенных горизонтов были отобраны пробы, в которых В. В. Круговых были определены спорово-пыльцевые спектры и отмечались многочисленные микрофоссилии, обломки конодонтов и микрофитопланктон. В основном спорово-пыльцевой комплекс насыщен видами-индикаторами, характерными для оленекского яруса, но уже появляются миоспоры, характерные для низов анизийского яруса среднего триаса. Здесь повторяется ситуация, аналогичная границе палеозоя и мезозоя, пермская флора уничтожена базальтами ивакинской свиты, но в самой ивакинской свите еще многочисленны остатки флоры пермского возраста, так как новая мезозойская флора еще только начала появляться. Таким образом, фактически максимум магматизма является причиной появления среднетриасовых спорово-пыльцевых спектров до того, как они получают всеобщее распространение в среднем триасе, именно в силу того, что более древняя флора уничтожена, более молодая образует значительную долю спектра.

Нижнемокулаевская подсвита.

Нижнемокулаевская подсвита расчленяется на нижнюю и верхнюю пачки. Верхняя граница проводится по кровле последнего гломеропорфирового потока в верхней пачке. Нижняя по подошве надъаянского покрова либо по подошве порфировых базальтов, залегающих на туфогенных породах моронговской свиты. Границей нижней–верхней пачек является подошва первого гломеропорфирового потока верхней пачки. Подсвита развита в пределах всего ареала распространения мокулаевской свиты. Нижнемокулаевские разрезы относятся к лавовому типу и сложены базальтами порфировой группы с резко подчиненным количеством туфогенных пород, а также афировых и пойкилоофитовых базальтов. Мощность подсвиты в реальных разрезах изменяется от 260 м в Хараелахской и Норильской мульдах до 160 м в Иконской мульде.

Нижняя пачка представлена базальтами с порфировой и олигогломеропорфировой структурами, реже встречаются базальты с гломеропорфировой, афировой и пойкилоофитовой структурами. Иногда в нижней части пачки наблюдается прерывистый горизонт алевро-псаммитовых тефроидов, залегающий на кровле надъаянского маркирующего покрова. Мощность пачки в Норильской, Вологочанской и Хараелахской мульде варьирует от 80 до 130 м, в Иконской мульде – от 80 до 116 м.

Верхняя пачка представлена базальтами с гломеропорфировой и олигополифировой структурой, в основной массе преобладает долеритовая структура, реже встречаются пойкилоофитовая и микропойкилоофитовая структуры. Причем традиционно при полевых определениях эти базальты определяются как гломеропорфировые, без упоминания о наличии в них полифировых сростков, хотя их содержание не ниже чем в гломеропорфировых базальтах надеждинской свиты. Мощность пачки в Хараелахской и Норильской мульдах варьирует от 110 до 140 м, в Иконской мульде – от 78–84 м.

Наиболее типичный разрез нижнемокулаевской подсвиты изучался нами по керну скв. СД-28 в интервале 410,2–670,0 м, здесь снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая, обусловлена крупными сростками плагиоклаза размером до 10 мм. Залегает на алевро-псаммитовых тефроидах с прослоями конгломератов моронговской свиты.....	18,1 м
2. Тефرويد, структура псаммито-алевритовая, текстура слоистая и ритмичнослоистая, цвет вишнево-бурый.....	0,9 м
3. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	13,8 м
4. Базальт, структура олигопорфировая и олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	26,4 м
5. Туфобрекчия, структура псефитовая обусловлена наличием кирпично-красных и бурых обломков мандельштейнов, цементируемых серо-зеленым псаммито-псефитовым туфогенным материалом	4,3 м
6. Базальт, структура олигопорфировая, в основной массе долеритовая с элементами пойкилоофитовой.....	18,7 м
7. Базальт, структура порфировая и олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая с элементами пойкилоофитовой.....	33,7 м

Здесь проводится граница нижней–верхней пачек нижнемокулаевской подсвиты, мощность нижней пачки по разрезу составляет 115,9 м. Далее идет описание верхней пачки нижнемокулаевской подсвиты.

8. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе долеритовая, структура обусловлена редкими крупными зернами и отдельными фенокристаллами оливина и клинопироксена в гломеровых сростках плагиоклаза	50 м
9. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе микропойкилоофитовая.....	3,5 м

10. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе микропойкилоофитовая.....	12,1 м
11. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе микропойкилоофитовая.....	10,7 м
12. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	16,2 м
13. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая.....	15,0 м
14. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе долеритовая с элементами пойкилоофитовой.....	22,9 м
15. Базальт, структура гломеропорфировая и олигополифировая, в основной массе долеритовая	13,5 м

Выше залегают пойкилоофитовые и афировые базальты верхнемокулаевской подсвиты. Мощность верхней пачки по этому разрезу составляет 143,9 м, общая мощность нижнемокулаевской подсвиты 259,8 м.

Верхнемокулаевская подсвита.

Верхнемокулаевская подсвита расчленяется на нижнюю и верхнюю пачки. Верхняя граница подсвиты проводится по подошве афировых, пойкилоофитовых базальтов, залегающих на кровле последнего гломеропорфирового потока верхней пачки нижнемокулаевской подсвиты. Верхняя по кровле туфогенного горизонта, в кровле верхней пачки верхнемокулаевской подсвиты. Граница нижней–верхней пачек проводится по подошве маломощного, но хорошо выдержанного по простиранию горизонта туфогенных пород, в средней части подсвиты отделяющего существенно лавовую часть разреза нижней пачки от туфолаковой пачки верхней пачки. Мощность подсвиты в реальных разрезах изменяется от 370 м в Хараелахской до 265 м в Иконской мульде, в Норильской и Вологочанской мульдах подсвита эродирована и наблюдается фрагментарно.

Нижняя пачка сложена потоками базальтов с порфиоровой, олиго-гломеропорфировой, гломеропорфировой, афировой и пойкилоофитовой структурами. Базальты порфиоровой и афировой групп встречаются приблизительно в равных количествах, первые характерны для нижней части, вторые для верхней. Иногда в разрезе наблюдаются прерывистые маломощные горизонты туфогенных пород. Мощность пачки в Хараелахской варьирует от 180 до 260 м, в Иконской мульде – от 110 до 175 м, то есть наблюдается четкая тенденция уменьшения ее мощности на северо-восток.

Верхняя пачка сложена преимущественно афировыми и пойкилоофитовыми базальтами, первые характерны для нижней части пачки, вторые для верхней, часто эти структурные разновидности наблюдаются в одном потоке. Значительно реже встречаются базальты с олигогломеропорфировой и порфиоровой структурой. Кроме того, в нижней части пачки отмечаются 1–3 маломощных, а в кровле один мощный (до 17 м) горизонт туфогенных пород. Мощность пачки в Хараелахской мульде варьирует от 110 до 180 м, в Иконской – до 155 м.

Наиболее типичный разрез верхнемокулаевской подсвиты изучался нами по керну скв. СД-24 в интервале 560,6–918,6 м, здесь снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая. Залегает на нижележащей лавобрекчии бурого цвета гломеропорфировых базальтов нижнемокулаевской подсвиты	11,6 м
2. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	16,0 м
3. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе толеитовая	4,0 м
4. Базальт, структура порфиоровая и олигополифировая, в основной массе микродолеритовая.....	22,2 м

5. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая с элементами пойкилоофитовой	17,2 м
6. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	3,8 м
7. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая	3,5 м
8. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	37,0 м
9. Базальт миндалекаменный	1,5 м
10. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая	21,5 м
11. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	9,3 м
12. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	14,6 м
13. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	3,2 м
14. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	3,0 м
15. Базальт миндалекаменный	1,2 м
16. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	9,9 м

Здесь проводится граница нижней–верхней пачек, мощность нижней пачки по данному разрезу составляет 179,5 м, далее идет описание верхней пачки нижнемокулаевской под-свиты.

17. Тефроид, структура псефитовая, в цементе алевро-псаммитовая, цвет буровато-серый, отмечаются обломки мандельштейнов серо-зеленого цвета	1,9 м
18. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	6,9 м
19. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура массивная, цвет бурый и черный. Порода содержит полуокатанных обломков кварца 10%, клинопироксена 2%, хорошоока-танных пепловых частиц 80%, других пород 5%	1,3 м
20. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая	15,6 м
21. Базальт, аналогичный предыдущему	14,7 м
22. Базальт, структура афировая, долеритовая.....	4,9 м
23. Базальт, структура пойкилоофитовая	21,4 м
24. Тефроид, структура псаммитовая, цвет черный	0,1 м
25. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе микродолеритовая...	29,9 м
26. Зона тектонической брекчии, в обломках базальт афировый и мандельштейны, пред-полагаемая вертикальная амплитуда 0 м, горизонтальная > 100 м.....	12,2 м
27. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	2,0 м
28. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	2,0 м
29. Базальт, структура пойкилоофитовая	26,3 м
30. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	3,5 м
31. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	1,9 м
32. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	2,1 м
33. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	3,2 м
34. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	2,3 м
35. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	3,1 м
36. Базальт миндалекаменный	3,4 м
37. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	2,7 м
38. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, участками псефитовая, текстура ритмично-слоистая, участками массивная.....	17,1 м

Выше залегает мощный покров олигогломеропорфировых базальтов хараелахской сви-ты, мощность верхней пачки по этому разрезу составляет 178,5 м, общая мощность верх-немокулаевской подсвиты 358,0 м.

В разрезах Хараелахской мульды не удалось получить достаточно полный спектр пале-онтологических остатков. Однако к востоку в аналогичной части разреза мокулаевской свиты в Большеавамской впадине автором и его коллегами из туфогенных горизонтов бы-ли отобраны пробы, в которых В. В. Круговых были изучены два палинокомплекса. В силу важности вопроса о границе нижнего–среднего триаса приведем эти данные полностью.

Палинокомплекс получен из туфогенно-осадочных отложений, относимых к верхней подсвите мокулаевской свиты (лист R-46 – XV, XVI).

Палинокомплекс из нижней пачки верхней подсвиты.

Точка наблюдения 53 – 1. Споры: *Neoraistrickia taylori* Pl. et Dettm. – 2 з., *Todites mollis* Var. – 3 з. Пыльца: *Chordaitina* sp., – 2 з., обрывки миоспор с неразличимой скульптурой экзины – 3 з. Всего 10 зерен.

Точка наблюдения 811. Споры: *Conbaculisporites* sp. – 3 з., *Polycingulatisporites dejerseyi* – 2 з., *Steraisporites* cf. *psilatus* (Ross.) Pfl. – 2 з. Пыльца: *Disaccites* – 3 з. Всего 10 зерен. Отмечается обилие спор с разорванной и стертой скульптурой экзины темного цвета, возможно, переотложенные.

Точка наблюдения 812 – 1. Споры: *Converrucosisporites* sp. – 2 з., *Neoraistrickia taylori* Pl. et Dettm. – 3 з., *Cyathidites australis* Coup. – 4 з., *Nevesisporites limatulus* – 5 з., *Discisporites psilatus* de Jers. – 4 з., *Anapiculatisporites telephorus* (Pautch.) Kl. – 3 з., *Apiculatisporites bulliensis* Helby ex de Jers. – 2 з., *Duplexysporites* sp. – 2 з., *Propriisporites pocockii* – 4 з. Пыльца: *Klausipollenites schaubergeri* (Pot. et Kl.) Balme – 2 з., *Falcisporites nuthallensis* (Clarke) Balme – 2 з. Всего 30 зерен.

Точка наблюдения 815 – 2. Споры: Madl. – 3 з., *Punctatisporites* sp. – 2 з., *Cyclotriletes microgranifera* Madl. – 4 з. Пыльца: *Alisporites* sp. – 1 з., Всего – 10 зерен.

Точка наблюдения 819. Споры: *Stereisporites* cf. *psilatus* – 4 з., *Converrucosisporites* sp. – 6 з., *Discisporites psilatus* de Jers. – 2 з., *Toroisporites* sp. – 2 з. Пыльца: *Sulcatisporites* sp. – 3 з., *Triadispora* sp. – 3 з. Всего 20 зерен. Микрофитопланктон, в том числе обломки конодонтов.

Точка наблюдения 820. Споры: *Punctatisporites* sp. – 3 з., *Propriisporites pocockii* – 4 з. Пыльца: *Cycadopites* sp. – 8 з., *Azonaletes Asaccites* (К.-М.). – 5 з. Всего 20 зерен. Отмечается микрофитопланктон.

Точка наблюдения 826 – 3. Споры: *Nevesisporites* sp. – 2 з., *Stereisporites* sp. – 3 з., *Cyathidites* sp. – 3 з., *Osmundacidites* sp. – 2 з. Всего 10 зерен. Микрофитопланктон, в том числе обломки конодонтов.

Палинокомплекс из верхней пачки верхней подсвиты.

Точка наблюдения 13 – 1. Споры: *Discisporites psilatus* de Jers. – 5 з., *Punctatisporites* sp. – 4 з., *Stenozonotriletes* sp. – 3 з., *Lundbladispора* sp. – 2 з. Пыльца: *Disaccites* – 6 з. Всего 20 зерен.

Точка наблюдения 15 – 3. Споры: *Cyathidites* cf. *minor* Coup. – 2 з., *Punctatisporites* sp. – 2 з., *Anaplanisporites stipulatus* Jans. – 4 з., *Toroisporites* sp. – 4 з. Пыльца: *Lueckisporites triassicus* – 3 з. Всего 15 зерен.

Точка наблюдения 24 – 5. Споры: *Cyathidites australis* Coup. – 4 з., *Concavissimisporites* sp. – 3 з., *Conbaculisporites baculatus* Bhard. – 2 з., *Cyclogranisporites* sp. – 4 з., *Seidisporites* sp. – 3 з., *Aratrisporites* sp. – 3 з., *Raistrickia heterohaeta* (Andr.) Drjag. – 5 з., *Raistrickia* sp. – 7 з. Пыльца: *Klausipollenites schaubergeri* – 2 з., *Falcisporites* sp. – 4 з., *Platysaccus* sp. – 3 з. Всего 40 зерен.

Точка наблюдения 26. Пыльца: *Cycadopites follicularis* Wils. et Webst. – 3 з., *Colpectopollis* sp. – 4 з., *Platysaccus* sp. – 3 з., внутренние тела *Dissaccites* sp. – 5 з. Всего 15 зерен.

Точка наблюдения 38. Обрывки пыльцы *Dissaccites* – 5 з., переотложенные споры черного цвета неопределимые.

Точка наблюдения 55. Споры: *Leiotriletes directus* Balme et Henn. – 4 з., *Punctatisporites* sp. – 3 з., *Matonisporites triassicus* К.-М. – 4 з., *Polycingulatisporites dejerseyi* – 2 з. Пыльца *Dissaccites* sp. – 2 з. Всего – 15 зерен.

Точка наблюдения 5106 – 2. Споры: *Cyathidites australis* Coup. – 5 з., *Punctatisporites* sp. – 4 з., *Todites mayor* Coup. – 5 з., *Anapiculatisporites* sp. – 3 з., *Anapiculatisporites cook-*

sonae – 3 з., *Osmundacidites* sp. – 3 з., *Neoraistrickia* sp. – 3 з., *Nevesisporites limatulus* – 4 з., *Lundbladispора* sp. – 4 з., *Tigrisporites playfordi* de Jers. – 2 з., *Aratrisporites* sp. – 3 з., *Cordaitina gunyalensis* cf. Pautch. et Sriv. – 6 з., *Heliosaccus dimorphus* cf. Madl. – 4 з. Всего 50 зерен.

Точка наблюдения 5122. Споры: *Punctatisporites* sp. – 3 з., *Cyathidites* sp. – 5 з., *Leiotriletes directus* Balme et Henn. – 4 з., *Osmundacidites* sp. – 4 з., *Sphenotriletes* sp. – 5 з., *Cyclogranisporites* sp. – 4 з., *Nevesisporites* sp. – 3 з., *Lundbladispора brevicula* – 3 з., *Aratrisporites* sp. – 2 з., *Endosporites pappillatus* Jans. – 3 з., *Inaperturopollenites orbicularis* Nills. – 2 з. Пыльца: *Heliosaccus* sp. – 2 з., *Angustisulcatus klausii* Freud. – 1 з. Всего 40 зерен.

Точка наблюдения 48 – 4. Пыльца: *Falcisporites stabilis* Balme – 2 з., *Klausipollenites schaubergeri* – 4 з. Всего 6 зерен. Разнообразные микрофосилии.

Точка наблюдения 56 – 3. Споры: *Discisporites collinuliformis* (Mal.) Var. – 2 з., *Toroisporites* sp. – 2 з., *Anapiculatisporites cooksonae* – 4 з., *Baculatisporites* sp. – 6 з., *Stereisporites* cf. *psilatus* – 1 з., *Lycopodiacidites* sp. – 2 з., *Tigrisporites playfordi* de Jers. – 2 з., *Lundbladispора playfordi* Balme – 4 з., *Uvaesporites argenteaformis* (Bolch.) Schulz – 1 з., Пыльца: *Alisporites tenuicarpus* Balme – 1 з., *Illinites kosankei* Kl. – 2 з., *Hexasaccites mulleri* Reinh. et Schmitz – 3 з. Всего 30 зерен.

Присутствие видов-индикаторов, являющихся характерными для оленекского яруса, *Nevesisporites taylori*, *Cyathidites australis*, *Polycingulatisporites dejerseyi*, *Nevesisporites limatulus*, *Discisporites psilatus*, *Lundbladispора playfordi*, *Cyclotriletes microgranifer*, *Matonisporites triassicus*, *Anapiculatisporites cooksonae*, *Anapiculatisporites stipulatus*, *Cyclotriletes* sp., *Propriisporites pocockii*, *Klausipollenites schaubergeri*, а также появление миоспор, характерных для более молодых отложений (анизийский ярус) *Tigrisporites playfordi*, *Verrucosisporites remyanus*, cf. *Heliosaccus dimorphus*, *Hexasaccites mulleri*, *Uvaesporites argenteaformis* позволяет высказать предположение, что спорово-пыльцевые спектры, исследованные из верхней подсвиты мокулаевской свиты, имеют ранне-среднетриасовый возраст, верхи оленекского–низы анизийского ярусов. Выделенный комплекс имеет определенное сходство с палинокомплексами пугторанского горизонта Тунгусского бассейна (Круговых, 1987), а также с палинокомплексами верхней части оленекского и нижней части анизийского ярусов мыса Цветкова на Восточном Таймыре (Ыстанахская, прибрежнинская, и самые низы моржовской свиты.). В то же время данные спорово-пыльцевые спектры имеют значительное отличие от более молодых спектров пугторанского горизонта, что позволяет предложить выделить их в самостоятельный биостратиграфический горизонт, дав ему название Уохирьский по месту его наибольшей насыщенности палеонтологическими остатками.

4.2.8.2. Хоннамакитская свита

Хоннамакитская свита выделена в 1958 г. Я. И. Полькиным в центральной части плато Пугторана. Породы свиты с размывом залегают на тефроидах аянской свиты. Они распространены от р. Микчанда на севере Ламско-Хантайской впадины и далее на юг в районе озер Лама–Кета–Хантайское–р. Хаканча. Свита слагает верхи разрезов, общая мощность достигает 420 м на юго-восточной рамке площади. В составе свиты выделяются две подсвиты, которые на северо-западе Тунгусской синеклизы, в районе озер Лама–Кета хорошо картируются. Свита сложена порфиоровыми, гломеропорфиоровыми, пойкилоофитовыми и афировыми базальтами. В основании хоннамакитской свиты повсеместно встречена пачка (1–6 покровов) гломероплагифиоровых базальтов с характерной веерной отдельностью, известная в литературе как надьяанский маркирующий горизонт.

Структура пород преимущественно гломеропорфировая и порфировая, реже пойкилоофитовая и другие разновидности афировой, в основной массе долеритовая с участками толеитовой и пойкилоофитовой, реже пойкилоофитовая. Породы сложены: плагиоклазом (An₄₀₋₇₀), вкрапленники (An₅₅₋₇₀), общее количество – 40–60 %, клинопироксеном – 10–30 %, оливином до 5 %; стеклом – 10–20 %, рудными – 5 %. Вторичные обычно по стеклу и оливину: палагонит, хлорит, иддингсит и бовлингит.

По химическому составу хоннамакитские базальты не отличаются от других базальтов нормального ряда моронговской–самоедской свит. По содержанию микроэлементов породы свиты имеют повышенное по сравнению с предыдущими свитами содержание меди, никеля, кобальта, ванадия, пониженное циркония, бария.

В спорово-пыльцевом комплексе хоннамакитской свиты резко сократилось содержание пыльцы гинкгоцикадофитовых, а папоротников и птеридоспермовых стало больше. Наряду с типичными раннетриасовыми формами, такими как *Selaginella obtusosetosa* var. *triasica* К.-М., *Equisetites* sp., *Calamospora* sp., *Azonomonoletes* cf. *marattiformis* Samoil. и др., появляются виды, характерные для более молодых образований – *Calamitaceae* sp., *Equisetostachys suecicus* (Nathorst) Halle, *Podocarpus minuta* К.-М. Этот комплекс, сохраняя раннетриасовые черты, несет в себе первые признаки наступления новой перегруппировки растительных ассоциаций. Среди крупномерных растительных остатков наиболее характерными являются *Cladophlebis* sp., *C. Lobifera*, *C. hantaica*, *Paracalamites* sp., *Voltzia* sp. Nov., *Elatocladus* aff. *sibirica*.

Нижнехоннамакитская подсвита

Нижнехоннамакитская подсвита повсеместно залегает на породах аянской свиты. Распространена на северо-западе Тунгусской синеклизы, в районе озер Лама–Кета. Сложена преимущественно гломеропорфировыми и порфировыми базальтами с долеритовой и интерсертально-пойкилоофитовой структурой основной массы. Мощность подсвиты достигает 300 м. В основании ее прослеживается «надаянский» маркирующий горизонт, в нижних частях которого мощные покровы базальтов имеют характерную тонкостолбчатую веерную отдельность.

Породы подсвиты сложены: плагиоклазом в основной массе (An₄₈₋₆₈), вкрапленники (An₅₀₋₇₀), общее количество 45–65 %, клинопироксеном 10–30 %, мелкими зернами оливина до 8 %, стеклом, замененным хлоритом и палагонитом 10–20 %, рудными (магнетит, титаномагнетит) – 5 %. Вторичные обычно палагонит, хлорит, соссюрит, иддингсит и бовлингит.

В качестве примера строения нижнехоннамакитской подсвиты приводится частный разрез, расположенный в левом борту р. Южный Икондьюкит (т.н. Н-831–835). Там выше крутой осыпи с редкими коронными выходами туфогенных пород аянской свиты залегает снизу.

1. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	40 м
2. Осыпь	40–50 м
3. Два покрова базальтов, структура порфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	8 и 6 м
4. Два покрова базальтов, структура порфировая, в основной массе толеитовая	13 и 40 м
5. Два покрова базальтов, структура гломеропорфировая, в основной массе порфировидная долеритовая	15 и 5 м
6. Четыре покрова базальтов со скорлуповато-шаровидной отдельностью. Структура пород гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	15 м
7. Базальт, структура гломеропорфировая, полифировая, в основной массе толеитовая...	2 м
8. Два покрова пойкилоофитовых базальтов	11 и 6 м
9. Базальт, структура гломеропорфировая, полифировая, в основной массе толеитовая...	8 м

10. Осыпь туфогенных пород и базальтов	15 м
11. Базальт, структура порфировая, в основной массе толеитовая. Видимая мощность	18 м

Далее на высоте 1030 м аналогичный базальт.

Общая мощность непрерывного разреза подсвиты – более 250 м.

Верхнехоннамакитская подсвита.

Верхнехоннамакитская подсвита (до 180 м) распространена на северо-западе Тунгусской синеклизы, в районе озер Лама–Кета, образует локальные участки, слагающие верхи разреза. Согласно залегает на нижнехоннамакитских образованиях. Граница проводится по подошве мощного, до 25–30 м, хорошо выдержанного по простиранию покрова базальтов с грубой столбчатой отдельностью. Базальт, слагающий покров мелкозернистый с редкими порфировыми вкрапленниками плагиоклаза. Выше залегают порфировые пойкилоофитовые и афировые базальты. Минералогический состав пород пачки аналогичен описанному в нижней пачке.

4.2.9. Хараелахская и неракарская свиты

Хараелахская и неракарская свиты продолжают разрез Путоранского горизонта в Норильском районе. Породы этого уровня также содержат очень мало палеонтологических определений, в силу их труднодоступности и ограниченного ареала. В перспективе возможно выделение самостоятельного биостратиграфического горизонта, палеонтологическую характеристику которого предлагается получить из туфолавовых частей разреза в кровле хараелахской свиты. В основании лежит достаточно надежный и бесспорный маркирующий горизонт, получивший название «ягтальского». В средней части неракарской свиты выделяют ямбуканский маркирующий горизонт, который, однако, отсутствует в поле развития хараелахской свиты.

4.2.9.1. Хараелахская свита

Хараелахская свита выделена в 1960 г. В. С. Голубковым и Д. А. Додиним со стратотипом на р. Мокулай в юго-западной части Хараелахской мульды. Свита подразделяется на нижнехараелахскую и верхнехараелахскую подсвиты, в каждой из которых выделяются нижняя и верхняя пачки.

В подошве свиты повсеместно залегает мощный покров, состоящий из 1–3 потоков. Он везде залегает на мощном (до 17 м) горизонте туфогенных пород в кровле мокулаевской свиты. Этот покров имеет хорошо выраженную столбчатую отдельность и весьма характерную крупноолигогломеропорфировую структуру, обусловленную редкими, но крупными 7–15 мм, редко до 25 мм, сростками плагиоклаза в тонкозернистой структуре основной массы. Данный покров с некоторой долей условности может быть сопоставлен с ягтальским маркирующим покровом в основании неракарской свиты. Верхняя граница свиты проводится по кровле хорошо выдержанного в пределах Хараелахской и Иконской мульды горизонта туфогенных пород, на котором согласно залегают гломеропорфировые базальты кумгинской свиты.

Хараелахская свита вскрыта многочисленными скважинами и изучена маршрутными разрезами по естественным обнажениям. Породы свиты распространены в бортах Хараелахской и Иконской мульды, а также в апикальной зоне Тальминской антиклинали. В Вологочанской и Норильской мульдах свита эродирована. Далее на восток в Большеавамской впадине свита представлена лишь своей нижней частью, и ей логичнее было бы

вернуть название неракарской. К югу в Ламско-Хантайской впадине и далее распространена неракарская свита, аналогичная по составу хараелахской, но имеющая другие принципы расчленения.

Мощность свиты варьирует от 500 до 610 м, минимальные значения характерны для северо-запада Иконской мульды и Тальминского поднятия.

Распределение литологических и структурных разновидностей пород в хараелахской свите аналогично строению мокулаевской свиты. Здесь также для трех нижних пачек свиты характерен существенно лавовый тип разреза, а для верхней туфолавовый, но более ярко выраженный. Для нижнехараелахской подсвиты, так же, как и для нижнемокулаевской, типичны базальты порфировой группы. Но более широкое участие в строении верхней пачки верхнехараелахской подсвиты туфогенных пород, а также более широкий спектр структурных особенностей базальтов в этой пачке позволяет говорить о сходстве строения этой части разреза со строением моронговской свиты и предполагать для них сходные фациальные условия образования.

В строении разреза свиты принимают участие базальты порфировой и афировой структурных групп, а также туфогенные породы. Базальты порфировой группы развиты преимущественно в нижней части свиты. Афировые разновидности базальтов преобладают в средней части, в верхней части свиты афировые и порфировые базальты присутствуют в равных долях. Туфогенные породы характерны для верхней пачки верхнехараелахской подсвиты, хотя прерывистые горизонты отмечаются по всему разрезу.

Базальты порфировой группы имеют олигогломеропорфировую, гломеропорфировую, реже олигополифировую и олигопорфировую структуры, в основной массе наблюдаются: долеритовая, микродолеритовая, пойкилоофитовая, реже интерсертально-пойкилоофитовая и офитовая структуры. Вкрапленники и сростки представлены плагиоклазом (An_{50-70}) 0,5–10 %, клинопироксеном ед. з., основная масса: плагиоклазом (An_{40-65}) 40–55 %, клинопироксеном 10–40 %, оливином 1–7 %, замещенным и свежим стеклом 5–15 %, рудными 3–5 %, в мезостазице отмечаются тонкие иголки апатита до 0,5 %.

Базальты афировой группы имеют пойкилоофитовую, интерсертально-пойкилоофитовую, долеритовую, микродолеритовую и интерсертальную структуры. Породы сложены: плагиоклазом (An_{40-60}) 40–55 %, клинопироксеном 15–40 %, оливином 1–10 %, стеклом 5–20 %, рудными 3–5 %, в мезостазице апатит до 0,5 %.

Макроскопически базальты в массивной части имеют серый и темно-серый цвет, в зоне мандельштейнов и лавобрекчий серо-зеленый и кирпично-красный цвета. В миндалинах обычными минералами являются цеолиты, в меньшей степени развиты хлорит, кварц, кальцит, халцедон и апофиллит.

Туфогенные породы представлены, очевидно, тефроидами и собственно туфами. Тефроиды имеют преимущественно алевро-псаммитовую, реже псаммито-псефитовую структуру. Текстуры пород: ритмичнослоистая, слоистая, реже косослоистая и пизолитовая. Часто отмечается окатанность и округлость обломков. Цвет пород серо-бурый, кирпично-красный, серый, темно-серый, зеленовато-серый, в мощных прослоях первые две окраски наблюдаются в кровле. Породы содержат: пепловых частиц окатанной и неокатанной формы 30–50 %, кварца 0–5 %, плагиоклаза 0–0,5 %, клинопироксена 0–0,5 % обломки базальтов и долеритов 5–25 %, в цементе кальцит 50 %; цеолиты 3–30 %. Собственно туфы алевро-псаммитовую и алевритовую структуры, массивную или неяснослоистую текстуры. Отсутствует окатанность и округлость обломков, обломки имеют остроугольную, заливчатую и скорлуповатую форму. Цвет пород черный, темно-серый и зеленовато-серый. Породы содержат: пепловых частиц 60–90 %, обломков базальтов и долеритов 0–10 %, плагиоклаза до 1 %, клинопироксена до 1 %, в цементе кальцит 0–10 %, цеолиты 0–10 %.

По химическому составу все базальты хараелахской свиты принадлежат к нормальному ряду. Для свиты характерны весьма стабильные содержания породообразующих окислов и микроэлементов, не образующих контрастные значения, что сближает породы свиты с остальными базальтами недифференцированной серии, особенно мокулаевской свиты. Повышенное содержание окиси магния в двух пойкилоофитовых покровах нижней пачки верхнехараелахской подсвиты не сопровождается, однако, соответствующим содержанием хрома. Последнее отличает эти базальты от аналогичных по содержанию магния оливиновых базальтов гудчихинской и хаканчанской свит. В кровле свиты в олигогломеропорфиновых базальтах наблюдаются повышенные содержания меди, кобальта, ниобия. Пониженные – рублидия, что сближает эти породы с вышележащими базальтами кумгинской и самоедской свит. Для последних это, очевидно, связано с широким распространением в них рудопроявлений и точек минерализации медно-цеолитовой формации.

Нижнехараелахская подсвита.

Нижнехараелахская подсвита расчленяется на нижнюю и верхнюю пачки. Верхняя граница проводится по кровле верхнего гломеропорфирового потока в верхней пачке. Нижняя по подошве нижнего покрова олигогломеропорфиновых базальтов, залегающих на туфогенных породах в кровле мокулаевской свиты. Границей нижней–верхней пачек является подошва первого гломеропорфирового потока верхней пачки. Подсвита развита в пределах всего ареала распространения хараелахской свиты. Нижнехараелахские разрезы относятся к лавовому типу и сложены преимущественно крупноолигогломеропорфировыми, гломеропорфировыми, редко пойкилоофитовыми базальтами, очень редко наблюдаются маломощные прослои туфогенных пород. Мощность подсвиты в реальных разрезах изменяется от 48 м в южной части Тальминской антиклинали до 130 м в Хараелахской и до 210 м в Иконской мульдах.

Нижняя пачка представлена базальтами с крупноолигогломеропорфировой, реже с порфировой, олигопорфировой и пойкилоофитовой структурой. Структура первых обусловлена редкими, но крупными до 7–15 мм, (редко до 25 мм) сростками плагиоклаза. Иногда в сростках наблюдается клинопироксен, что позволяет определять здесь и олигополифировую структуру. В основной массе эти базальты имеют преимущественно долеритовую и микродолеритовую структуру, но в центре наиболее мощных потоков обычно присутствует линза мощностью до 5 м с пойкилоофитовой структурой основной массы. В верховьях р. Кумга массивные зоны с пойкилоофитовой структурой основной массы слагают уже около половины мощности потоков, здесь же наблюдается максимальная мощность нижней пачки. Базальты с олигогломеропорфировой структурой, очевидно, образуют мощный покров, состоящий из 1–3 потоков, с хорошо выраженной столбчатой отдельностью. Прочие разновидности базальтов в нижней пачке развиты фрагментарно и не выдержаны по простиранию. Мощность пачки в Хараелахской мульде варьирует от 32 до 110 м, в Иконской – от 75 до 120 м. Минимальная мощность в 32 м зафиксирована для разрезов в южной части Тальминской антиклинали.

Верхняя пачка представлена базальтами с гломеропорфировой структурой, в основной массе структура пойкилоофитовая, офитовая и долеритовая. Пачка состоит из 1–4 потоков. Мощность пачки в Хараелахской мульде варьирует от 5 до 40 м, в Иконской – от 30 до 92 м, т. е. наблюдается отчетливая тенденция к выклиниванию пачки с востока на запад.

Наиболее детально разрез нижнехараелахской подсвиты изучался нами по керну скв. СД-24 в интервале 468,6–560,6 м, здесь снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура крупноолигогломеропорфировая и олигопорфировая, в основной массе долеритовая и офитовая. В центре потока отмечается пойкилоофитовая структура с горошчатостью до 2 мм на участке мощностью 4,3 м. Контакт с нижележащими тефроидами мокулаевской свиты резкий, субгоризонтальный..... 43,1 м

2. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая и микро-долеритовая, в целом аналогичен предыдущему	19,3 м
3. Базальт, структура олигопорфировая, в основной массе микродолеритовая. В кровле наблюдается бурая окраска в лавобрекчии	10,2 м
4. Базальт миндалекаменный	6,3 м
5. Базальт, структура пойкилоофитовая	6,2 м

Здесь проводится граница нижней–верхней пачек, мощность нижней пачки по данному разрезу составляет 85,1 м, далее идет описание верхней пачки нижнехараелахской подсвиты.

6. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе офитовая	6,9 м
--	-------

Здесь заканчивается разрез нижнехараелахской подсвиты, мощность верхней пачки по данному разрезу составила 6,9 м, общая мощность подсвиты – 92,0 м.

Верхнехараелахская подсвита.

Верхнехараелахская подсвита расчленяется на нижнюю и верхнюю пачки. Нижняя граница проводится по подошве пойкилоофитовых или афировых базальтов, залегающих повсеместно на гломеропорфировых базальтах верхней пачки нижнехараелахской подсвиты. Верхняя по кровле последнего горизонта туфогенных пород в верхней пачке, на котором залегают гломеропорфировые базальты кумгинской свиты. Границей нижней–верхней пачек является подошва туфогенного горизонта, приблизительно в средней части подсвиты, на котором залегают гломеропорфировые, олигогломеропорфировые, реже афировые или пойкилоофитовые базальты в подошве верхней пачки. Данный горизонт отделяет существенно лавовый, с подчиненным количеством туфогенных пород разрез нижней пачки от туфолавого разреза верхней пачки. Мощность подсвиты в реальных разрезах изменяется от 480 м в Хараелахской мульде и до 330 м в Иконской.

Нижняя пачка представлена в основном базальтами с афировой и пойкилоофитовой структурой, в центральной части пачки иногда встречается один поток с гломеропорфировой или олигогломеропорфировой структурой, здесь же отмечается один хорошо выдержанный и 1–2 плохо выдержанных горизонта туфогенных пород. В скв. СГ-32 общее их количество увеличивается до 5. В верховьях р. Верхняя Таловая в левом борту, в кровле туфогенного горизонта наблюдалась линза хемогенных известняков мощностью до 1 м. Мощность пачки в Хараелахской мульде варьирует от 180 до 230 м, в Иконской – от 150 до 235 м.

Верхняя пачка представлена базальтами афировой и порфировой структурных групп, которые встречаются в разрезах приблизительно в разных количествах, а также многочисленными горизонтами алевро-псаммитовых туфогенных пород, которые подстилают почти каждый поток базальтов. В нижней части пачки обычно залегают гломеропорфировые и олигогломеропорфировые базальты, в средней афировые и пойкилоофитовые, в верхней олигогломеропорфировые с пойкилоофитовой, реже долеритовой структурой основной массы. Мощность пачки в Хараелахской мульде варьирует от 200 до 295 м, в Иконской – от 135 до 220 м, то есть наблюдается отчетливая тенденция уменьшения мощности на северо-восток.

Наиболее детально разрез верхнехараелахской подсвиты изучался нами по керну скв. СД-24 в интервале 31,0–468,6 м, здесь снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура пойкилоофитовая	4,2 м
2. Базальт, аналогичный предыдущему	3,8 м
3. Базальт, аналогичный предыдущему	3,8 м

4. Туф алевритовый черного цвета.....	0,1 м
5. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	3,1 м
6. Туф алевритовый черного цвета.....	0,3 м
7. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, в кровле на глубину 2,5 м лавобрекчия окрашена в бурый цвет.....	17,0 м
8. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, в кровле на глубину 1,0 м лавобрекчия окрашена в бурый цвет.....	33,3 м
9. Базальт, структура пойкилоофитовая, в кровле на глубину 1,5 м миндалекаменная зона окрашена в бурый цвет.....	16,3 м
10. Базальт, структура пойкилоофитовая, в кровле на глубину 3,6 м лавобрекчия окрашена в бурый цвет.....	16,0 м
11. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, цвет по всему интервалу серо-бурый.....	4,1 м
12. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	21,9 м
13. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура ритмичнослоистая, цвет в кровле кирпично-красный, в подошве бурый.....	4,9 м
14. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе офитовая.....	14,4 м
15. Базальт миндалекаменный, структура микродолеритовая.....	7,8 м
16. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая, в кровле на глубину 1,5 м кирпично-красная окраска в миндалекаменной зоне.....	14,1 м
17. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	19,2 м
18. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	13,0 м

Здесь проводится граница нижней–верхней пачек, мощность нижней пачки по данному разрезу составляет 196,3 м, далее продолжается разрез верхней пачки.

19. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура ритмичнослоистая, цвет в кровле кирпично-красный, в подошве серо-бурый.....	4,6 м
20. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая, участки микродолеритовая.....	13,7 м
21. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстуры: массивная, ритмичнослоистая, кослоистая и пятнистая. Цвет черно-бурый.....	13,8 м
22. Базальт, структура олигопорфировая, в основной массе долеритовая, верхние 13,5 м интенсивно трещиноватые, контакт с вышележащим пойкилоофитовым базальтом, очевидно, по трещине.....	33,4 м
23. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	23,8 м
24. Базальт, структура пойкилоофитовая, в кровле интерсертальная.....	17,3 м
25. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	4,8 м
26. Туф, структура алевро-псаммитовая, псевдослоистый, черного и серо-зеленого цвета.....	4,7 м
27. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	5,7 м
28. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	7,2 м
29. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	1,8 м
30. Туф, структура алевритовая черного цвета.....	0,4 м
31. Базальт миндалекаменный.....	0,9 м
32. Туф, структура алевро-псаммитовая, текстура массивная и неяснослоистая, участками пизолитовая, цвет темно-серый до буро-серого.....	7,7 м
33. Базальт, структура микропойкилоофитовая.....	9,3 м
34. Базальт, структура микродолеритовая.....	11,2 м
35. Базальт, структура микропойкилоофитовая.....	9,1 м
36. Тефроид, структура псефито-псаммитовая, текстура ритмичнослоистая, обломки размером до 1 см хорошо окатаны. В кровле на глубину 2,6 м кирпично-красная окраска, ниже темно-серая.....	10,9 м
37. Базальт, структура микропойкилоофитовая.....	5,3 м
38. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура массивная, участками слоистая, цвет породы черно-бурый.....	3,1 м
39. Базальт, структура пойкилоофитовая.....	8,5 м

40. Базальт миндалекаменный	3,3 м
41. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, текстура ритмичнослоистая, цвет в кровле кирпично-красный на глубину 3,5 м, ниже черно-бурый	9,8 м
42. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе офитовая	21,0 м

Здесь заканчивается разрез верхней пачки, вскрытый скв. СД-24, неполная мощность пачки составляет 231,6 м. До подошвы кумгинской свиты не хватает еще около 50 м. В смежных разрезах эту часть слагают один-два потока олигогломеропорфировых базальтов с пойкилоофитовой структурой основной массы, подстилаемых и перекрытых горизонтами тефроидных пород.

Разрез в Хараелахской мульде не содержит определенных палеонтологических остатков. Однако к востоку в Иконской мульде автором из туфогенных горизонтов были отобраны пробы, в одной из которых В. В. Круговых были получены следующие данные. В силу важности вопроса о границе нижнего–среднего триаса приведем эти данные полностью.

Спорово-пыльцевой спектр был изучен из туфогенно-осадочных отложений, относимых к верхней пачке верхней подсвиты хараелахской свиты.

Точка наблюдения 119 – 4. Споры: *Stereisporites* sp. – 1 з., *Neoraistrickia taylori*. – 3 з., *Osmundacidites* sp. – 1 з., *Sphenotriletes* sp. – 2 з., *Polypodiasporites* cf. *ipswichiensis* Pl. et Detm. – 1 з., *Punctatisporites walcomi* de Jers. – 1 з., cf. *Taurocusporites morbeyi* Or1. – Zw. – 2 з., *Gnetaceapollenites* sp. – 3 з., cf. *Hexasaccites mulleri* – 2 з. Всего 16 зерен. Отмечались обрывки микрофитофоссилий.

Присутствие миоспор *Polypodiasporites* cf. *ipswichiensis*, *Taurocusporites morbeyi*, *Hexasaccites mulleri* позволяет отнести вмещающие их отложения к анизийскому ярусу среднего триаса.

4.2.9.2. Неракарская свита

Неракарская свита (T_{1nr}) выделена в 1956 г. А. А. Межвилком в верхнем течении р. Курейка. Базальты свиты залегают согласно на мощном горизонте тефроидов в кровле хоннамакитской свиты. Образована покровами афировых, реже плагиофировых, базальтов и прослоями пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. Свита бронирует водораздельные вершины к востоку от озер Лама, Глубокое, Кета, Хаканча. Неракарская свита подразделяется на две подсвиты.

Нижненеракарская подсвита сложена одним–тремя покровами афировых базальтов с микродолеритовой структурой. Покровы мощностью по 10–90 м разделены иногда слоем тефроидов мощностью 1–6 м. Выше залегает 2–8 покровов афировых, редко порфировых базальтов с пойкилоофитовой структурой. Мощность нижненеракарской подсвиты в Ламско-Хантайской впадине составляет 110–160 м (Иванова, 1972).

Верхненеракарская подсвита состоит из 15–22 покровов афировых, реже порфировых базальтов с микродолеритовой и пойкилоофитовой структурами основной массы. В основании – туфогенный горизонт. Мощность покровов базальтов 10–60 м с 2–5 слоями туфогенных пород мощностью от 3 до 6 м. Мощность подсвиты не превышает 400 м. Общая мощность свиты – 510–560 м.

4.2.10. Кумгинская свита

Кумгинская свита выделена в 1962 г. В. А. Марковским и Е. И. Ленкиным в долине р. Кумга. Свита представлена монотонной пачкой гломеропорфировых базальтов, без участия туфогенных пород. Для нее характерен лавовый тип разреза. Нижняя граница свиты

проводится по подошве первого гломеропорфирового базальта, повсеместно согласно залегающего на туфогенных породах хараелахской свиты. Верхняя, по кровле последнего потока гломеропорфировых базальтов, на котором согласно залегают афировые, пойкилоофитовые, олигопорфировые, олигогломеропорфировые базальты или туфогенные породы самоедской свиты.

В Хараелахской мульде базальты свиты на неполную мощность вскрыты рядом скважин и изучены многочисленными маршрутными разрезами. Разрезы, как правило, хорошо обнажены и образуют хорошо дешифрируемый скальный или курумный уступ, резко отличающийся от более пологих склонов, сложенных базальтами и тефроидами в кровле хараелахской свиты. Породы свиты слагают юго-восточные и северо-западные крылья Хараелахской и Иконской мульд, а также апикальную часть Тальминской антиклинали, в зоне которой в междуречье рек Тальми и Мастах-Хала они обнажены на большой площади.

Мощность свиты на всей площади хорошо выдержана по простирацию и варьирует в полных разрезах от 170 до 190 м. Точное количество потоков в разрезе установить довольно трудно, так как маломощные потоки все же обнажены слабее и в естественных разрезах не фиксируются, по данным скважин СД-9; 10; 19, их не менее восьми в нижней половине разреза, что подтверждается и данными маршрутных разрезов.

Макроскопически базальты в массивной части имеют темно-серый, а в зоне мандельштейнов и лавобрекчий зеленовато-серый или бурый цвета. В миндалинах верхней миндалекаменной зоны широко развиты кварц, кальцит, темно-серый до черного халцедон, черно-белые агаты, цеолиты, редко самородная медь. В зонах тектонических трещин часто наблюдались миндалины до 1 м в поперечнике, быстро исчезающие вкост простираения от трещин, но обычно их размер не превышает 3–5 см. В нижней миндалекаменной зоне первого потока кумгинской свиты, в пределах Мастах-Халинской вулканоструктуры повсеместно отмечается густая вкрапленность самородной меди, куприта, тенорита, малахита и самородного серебра, но мощность рудной зоны никогда не превышала 10 см.

Базальты кумгинской свиты имеют гломеропорфировую структуру, обусловленную многочисленными сростками плагиоклаза (An_{55-70}) 10–20 %. В основной массе структура преимущественно долеритовая с участками интерсертальной, в мощных потоках мелкопойкилоофитовая и интерсертально-пойкилоофитовая с горошчатостью до 1 мм. Основная масса содержит: плагиоклаза (An_{45-60}) 40–50 %, клинопироксена 10–30 %, оливина 3–5 %, участками свежее стекло 5–20 %, рудные 3–5 %, тонкие призмы апатита до 0,5 %.

По химическому составу породы свиты принадлежат к нормальному ряду. Содержания основных породообразующих окислов не создают экстремальных значений, что сближает эти базальты с остальными базальтами недифференцированной серии, особенно хараелахской и самоедской свит. Однако по содержанию микроэлементов породы кумгинской свиты отличаются от нижележащих базальтов моронговской, мокулаевской и хараелахской свит повышенным содержанием меди, кобальта, ниобия и пониженным содержанием рубидия, что сближает эти породы с базальтами самоедской свиты и, очевидно, связано парагенетически с широким развитием в них точек минерализации и рудопроявлений медно-цеолитовой формации. Наиболее детально разрез свиты изучался нами по маршруту т.н. 2080–2095 в правом борту р. Дьанга, на высоте 637,4, тригопункт «Междуречный». Здесь снизу вверх обнажаются.

1. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая. У подножия уступа многочисленные высыпки кирпично-красных алевро-псаммитовых тефроидов хараелахской свиты 28,0 м
2. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая 30,0 м
3. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая 6,0 м

4. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	33,0 м
5. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая с участками интерсертальной.....	10,0 м
6. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	32,0 м
7. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	16,0 м
8. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	15,0 м

Выше залегают олигопорфировые базальты самоедской свиты. Мощность кумгинской свиты по данному разрезу составляет 170 м. Палеонтологических остатков в базальтах кумгинской свиты не обнаружено. В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой свита отнесена к паторанскому горизонту.

4.2.11. Самоедская свита

Самоедская свита выделена в 1962 г. Д. А. Додиним в бассейне р. Самоедская Речка. На площади работ породы свиты слагают центральные зоны Хараелахской и Иконской мульды, образуя два ареала, в пределах которых они выходят на дневную поверхность, но на больших участках перекрыты маломощным чехлом четвертичных образований. Поэтому разрез свиты изучался нами по многочисленным фрагментам, полученным в результате довольно густой сети маршрутных наблюдений. Бурением трех картировочных скважин не удалось вскрыть подразделения свиты на полную мощность, но они подтвердили данные маршрутных исследований.

Нижняя граница свиты проводится по подошве афировых, пойкилоофитовых, олигопорфировых, олигогломеропорфировых базальтов или туфогенных пород, согласно залегающих на гломеропорфировых базальтах кумгинской свиты. Верхняя граница эродирована, поэтому полная мощность верхней пачки и свиты в целом неизвестна. В Хараелахской мульде зафиксирована мощность свиты в 700 м, и наиболее полный ее разрез – в Иконской. Мощность по изученным разрезам – более 487 м, что объясняется эрозионным срезом верхней пачки.

Свита подразделяется на три пачки. Сложена в основном базальтами порфировой и афировой структурных групп, а также многочисленными прерывистыми и хорошо выдержанными по простиранию горизонтами туфогенных пород. Последнее определяет туфолоавовый тип разреза средней пачки, что сближает ее с аналогичными по строению разрезами моронговской свиты и верхней пачки верхнехараелахской подсвиты. Порфировые и афировые разновидности приблизительно в равных долях встречаются в нижней и средней пачках. В подошве, центральной части и кровле средней пачки нами выделено шесть, хорошо выдержанных по простиранию в обоих ареалах распространения самоедской свиты, горизонтов туфогенных пород, которым мы придаем маркирующее значение. Структурные разновидности базальтов относительно этих маркирующих горизонтов не выдержаны по простиранию, что позволило нам предполагать, во-первых, существенно потоковый, а не покровный характер излияний, во-вторых, автономное их образование в ареалах Хараелахской и Иконской мульды. Причем соответствующие участки разрезов в этих зонах сложены базальтами различных структурных групп. Для верхней пачки характерны афировые разновидности, реже встречаются олигогломеропорфировые и гломеропорфировые базальты, туфогенные породы в составе пачки отсутствуют, что определяет лавовый тип разреза этой пачки самоедской свиты.

Макроскопически базальты в массивной части имеют темно-серый или зеленовато-серый, а в зоне мандельштейнов и лавобрекчий зеленовато-серый или бурый цвет. Мало-

мощные туфогенные горизонты, как правило, на всю мощность имеют кирпично-красный или бурый цвет, более мощные такую окраску имеют лишь в кровле, в подошве же обычно наблюдается первичная серая, темно-серая или зеленовато-серая окраска. В миндалинах базальтов порфировой группы широко развит кварц, кальцит, серо-белые агаты и серый халцедон, реже встречаются цеолиты, хлорит, апофиллит. В миндалинах базальтов афировой группы кварц и его разновидности редки, преобладают цеолиты, хлорит, кальцит.

Базальты порфировой группы имеют порфировую, олигопорфировую, гломеропорфиловую, иногда крупногломеропорфиловую, олигогломеропорфиловую и крупноолигогломеропорфиловую структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом (An_{55-70}) и его сростками, их количество варьирует от 0,1–0,5 % в олигофировых разновидностях до 3–10 % и даже до 30 % в гломеропорфировых. Размер сростков обычно до 5 мм, реже до 10 мм, очень редко до 30 мм. В основной массе структуры варьируют от макроскопически тонкозернистой, объединяющей интерсертальную, долеритовую, офитовую структуры до пойкилоофитовой, объединяющей микропойкилоофитовую, интерсертально-пойкилоофитовую и пойкилоофитовую структуры. Состав основной массы: плагиоклаз (An_{45-60}) 35–55 %, клинопироксен 5–40 %, оливин 0–7 %, стекло, частично замещенное палагонитом 3–25 %, рудные (3–5 %), в мезостазисе – тонкие призмы апатита.

Базальты афировой группы имеют долеритовую, офитовую, интерсертально-пойкилоофитовую и пойкилоофитовую структуры, которые наблюдаются часто совместно в одном потоке, отражая динамику его остывания и движения. Собственно афировые разновидности характерны для подошвы и кровли потоков, пойкилоофитовые для центральных частей. Нередко наблюдаются их полосчатые и турбулентные соотношения. Базальты содержат: плагиоклаз (An_{45-65}) 40–55 %, клинопироксен 10–45 %, оливин 3–10 %, стекло участками свежее 5–30 %, рудные 3–5 %, в мезостазисе – тонкие призмы апатита.

Туфогенные породы в основном, очевидно, представлены тефроидами, для них характерна алевро-псаммитовая, редко псефитовая структуры, ритмичнослоистая и слоистая текстуры, плитчатая и мелкоплитчатая отдельность. Состав пород: полуокатанных и неокатанных обломков кварца 1–10 %, обломков базальтов и долеритов 5–30 %, пепловых частиц 10–50 %, пелитового материала 10–30 %, в цементе кальцит 3–20 %, цеолиты 1–10 %.

По химическому составу породы самоедской свиты принадлежат к нормальному ряду. Содержания основных породообразующих окислов не создают, как правило, экстремальных значений, что сближает эти базальты с остальными базальтами недифференцированной серии. Однако медленно растущее после надеждинского минимума содержание окиси титана здесь достигает значения 1,64 %, для отдельных покровов отмечено содержание окиси магния более 8 %. Повышенные содержания меди, кобальта, ниобия и пониженное содержание рубидия, характерные для кумгинской свиты, сохраняются и для базальтов самоедской свиты. Это позволяет говорить о различии нижней части недифференцированной серии (моронговская–хараелахская свиты) от верхней (кумгинская–самоедская свиты). Кроме того, стойкая тенденция к росту содержания окиси титана объясняет повышенное его содержание в интрузиях далдыканского комплекса, несмотря на то, что эффузивные его аналоги неизвестны.

Нижняя пачка представлена в нижней части афировыми или пойкилоофитовыми базальтами, с редкими потоками гломеропорфировых и олигопорфировых, в верхней части олигогломеропорфировыми с тонкозернистой или пойкилоофитовой структурой основной массы. По всему разрезу отмечаются прерывистые горизонты туфогенных пород алевро-псаммитовой структуры. Мощность пачки в Хараелахской мульде 120–60 м, с явной тенденцией к уменьшению в сторону Тальминской антиклинали, в Иконской мульде – около 100 м.

Средняя пачка представлена в нижней части преимущественно гломеропорфировыми и олигогломеропорфировыми базальтами с тонкозернистой и пойкилоофитовой структурой основной массы, в верхней части пойкилоофитовыми, афировыми и олигогломеропорфировыми базальтами с тонкозернистой и пойкилоофитовой структурой основной массы. В основании, центральной части и кровле пачки шесть, хорошо выдержанных на всей площади горизонтов туфогенных пород алевро-псаммитовой структуры. Этим горизонтам мы придаем маркирующее значение. Части разрезов между одномерными маркерами в разных ареалах сложены базальтами различных структурных групп, что позволило отнести их в разные структурно-фациальные зоны. Граница нижней–средней пачек проводится по подошве первого маркирующего горизонта тефроидов, на котором залегает гломеропорфировый или олигогломеропорфировый базальт. Граница средней–верхней пачек проводится по кровле шестого, (последнего) горизонта тефроидов, на котором залегает гломеропорфировый или олигогломеропорфировый покров базальтов в подошве верхней пачки. Границы отделяют существенно лавовые типы разрезов нижней и верхней пачек от туфолавого разреза средней пачки. Мощность пачки в Хараелахской мульде – около 320 м, в Иконской – около 250 м.

Верхняя пачка представлена преимущественно пойкилоофитовыми и афировыми базальтами, лишь в подошве и в верхней части отмечается один-два покрова гломеропорфировых или олигогломеропорфировых базальтов с тонкозернистой или пойкилоофитовой структурой основной массы. Горизонты туфогенных пород отсутствуют. Мощность пачки в Хараелахской мульде – до 260 м, в Иконской она отсутствует.

Наиболее детально в Хараелахской мульде разрез свиты изучался нами в левом и правом бортах р. Верхняя Таловая, т.н. 2111–2112; 2028–2035, по разрезу т.н. 2111–2112, на гломеропорфировых базальтах кумгинской свиты снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура долеритовая.....	15 м
2. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая.....	26 м
3. Базальт, структура олигопорфировая, в основной массе долеритовая.....	15 м
4. Базальт, структура долеритовая.....	30 м
5. Базальт, структура олигопорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая.....	18 м
6. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая.....	16 м

Здесь проводится граница нижней–средней пачек, мощность нижней пачки по этому разрезу составляет 120 м. Далее продолжается разрез средней пачки.

7. Тефرويد, структура алевро-псаммитовая, цвет в многочисленных высыпках кирпично-красный и коричневый (первый маркирующий туфогенный горизонт).....	7 м
8. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая.....	более 15 м

Здесь заканчивается разрез т.н. 2111–2112, продолжение разреза средней пачки нами изучалось по маршруту т.н. 2028–2035.

После задернованного ложка, образованного, очевидно, разломом, по которому сброшена подошва средней пачки до 3-го маркирующего горизонта включительно, далее продолжают.

1. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая с участками пойкилоофитовой.....	12 м
2. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая.....	20 м
3. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая.....	15 м
4. Базальт, структура крупноолигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая. Структура обусловлена редкими, но крупными до 18 × 30 мм сростками-шлирами плаггиоклаза.....	24 м

5. Тефроид алевро-псаммитовый коричневого и бурого цвета, образует редкие высыпки у подножия уступа (четвертый маркирующий горизонт).....	около 2 м
6. Базальт, структура долеритовая.....	22 м
7. Базальт, структура офитовая и интерсертально-пойкилоофитовая.....	18 м

Далее ложок, по которому проходит трасса Фокинско-Тангаралахского разлома, с амплитудой сброса около 50 м.

8. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	15 м
9. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	25 м
10. Задернованный участок, в котором в соседних маршрутах фиксировались высыпки тефроидов пятого маркирующего горизонта	12 м
11. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	13 м
12. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	17 м
13. Задернованный участок	18 м
14. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	15 м
15. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая	10 м
16. Задернованный участок	8 м
17. Тефроид алевро-псаммитовый кирпично-красного цвета	5 м

Здесь проводится граница средней и верхней пачек, неполная мощность средней пачки по данному разрезу составляет 251 м. Далее продолжается разрез верхней пачки.

18. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе долеритовая	12 м
19. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	4 м
20. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	4 м
21. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая	5 м
22. Базальт, структура долеритовая и пойкилоофитовая	23 м
23. Базальт, структура долеритовая и пойкилоофитовая	35 м
24. Базальт, структура долеритовая.....	10 м
25. Базальт, структура микропойкилоофитовая.....	10 м
26. Базальт, структура пойкилоофитовая	30 м
27. Задернованный участок	30 м
28. Базальт, структура долеритовая.....	10 м
29. Задернованный участок	18 м
30. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая и пойкилоофитовая	18 м
31. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая и пойкилоофитовая	15 м
32. Базальт, структура долеритовая и пойкилоофитовая.....	35 м

Здесь заканчивается наиболее полный из известных разрезов верхней пачки. Мощность его составляет 260 м. Логично было бы исключить из состава самоедской свиты эту монотонную верхнюю пачку, представленную разрезом лавового типа. Подобные разрезы характерны для начала нового цикла, а значит и нового стратиграфического подразделения, которое предлагается назвать «таловская толща». Данные отложения лишены палеонтологической характеристики, в связи с чем датировку толщи предлагается произвести методом магнитостратиграфии (Павлов, 2011), по факту наличия в них отрицательно намагниченных базальтов. Эти данные позволяют отнести таловскую толщу к границе раннего и среднего триаса и сопоставлять с интрузиями далдыканского комплекса, имеющими отрицательную намагниченность и сходную петрохимическую характеристику.

Наиболее представительный разрез самоедской свиты в Иконской мульде изучался нами в правом борту р. Няка, на склонах высоты с отметкой 535,0 в маршрутах т.н. 2317–2324; 2800–2806. Здесь на гломеропорфировых базальтах кумгинской свиты снизу вверх залегают.

1. Базальт, структура долеритовая.....	20 м
2. Базальт, структура пойкилоофитовая	20 м
3. Базальт, структура пойкилоофитовая	15 м
4. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая.....	25 м

Небольшой ложок, по которому проходит разлом с амплитудой около 20 м. Общая мощность нижней пачки здесь – около 100 м, что подтверждается данными по соседнему маршруту т.н. 1449–1454. Далее продолжается разрез средней пачки.

5. Тефроид, структура алевритовая, цвет кирпично-красный (первый маркирующий горизонт).....	более 3 м
6. Базальт, структура гломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая.....	10 м
7. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая.....	15 м
8. Тефроид, структура алевритовая, цвет кирпично-красный и бурый (второй маркирующий горизонт)	2 м
9. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая.....	18 м
10. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	20 м
11. Базальт, структура долеритовая и пойкилоофитовая.....	20 м
12. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая.....	15 м
13. Тефроид, структура алевритовая, цвет породы бурый (третий маркирующий горизонт).....	около 2 м
14. Базальт, структура долеритовая и пойкилоофитовая.....	27 м
15. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, цвет темно-серый и вишнево-красный (четвертый маркирующий горизонт)	около 5 м
16. Базальт, структура крупногломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая .	20 м
17. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе интерсертально-пойкилоофитовая.....	30 м
18. Тефроид, структура алевро-псаммитовая, цвет темно-серый (пятый маркирующий горизонт)	около 3 м
19. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе пойкилоофитовая....	20 м
20. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	10 м
21. Пачка маломощных миндалекаменных базальтов с интерсертально-пойкилоофитовой структурой.....	23 м
22. Базальт, структура интерсертально-пойкилоофитовая.....	7 м
23. Базальт, структура олигогломеропорфировая, в основной массе долеритовая	более 20 м

Здесь заканчивается разрез, общая мощность самоедской свиты по нему составляет 370 м.

Из тефроидов средней пачки в Иконской мульде В. В. Круговых был определен споро-пыльцевой спектр.

Точка наблюдения 125 – 8. Споры: *Dictyophyllidites mortoni* (de Jers.) P I. et Det m. – 2 з., *Aratrisporites* sp. – 3 з., *Nevesisporites* sp. – 1 з. Всего 6 зерен. Обрывки цист динофлагеллят, микрофитофоссилий шиповидного и аморфного типа.

В соответствии с принятой для Норильской группы листов опорной легендой свита отнесена к пугоранскому горизонту нижнего триаса, но по заключению В. В. Круговых присутствие миоспор *Dictyophyllidites mortoni* позволяет отнести вмещающие отложения к анизийскому ярусу среднего триаса.

5. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

В региональном плане территория Норильского района находится на стыке молодой Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, в зоне ее краевых структур с байкальским основанием. Тектоника Норильского района рассмотрена в работах ряда известных исследователей (Т. Н. Спижарский, Г. Д. Маслов, Н. С. Малич, Е. А. Басков, Ю. А. Косыгин, В. Е. Хаин, Ю. Г. Старицкий, В. С. Голубков, Н. М. Чернышев, В. А. Люлько, Б. М. Струнин и др.). Согласно общепринятым представлениям, тектонические формы, наблюдаемые в современном структурном плане, являются результатом длительного тектонического процесса, в течение которого последовательно преобразовывались структуры, возникшие на более ранних этапах тектонического развития. В пределах Норильского района выделяются три структурных этажа платформы (Спижарский, 1960, 1971; Краснов, 1966; Малич, 1974), что подтверждается данными глубинного сейсмического зондирования последних лет (Голубков, 1981; Верещагин, 1987). Нижний этаж образован кристаллическими породами архея и нижнего–среднего протерозоя. Средний этаж сложен дислоцированными, но слабо метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя (байкалиды), которые на востоке служат чехлом древней платформы, а на западе – складчатым основанием для более молодой платформы. Верхний этаж включает отложения венда–кайнозоя и рассматривается как чехол платформы с байкальским основанием.

5.1. Пликативные структуры

К структуре первого порядка на северо-западе Сибирской платформы относится Тунгусская синеклиза (ТС), северо-западная окраина которой располагается вдоль юго-восточной границы Норильского района (рис. 1.2, 5.1).

К структурам второго порядка относится Норильско-Дельканский прогиб (НДП), обрезающий его с севера более молодой Енисей-Хатангский прогиб (ЕХП) и смыкающийся с ним на северо-западе одновременный Ламско-Северореченский прогиб (ЛСРП), основанием которого является окраина Тунгусской синеклизы. Кроме того, к этому же рангу относятся ограничивающие НДП с юго-востока более древний Хантайско-Рыбнинский вал (ХРВ), а с запада и северо-запада Дудинский вал (ДВ).

К структурам третьего порядка на северо-Западе Сибирской платформы относятся впадины: Норильская (НВ), Хараелахская (ХВ), Ламско-Хантайская (ЛХВ) и разделяющие их куполовидные поднятия: Убойнинское (УКП), Пясинское (ПКП), Микчандинское (МКП), Каланское (ККП). Каждая впадина только на территории Норильского района включает в себя соответственно по две мульды: Норильскую и Вологочанскую, Хараелахскую и Иконскую, относящиеся к структурам четвертого порядка. Кроме того, к четвертому порядку относятся разделяющие их антиклинали, соответственно: Кайерканская, Тальминская.

На северной окраине Сибирской платформы в северо-восточной части НДП к структурам третьего порядка относятся нерасчлененные на мульды впадины: Большеавамская (БВ) и Дельканская (ДВ) и разделяющие их куполовидные поднятия: Кыстыктахское (КТП) и Боярское (БКП).

5.1.1. Норильско-Дельканский прогиб

Норильско-Дельканский авлакогеноподобный прогиб (НДП) (Атласов, Польшкин, 1969; Малич, 1975) располагается по диагонали в пределах Норильского района от юго-запада до северо-востока. НДП трассируется серией контрастных вулканических впадин и отделяется от центральной части Тунгусской синеклизы Аяно-Амбардахским валом (ААВ), а далее на юго-запад Хантайско-Рыбнинским валом (ХРВ) (рис. 5.1). С запада на восток в НДП выделяются Норильская (НВ), Хараелахская (ХВ), Большеавамская (БАВ) и Дельканская впадины (ДВ).

Западная треть НДП традиционно называется Норильско-Хараелахским прогибом. В нем выделяются структуры четвертого порядка (брахисинклинали): Норильская и Вологочанская, Хараелахская и Иконская мульды с разделяющими их соответственно Кайерканской и Тальминской антиклиналями. Пясинское куполовидное поднятие располагается в центре Норильско-Хараелахского прогиба и разделяет Норильскую и Хараелахскую впадины.

Норильско-Хараелахский прогиб можно считать главной рудоконтролирующей структурой Норильского района, так как в его пределах расположено 7 наиболее крупных из 9 рудных узлов. В целом можно сделать вывод о генерации в Норильско-Хараелахском прогибе максимально благоприятных внутренних условий для становления дифференцированных интрузий, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение.

В центральной части прогиба располагается не разделяющаяся на мульды единая Большеавамская впадина (БАВ). Кыстыктахское куполовидное поднятие (ККП) отделяет Большеавамскую впадину от Хараелахской впадины, а Боярское (БКП) от Дельканской впадины (рис. 5.1).

Норильско-Дельканский прогиб – структура, образованная в раннем триасе в результате вспышки траппового магматизма. В западной части прогиба платформу образуют более молодые байкалиты. В центральной части прогиб проходит через окраину Тунгусской синеклизы по древней платформе, а на востоке через Анабарскую антиклизу. Очевидно, что такое строение фундамента обусловило контрастную зональность магматизма в пределах НДП. На западе в Норильской и Хараелахской впадинах это существенно базальтовый магматизм нормального ряда, на востоке в Дельканской впадине существенно щелочно-ультраосновной, в центральной части в Большеавамской впадине магматизм имеет переходную форму. Причем в Каменском дайковом поясе, проходящем по длинной оси Большеавамской впадины, раздел проходит строго по центру. В западной половине развиты дайки долеритов нормального ряда, в восточной они редки, а преобладают трахидолериты, монцониты и меланефелиниты. Причиной этому является Аяклинский глубинный разлом, отделяющий Тунгусскую синеклизу от Анабарской антиклизы и являющийся продолжением Вилуйско-Котуйской зоны разломов (Басков, 1966). Он совпадает в плане с современной границей распространения туфолавоваы толщи в северо-восточном секторе ТС. Далее на северо-запад, он проходит по нижнему течению р. Аякли, еще далее сочленяется с Каменским дайковым поясом в месте расположения Каменского плутона. Немного севернее впадения р. Кыстыктах в р. Дудыпту Аяклинский разлом сочленяется с Имангдино-Летнинским разломом, отделяющим Тунгусскую синеклизу от молодой платформы с байкальским основанием

В НДП сильные различия наблюдаются также по типу магматизма. В Норильской и Хараелахской впадинах преобладает ареальный тип магматизма. В Большеавамской впадине трещинный в Каменском дайковом поясе и трещинно-центральный над Каменским плутоном. В Дельканской впадине центральный тип магматизма над Гулинским плутоном. Далее на юг по восточному фасу Анабарской антиклизы отмечались многочисленные массивы (Одихинча, Маган, Ыррас и др.), которые, очевидно, являются останцами вулканов центрального типа на различных уровнях эрозионного среза.

Убойнинское куполовидное поднятие

Убойнинское куполовидное поднятие (УКП), известное также как Верхне-Убойнинская брахиантиклинальная складка, имеет длину 18 км, ширину около 12 км. Ядро сложено карбонатными породами силура, крылья сульфатно-карбонатными отложениями девона. Углы падения пород изменяются от 5–6° до 15–20°. УКП располагается в осевой зоне Норильской впадины между Норильско-Хараелахским и Далдыканским разломами. В структуре НДП занимает положение аналогичное Пясинскому куполовидному поднятию, то есть ограничивает с юго-запада Норильскую впадину. Более того, к северо-восточному борту УКП приурочены все наиболее дифференцированные трапповые интрузии Фокинского рудного узла.

Норильская впадина

Норильская впадина (НВ) располагается на юго-западе НДП в поле образований верхнего структурного этажа, в строении которого выделяются три структурно-формационных яруса: ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и средне-поздне-мезозойский. Отложения ярусов резко отличаются формационным типом, сформировались в различных тектонических условиях и разделены региональными несогласиями.

Норильская впадина, как первая с юго-запада впадина в НДП, ограничена с запада и востока соответственно Дудинским и Хантайско-Рыбнинским валами. На северо-востоке она отделена от Хараелахской впадины поперечной структурой Пясинского куполовидного поднятия. На юго-западе выделяется аналогичное Убойнинское куполовидное поднятие. НВ состоит из двух мульд (Норильской и Вологочанской), разделенных поперечной Кайерканской антиклиналью.

Норильская и Вологочанская мульды (брахисинклинали) имеют типичное для подобных структур строение. Брахисинклинали имеют явно наложенный на более древние структуры характер. Норильская мульда имеет длину 110 км, ширину 60 км, максимальную глубину до кровли пород тунгусской серии – 1800–2000 м. Вологочанская мульда наименьшая из мульд имеет длину 70 км, ширину 50 км, глубину 1600–2000 м; угол падения пород в бортовых частях мульд 7–15°, реже 20°, а в центральных – углы выволаживаются почти до горизонтального залегания.

Вулкано-тектонические депрессии норильского типа образуются в результате синхронного прогибания земной коры. Прогибание происходит над областью выведенного из активизированной мантии на дневную поверхность магматического вещества в процессе ареального и трещинного магматизма. Северо-восточный и юго-западный сектора Вологочанской и Норильской мульд осложнены многочисленными скибовидными сбросами, образованными, очевидно, в результате такого прогибания. Наиболее крупными из них являются Кулгахтахский и Омненский грабены в Норильской мульде и Пясинский в Вологочанской.

Из всех известных в Норильском районе мульд Норильская и Вологочанская мульды эродированы наиболее сильно, лишь в центральных областях в качестве останцов сохранились низы мокулаевской свиты. Большая часть вулканогенных образований залегает на угленосно-терригенных отложениях Тунгусской серии, в бортах Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов, мощность этих отложений уменьшается и отмечается залегание лав и туфогенных отложений до гудчихинской свиты включительно на палеозойских сульфатно-карбонатных отложениях. В пределах же куполовидных поднятий лавы и туфы всегда подстилаются угленосными отложениями, это обстоятельство позволяет считать их элементом прогибов, а не валов.

Осевая зона Норильской мульды располагается между Далдыканским и Норильско-Хараелахским разломами, но вытянута вдоль последнего. К югу от центра мульды разлом

расщепляется на многочисленные более мелкие трещины, образующие структуру типа веера в юго-западном секторе мульды, ограниченном УКП.

Осевая зона Вологодчанской мульды располагается между Фокинско-Тангаралахским и Дьянги-Боганидским разломами, последний осложняется Пясинским разломом, образующим крутой борт в северо-восточном секторе.

Кайерканская антиклиналь разделяет Норильскую и Вологодчанскую мульды. Апикальная часть находится в междуречье верховьев р. Амбарная и низовьев р. Южный Ергалах, где обнажаются базальты надеждинской свиты. Амплитуда поднятия над Норильской и Вологодчанской мульдами составляет около 600 м, что позволяет отнести эту структуру к типичным «низким» антиклиналям. С северо-запада Кайерканская антиклиналь контролируется Фокинско-Тангаралахским разломом, а с юго-востока Далдыканским разломом. Антиклиналь разбита на многочисленные блоки второстепенными разломами, углы падения пород в которых имеют разную ориентировку.

Пясинское куполовидное поднятие

Пясинское куполовидное поднятие (ПКП) представляет собой типичную брахиантиклинальную складку длиной 38 км, шириной около 28 км. Ядро сложено карбонатными породами силура, крылья сульфатно-карбонатными отложениями девона. Амплитуда поднятия силурийских отложений по центру Хараелахской впадины составляет не менее 4000 м, что позволяет отнести эту структуру к типичным «высоким» валам. В отличие от «низких» антиклиналей типа Кайерканской и Тальминской, а также западной части Аяно-Амбардахского вала, амплитуда которых на порядок ниже. Отложения тунгусской серии и туфолавовой толщи от ивакинской до надеждинской свит включительно перекрывают антиклиналь без колебания мощностей. Углы падения пород изменяются от 1–3° в центре до 15–20° на крыльях. Такой резкий контраст в углах залегания обусловлен тем, что на первичную антиклиналь, размытую в предтунгусское время, наложены борта Норильской и Хараелахской впадин, начавших интенсивно проседать в постморонговское время. ПКП располагается в осевой зоне Норильской впадины между Норильско-Хараелахским и Фокинско-Тангаралахским разломами. В структуре НДП Пясинское куполовидное поднятие разделяет Норильскую и Хараелахскую впадины, располагаясь в центре Норильско-Хараелахского прогиба.

К ПКП приурочены все промышленные месторождения и наиболее крупные рудопроявления Норильского района. Фронтальные фации дифференцированных интрузий: Норильск-1, Норильск-2, Горстроевская, Зубовская, Вологодчанская, Нижнеталнахская, Хараелахская, Талнахская расположены в бортах ПКП, их тыловые слабодифференцированные фации, а значит и подводящие каналы, тяготеют к центральным областям мульды. Таким образом, в бортах ПКП располагались выводящие каналы дифференцированных рудоносных интрузивов, что позволяет уверенно выделять здесь крупную магмоактивную зону, известную ранее как Норильско-Талнахский вулкан (Иванов, 1971). Но вулкан не в классическом понимании этого слова (Налдретт, 2003) с вертикальной корневой системой непосредственно под субвулканической камерой, а со смещенной под мульды и рассеянной корневой системой, обусловленной спецификой ареального типа магматизма в Норильском районе.

Еще одним фактом, свидетельствующем об отсутствии вулкана центрального или трещинного типа в районе ПКП, является вскрытый многочисленными скважинами осадочный разрез от силура до рифея включительно, лишенный признаков метаморфизма и интрузивных тел. Это объясняется непроницаемостью или намного более низкой проницаемостью для базитовой магмы участков земной коры под валами типа ХРВ, антиклиналями типа Кайерканской и куполовидными поднятиями типа ПКП. В результате плавление

магмы в верхней мантии происходит в основном в прогибах под мульдами и впадинами с последующей компенсацией удаленной магмы в виде просядок.

В целом можно сделать вывод о наличии в Пясинском куполовидном поднятии внешних благоприятных условий, которые в сочетании с максимальным масштабом магматизма обусловили становление множества дифференцированных интрузивов, с уникальным по масштабам сульфидным Cu-Ni оруденением.

Хараелахская впадина

Хараелахская впадина состоит из двух мульд (Хараелахской и Иконской), разделенных поперечной Тальминской антиклиналью. Хараелахская впадина, так же как и Норильская, располагаются в поле образований верхнего структурного этажа. Хараелахская и Иконская мульды (брахисинклинали), так же как Норильская и Вологочанская, явно наложены на более древние структуры.

Для Хараелахской мульды характерны наиболее мощные (около 3600 м) разрезы туфолоавовой толщи, что уникально для всей трапповой провинции. Длина мульды 98 км, ширина 84 км. Для бортов мульды характерно центриклинальное падение пород. Осевая зона шириной 8–9 км контролируется с востока-юго-востока Норильско-Хараелахским, а с запада-северо-запада Фокинско-Тангаралахским разломами. Падение пород в осевой зоне субгоризонтальное, направленное к оси мульды. Замыкание мульды на северо-востоке в начале контролируется слиянием Норильско-Хараелахского разлома с Фокинско-Тангаралахским, а далее с Дьянги-Боганидским

Иконская мульда располагается в северо-восточной части Норильско-Хараелахского прогиба. Для мульды характерны менее мощные (около 3300 м) разрезы туфолоавовой толщи, что объясняется большей ее приподнятостью по отношению к Хараелахской мульде (приблизительно на 400 м). Длина мульды 96 км, ширина 70 км. Для юго-западного крыла мульды характерно южное падение пород (в верховьях р. Кумга), для северо-западного борта – юго-восточное. В осевой зоны шириной около 11 км наблюдаются пологие (1–3°) углы, направленные к оси мульды. Западный борт мульды контролируется Кумгинским разломом, северо-западный борт – северо-восточной оконечностью Фокинско-Тангаралахского и Иконским разломами, юго-восточный – Таловским и Нералахским разломами. Вдоль разломов развиты интенсивные сколовые нарушения более низкого порядка.

Тальминская антиклиналь разделяет Хараелахскую и Иконскую мульды в Хараелахской впадине. Апикальная часть находится в междуречье Мастах-Хала и Тальми, где на больших площадях обнажаются базальты кумгинской свиты. Амплитуда поднятия над Хараелахской и Иконской мульдами составляет около 800 м, что позволяет отнести эту структуру к типичным «низким» антиклиналям. Для Тальминской антиклинали характерны пониженные для некоторых свит мощности туфолоавовой толщи, с ее контурами приблизительно совпадает зона переходных разрезов вулканогенных образований. С запада Тальминская антиклиналь контролируется Норильско-Хараелахским разломом, а с востока Кумгинским разломом, по которым сброшены соответственно западный и восточный борты. Антиклиналь разбита на многочисленные блоки второстепенными разломами, углы падения пород в которых имеют разную ориентировку и нигде не бывают меньше 2°.

Кыстыктахское поднятие

Кыстыктахское поднятие (КТП) ограничивает в западном борту Иконскую мульду, а в восточном Большеавамскую впадину. КТП представляет собой типичную горстантиклинальную складку длиной 35 км, шириной (по изопаките 1400 м) составляет 10 км. Ядро сложено вулканитами мокулаевской свиты, крылья – хараелахской свиты. КТП сильно

осложнено Кыстыктахской зоной разломов и расположено западнее ее в верховьях рек Песцовая и Мастах-Сала. Породы северо-западного крыла падают под углом $3-5^\circ$, юго-восточного крыла – $1-1,5^\circ$. Шарнир полого погружается на северо-восток.

Амплитуда поднятия по мокулаевской свите относительно центра Иконской мульды составляет около 1200 м, то есть она в целом аналогична Тальминской антиклинали. Отложения тунгусской серии и туфолавоваы толщи от ивакинской до надеждинской свит включительно перекрывают антиклиналь без колебания мощностей. Углы падения пород изменяются от $1-3^\circ$ в центре до 10° на крыльях. К КТП приурочено непромышленное Арылахское месторождение самородной меди и слабодифференцированный Арылахский интрузив, что обусловило выделение здесь Арылахского рудного узла.

Большеавамская впадина

Большеавамская впадина (БАВ) располагается в центральной части НДП. От Хараелахской впадины БАВ отделена на западе Кыстыктахским поднятием, а от Дельканского прогиба на востоке Боярским куполовидным поднятием. От основной структуры Тунгусской синеклизы БАВ отделена с юга Аяно-Амбардахским валом, а северное ее крыло и центральная часть погребены под мезозойско-кайнозойскими осадками Енисейско-Хатангского прогиба.

Продольная протяженность впадины составляет около 250 км, поперечная – не менее 75 км, амплитуда прогибания по подошве моронговской свиты составляет около 1000 м. В современном эрозионном срезе Большеавамская впадина выполнена вулканогенными образованиями раннемезозойского структурного яруса, мощность которого в наиболее погруженной части впадины (район верховья р. Буричи) составляет более 1800 м. Залегание лавовых потоков на крыльях структуры очень пологое, почти горизонтальное, но по мере приближения к срединной части увеличивается до $2-3^\circ$.

В западной части БАВ проходит через северную окраину Тунгусской синеклизы по древней платформе, а на востоке через Анабарскую антиклизу. Очевидно, что такое строение фундамента обусловило контрастную зональность магматизма в пределах БАВ. В Каменском дайковом поясе, проходящем по длинной оси Большеавамской впадины, раздел проходит строго по центру. В западной половине развиты дайки далдыканского комплекса дифференцированные от кварцевых до троктолитовых габбродолеритов. В восточной части они редки, а преобладают трахидолериты, монцониты и меланефелиниты. Причиной этому является Аяклинский глубинный разлом, отделяющий Тунгусскую синеклизу от Анабарской антиклизы.

По размерам БАВ сопоставима с Норильской и Хараелахской впадинами вместе взятыми, но имеет менее контрастное строение (без мульды) и более высокий эрозионный срез. Тем не менее, и здесь в центре структуры по наличию многочисленных сигнальных даек и по геофизическим признакам выделяется крупная вулканоструктура, аналогичная Норильско-Талнахской по структурной позиции, а Гулинской по веществу. Ближе к срединной части структуры в гравитационном и магнитном полях отчетливо фиксируется изометричная геофизическая аномалия (отчасти уходящая в пределы Енисейско-Хатангского прогиба) площадью около 1200 км^2 . Аномалия интерпретируется как Каменский погребенный массив щелочно-ультраосновных пород. Правомерность такого предположения обуславливается наличием на сопредельной с востока площади широко известного по литературным источникам Гулинского щелочно-ультраосновного интрузивного массива. Последний занимает одинаковое с предполагаемым Каменским плутоном структурное положение в центральной части вулканической депрессии и весьма сходное отображение в геофизических полях, а также близкий, судя по сигнальным дайкам, вещественный состав и металлогеническую специализацию.

Боярское куполовидное поднятие

Боярское куполовидное поднятие (БКП) представляет собой относительно пологую положительную структуру, разделяющую Большеавамскую и Дельканскую впадины. Полный размер поднятия 50–100 км, амплитуда около 1000 м. Оно сформировано преимущественно пирокластическими образованиями правобоярской свиты и угленосными отложениями тунгусской серии и в современном эрозионном срезе очень полого погружается на север, где перекрыто мезозойско-кайнозойскими осадками южного борта Енисейско-Хатангского прогиба. Характерной особенностью Боярско-Романихинского поднятия является максимальная насыщенность слагающих его породных комплексов интрузиями катангского комплекса. В апикальной части его располагается Хунгтукунский интрузив размером 25 × 50 км, аналогичный в целом Джалтулинскому массиву. Массив дифференцирован до троктолитовых габбродолеритов, в которых отмечаются шпировидные выделения размером до 5 м, сложенные самородным железом с платиноидами. К юго-западному борту поднятия приурочена Ханарская дифференцированная интрузия с телом сплошных сульфидных Cu-Ni руд мощностью до 1 м.

Дельканская впадина

Дельканская впадина (ДВ) располагается в северо-восточной части НДП. От Большеавамской впадины ДВ отделена на юго-западе Боярским куполовидным поднятием. От основной структуры Анабарской антиклизы ДВ отделена с юго-востока Аяно-Амбардашским валом, а северо-западное ее крыло и центральная часть погребены под мезозойско-кайнозойскими отложениями Енисейско-Хатангского прогиба.

Продольная протяженность впадины составляет около 200 км, поперечная – не менее 50 км, амплитуда прогибания по вулканогенным отложениям составляет около 2500 м. В современном эрозионном срезе Дельканская впадина выполнена вулканогенными образованиями весьма специфического щелочно-ультраосновного состава, определившими неповторимый облик Маймеча-Котуйской провинции щелочно-ультраосновных пород. Залегание лавовых потоков на крыльях структуры характеризуется относительно крутым залеганием до 10–40°, осложненным многочисленными разрывными нарушениями с большой амплитудой до 100–300 м.

Тип магматизма центральный, типичный для проявлений триасового магматизма на территории Анабарской антиклизы. Причиной появления столь специфического магматизма является иной субстрат активизированной мантии под Анабарской антиклизой. Очевидно, что такое строение фундамента обусловило контрастную зональность магматизма в пределах НДП и вообще восточнее Аяклинского глубинного разлома, отделяющего Тунгусскую синеклизу от Анабарской антиклизы.

В Дельканской впадине видна тенденция сокращения с запада на восток мощностей разреза туфолоавовой толщи по всем свитам, замена лавовых типов разреза на туфолоавовые и туфогенно-осадочные. Кроме того, отмечается появление в разрезах ДВ, чуждых Норильскому району и Тунгусской синеклизе в целом анкармитов и других щелочно-ультраосновных пород.

Согласно опорной легенде, в Маймеча-Котуйском геологическом районе выделяются три свиты: правобоярская (верхняя пермь–нижний триас), арыджангская (ее фациальный аналог на одноименной площади), коготокская (нижний триас) и три толщи: тыванкитская и дельканская (нижний триас), маймечинская (нижний–средний триас). Вышележащие над коготокской свитой лавы и туфогенные породы щелочно-ультраосновной формации имеют весьма небольшие площади выходов со слабой обнаженностью, относительно крутым залеганием, осложненным многочисленными разрывными нарушениями с большой

амплитудой. Это не позволило четко наблюдать соотношения данных подразделений, а значит и картировать их в ранге свит. Соотношения этих локальных образований (более нигде не встреченных) послужило темой многочисленных дискуссий, приведших к неоправданному, по мнению автора, завышению общей мощности вулканогенных образований до 3500 м и более. Реальная же мощность едва ли превышает 2500 м. Это объясняется тем, что при изучении разрезов, разделенных разрывными нарушениями с большой амплитудой, их мощности просто сложили, то есть надставили друг на друга, а надо было сопоставить, учитывая фациальную зональность вокруг Гулинского массива, как центра излияний.

5.1.2. Енисейско-Хатангский прогиб

Енисейско-Хатангский прогиб наложен на северо-западный борт Дудинского вала, северную половину Авамской и северо-западную Дельканской впадины. В районе Хараелахской впадины ЕХП представлен своим юго-западным бортом, контролируемым Северо-Хараелахским разломом. По этому разлому породы сброшены с амплитудой более 300 м. В гравитационном поле характеризуется резкой ступенью, обусловленной выполнением прогиба рыхлыми отложениями малой плотности и большой мощности, в магнитном поле контур попадает в обширную область отрицательных аномалий. Прогиб в пределах выполнен рыхлыми и слаболитифицированными отложениями среднеюрского–поздне мелового и кайнозойского возраста. Их мощность, по данным скважин, пробуренных в районе северной оконечности Хараелахской мульды, достигает 800 м, по сейсмическим данным в центре прогиба их мощность составляет около 18 000 м.

В районе Большеавамской и Дельканской впадин прогиб расположен в северной части рассматриваемой территории и сформирован структурно-вещественными комплексами средне мезозойского–кайнозойского структурного этажа. Граница структуры проводится по южному контуру распространения юрско-меловых отложений. Соотношение последних с подстилающими вулканогенными образованиями верхних горизонтов платформенного чехла имеет вид трансгрессивного прилегания. С поверхности, в редких коренных выходах отложения среднего мезозоя–кайнозоя практически не дислоцированы и полого (1–5°) падают на север. В этом же направлении постепенно возрастает их мощность от 0 до 250 м. В геофизических полях граница прогиба и лавового плато практически не выражена. Это позволяет предполагать ее плавное, не осложненное разрывной тектоникой, погружение в глубь прогиба.

5.1.3. Дудинский вал

Дудинский вал ограничивает Норильскую и Хараелахскую впадину с северо-запада. Апикальная часть сложена палеозойскими отложениями, осложненными дизъюнктивными нарушениями и интродуцированными многочисленными силлами оганерского и пясинского комплексов. Ось вала в этой части имеет северо-западное простирание. Амплитуда поднятия над Норильской и Хараелахской впадинами составляет около 4000 м.

В юго-западной части вала под рыхлые отложения выходят сульфатно-карбонатные и угленосные отложения от кембрия до перми, в северо-западной части – от среднего девона до перми. В районе Хараелахской впадины строение северо-западного крыла вала неизвестно и перекрыто мощными юрско-меловыми и четвертичными отложениями, выполняющими Енисейско-Хатангский прогиб. Строение вала сильно осложняет также более молодой Северо-Хараелахский разлом, по которому с амплитудой около 300 м в Енисейско-Хатангский прогиб сброшена осевая часть и северо-западное крыло.

Границы Дудинского вала отчетливо вырисовываются по аэромагнитным данным. Ширина Дудинского вала 60–70 км. По условиям образования, возрасту и морфологическому строению Дудинский вал является идентичным Хантайско-Рыбнинскому валу, что подтверждается отсутствием на его восточном крыле отложений каларгонской свиты, значительным уменьшением мощности образований тунгусской серии с 400 м до 20 м и изменением – выклиниванием в сторону Дудинского вала свит туфолавоваы толщи.

5.1.4. Хантайско-Рыбнинский вал

Хантайско-Рыбнинский вал (ХРВ) ограничивает с запада Тунгусскую синеклизу. Располагается между Имангдино-Летнинским разломом, отделяющим Тунгусскую синеклизу от молодой платформы с байкальским основанием и Норильско-Хараелахским разломом, западный борт которого также характеризуется областью стабильного погружения в палеозое. Ширина вала изменяется от 90 км в районе западной оконечности оз. Лама до его выклинивания в районе р. Дудыпта. Максимальная амплитуда вала – около 5000 м. Углы падения пород в своде вала равны 3–5°, а на крыльях – 7–15°. В апикальной части вала в районе рек Хантайка и Рыбная под маломощные четвертичные отложения выходят обширные поля кембрийских пород, но далее на северо-восток ось вала погружается. Там под Хараелахской впадиной в зоне вала, по данным бурения, под угленосными отложениями позднего палеозоя залегают ниже-среднедевонские сульфатно-карбонатные отложения. А на участке северо-западного борта Иконской мульды появляются даже накохозская и североталнахская свиты верхнего девона. Таким образом, более молодые вулканогенные структуры наложены на ХРВ, скрывая его истинные размеры.

Хантайско-Рыбнинский вал можно считать главной рудоконтролирующей структурой Норильского района, так как к трассам Норильско-Хараелахского и Имангдино-Летнинского разломов, расположенных в его бортах, приурочено восемь из девяти рудных узлов. В целом можно сделать вывод о формировании ХРВ внешних благоприятных условий (структурных ловушек) для становления дифференцированных интрузий, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение. И даже в его восточном борту, где магматизм в целом был намного слабее, внешние благоприятные условия способствовали образованию дифференцированных интрузий, пусть даже и в меньшем разнообразии и масштабе.

5.1.5. Аяно-Амбардахский вал

По характеру отложений, выходящих на дневную поверхность, Аяно-Амбардахский вал делится на две части. В западной части он отделяет Большеавамскую впадину от прочих структур Тунгусской синеклизы. Видимая амплитуда вала в этой части составляет около 400 м, что позволяет отнести эту часть к типичным «низким» валам. Шарнир вала прослеживается в субширотном направлении вблизи южной рамки планшета, полого погружаясь на запад, последовательно затрагивая в этом направлении сначала нижние, а затем и верхние горизонты позднепалеозойско-раннемезозойского структурного яруса. Углы падения пород на крыльях структуры не превышают 1–1,5°. Северное ограничение вала в пределах БАВ, по данным сейсморазведки, совпадает с зоной структурообразующего разлома в нижних горизонтах платформенного чехла, ширина вала здесь составляет около 50 км. В восточной части за зоной Аяклинского глубинного разлома он образует контрастный структурный мыс, сложенный палеозойскими отложениями между туфолавовыми образованиями в Тунгусской синеклизе и Дельканской впадине. В магнитном поле Аяно-Амбардахский вал не выделяется, в гравитационном совпадает с областью наиболее низких значений.

5.1.6. Ламско-Северореченский прогиб

Ламско-Северореченский прогиб (ЛСРП) располагается в юго-восточном углу Норильского района и уходит далее на юг до р. Северная, где еще встречаются базальтовые покровы. С запада он ограничен Хантайско-Рыбнинским валом, с востока пологим Путоранским сводовым поднятием (ПСП), с севера в районе р. Микчанда он смыкается с Норильско-Дельканский прогибом, через относительно пологий Аяно-Амбардахский вал (рис. 5.1).

ЛСРП трассируется двумя слабоконтрастными вулканическими впадинами. С севера на юг выделяются Ламско-Хантайская (ЛХВ) и Курейско-Горбиачинская впадины (КГВ). Каланское куполовидное поднятие (ККП) располагается в центре ЛСРП и разделяет Ламско-Хантайскую и Курейско-Горбиачинскую впадины.

Основанием для ЛСРП служит западная окраина Тунгусской синеклизы. Такое строение фундамента обусловило сильное сходство в тектонике и магматизме между ЛСРП и западной частью Большеавамской впадины, где также широко развиты дайки трахидолеритов. В ЛСРП преобладает ареальный тип магматизма, аналогичный магматизму Норильско-Хараелахского прогиба, но отмечаются также рои даек далдыканского комплекса, что свидетельствует о трещинном типе магматизма, аналогичном магматизму БАВ.

Ламско-Хантайская впадина

Ламско-Хантайская впадина (ЛХВ) располагается в северной половине ЛСРП в поле образований верхнего структурного этажа, в строении которого выделяются три структурно-формационных яруса: ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и средне-позднемезозойский.

ЛХВ ограничена с запада и востока соответственно Хантайско-Рыбнинским валом и Путоранским сводовым поднятием. На севере она отделена от Хараелахской впадины поперечной структурой Аяно-Амбардахского вала. На юге Каланское куполовидное поднятие отделяет ее от Курейско-Горбиачинской впадины.

Ламско-Хантайская впадина имеет явно наложенный характер на более древнюю структуру Тунгусской синеклизы. ЛХВ имеет длину 150 км, ширину около 100 км, максимальную глубину, до кровли пород тунгусской серии не более 900 м, что вдвое меньше глубины прогибания в БАВ и в 4 раза меньше чем в ХВ. Угол падения пород в западном борту впадины достигает 7–12°, в восточном углу очень пологий, почти до горизонтального залегания.

Наиболее крупным дизъюнктивом в ЛХВ является Имангдино-Летнинский глубинный разлом, проходящий по осевой зоне впадины. Он же контролирует рудоносные интрузии Имангдинского рудного узла, приуроченного к центру впадины.

Разрез туфолаво-вой толщи в ЛХВ имеет значительное сходство с аналогичными разрезами Норильской и Хараелахской впадин. Однако мощности ивакинской, гудчихинской и надеждинской свит сильно сокращены. Мощность хаканчанской свиты увеличена в 10 раз – до 220 м за счет нижележащих туфобрекчий, аналогичных правобоярским в Большеавамской впадине. Лишь сыверминская и туклонская свиты остаются в том же объеме. В целом же общий объем этой части разреза в ЛХВ составляет около 800 м, против 1200 м в ХВ и 600 м в БАВ. На севере ЛХВ отмечаются наиболее мощные разрезы моронговской свиты до 600 м и мокулаевской до 700 м, в целом же максимальная мощность туфолаво-вой толщи в ЛХВ достигает 2400 м.

Каланское куполовидное поднятие

Каланское куполовидное поднятие (ККП), представляет собой брахиантиклинальную складку длиной 28 км, шириной около 18 км. Ядро складки не обнажено, крылья сложены

сульфатно-карбонатными отложениями девона. Информации об амплитуде нет в силу слабой изученности структуры.

Отложения тунгусской серии перекрывают антиклиналь в северо-западном борту. Углы падения пород на крыльях составляют около 5–8°. В структуре ЛСРП Каланское куполовидное поднятие разделяет Ламско-Хантайскую и Курейско-Горбиачинскую впадины, располагаясь в центре Ламско-Северореченского прогиба.

Каланское куполовидное поднятие по размерам, форме сопоставимо с Пясинским куполовидным поднятием, к которому приурочены все промышленные месторождения Норильского района. Однако территория ККП изучена несравнимо слабее, к настоящему времени здесь пробурено шесть скважин глубиной от 110 до 240 м. По скважинам отмечался интенсивный метаморфизм с пиритизацией по отложениям тунгусской серии и интрузиям оганерского и ергалахского комплексов. Этаж внедрения интрузий – породы тунгусской серии, нижний девон, и верхи силура. Вмещающие породы весьма сильно серпентинизированы и пиритизированы, кроме того, отмечается скаполитизация, альбитизация и связанная с ними магнетитовая минерализация.

Курейско-Горбиачинская впадина

Курейско-Горбиачинская впадина (КГВ) располагается в южной половине ЛСРП. КГВ ограничена с запада и востока соответственно Хантайско-Рыбнинским валом и Путоранским сводовым поднятием. На севере она отделена от Ламско-Хантайской впадины Каланским куполовидным поднятием

Курейско-Горбиачинская впадина, так же как и ЛХВ, имеет явно наложенный характер на более древнюю структуру Тунгусской синеклизы. КГВ имеет длину 200 км, ширину около 100 км, максимальную глубину, до кровли пород тунгусской серии – не более 500 м. Углы падения пород в западном борту впадины пологие, не превышают 5–8°, в восточном углу очень пологий, почти до горизонтального залегания.

Наиболее крупным дизъюнктивом в КГВ является Имангдино-Летнинский разлом, кроме того выделяются поперечные к нему Кулюмбинский, Нирунгдинский, Курейский и др., которые выделяются в западном борту впадины. Они же контролируют рудоносные интрузии Кулюмбинского и Курейского рудных узлов.

В разрезах туфолавоваы толщи до аналогов моронговской свиты включительно, резко увеличивается доля туфогенных пород с одновременным снижением общей мощности. Разрезы же аналогов мокулаевской и хараелахской свит, напротив, очень похожи, причем последняя сильно эродирована на территории плато Путорана, общая их мощность составляет около 1000 м. В целом же максимальная мощность туфолавоваы толщи в КГВ достигает 1800 м.

5.2. Дизъюнктивная тектоника

К дизъюнктивным нарушениям первого порядка на северо-западе Сибирской платформы относятся Имангдино-Летнинский разлом, отделяющий Тунгусскую синеклизу от молодой платформы с байкальским основанием, и Аяклинский глубинный разлом, отделяющий Тунгусскую синеклизу от Анабарской антиклизы.

К структурам второго порядка традиционно относятся Норильско-Хараелахский, Дьанги-Боганидский, Фокинско-Тангаралахский, Далдыканский, Таловский, Северо-Хараелахский, Кумгинский, Иконский, Нералахский и др. Оперяющие их продольные и поперечные сколовые нарушения, образующие грабенovidные просядки, относятся к структурам третьего порядка. К четвертому порядку относятся многочисленные малоамлитудные трещины.

5.2.1. Имангдино-Летнинский разлом

Имангдино-Летнинский разлом (ИЛР) относится к дизъюнктивным структурам первого порядка. Этот разлом имеет характер структурного шва, разделяющего разновозрастные складчатые комплексы в составе архейско-нижнепротерозойского фундамента. Предполагается, что подобные структурные швы возникли еще в раннем докембрии в доплатформенный этап развития и лишь частично обновлялись в течение платформенного этапа (Басков, 1966).

ИЛР отделяет Тунгусскую синеклизу от молодой платформы с байкальским основанием. Ширина зоны разлома в современном структурном плане составляет 7–20 км. В ЛХВ Имангдино-Летнинский глубинный разлом проходит по ее западному борту. В связи со значительной шириной западный борт разлома называют собственно Имангдино-Летнинским, восточный севернее оз. Кета до р. Микчанды – Кета-Ирбинским, а южный, расположенный южнее оз. Хантайское – Галельским. При этом Галельскому и Кета-Ирбинскому разлому придается ранг оперяющих сколовых нарушений, хотя логичнее именно по восточному борту проводить главный шов Имангдино-Летнинского разлома, как линии, отделяющей более древние комплексы Тунгусской синеклизы от молодой платформы с байкальским основанием, а зоне восточных трещин отвести роль сколовых трещин в более молодых образованиях. Здесь и далее в этой работе линия ИЛР проводится по его восточному шву, в связи с чем совпадающие трассы вышеупомянутых более мелких разломов упраздняются.

ИЛР контролирует характер магматизма в ЛХВ. В западном борту разрез туфолавоваго толщи имеет значительное сходство с аналогичными разрезами в Норильской и Хараелахской впадинах. В частности в гудчихинской свите отмечаются пикритовые базальты. В восточном борту и южнее в аналогичной части разреза отмечались только оливиновые базальты. Хаканчанская свита в западном борту имеет мощность до 20 м, в восточном борту и южнее туфобрекчии достигают мощности 250 м. Моронговская свита в западном борту имеет мощность до 600 м и сложена преимущественно базальтами с редкими горизонтами тефроидов, в восточном борту и южнее в ее составе появляются трахибазальты, доля которых возрастает к югу, так же, как и туфогенных пород. Расчленение надежинской и мокулаевской свит в западном борту возможно в соответствии со стратотипами в Норильской и Хараелахской мульдах, в восточном борту и южнее облик свит меняется. Рудоносные интрузии Имангдинского рудного узла, приурочены к центру впадины в западном борту и достаточно легко укладываются в схемы расчленения интрузивных образований Норильского района. В восточном борту и южнее полностью исчезают интрузии фокинско-го и нижнеталнахского типов.

К трассе Имангдино-Летнинского разлома в Норильском районе приурочено четыре наименее изученных из девяти известных в Норильском районе рудных узлов. К ним относятся Арылахский, Микчандинский, Имангдинский и Кулюмбинский рудные узлы, причем рудоносные интрузии в Микчандинском вскрыты в 2006–2008 гг. Аналогичное количество приурочено и к Норильско-Хараелахскому разлому, который является главной рудоконтролирующей структурой региона в целом. Южнее Норильского района на продолжении ИЛР еще два: Джалтулинский с сульфидным Cu-Ni и Fe-платинометалльным оруденением и Курейский рудный узел, в котором отмечались линзы богатых Cu-Ni руд.

5.2.2. Аяклинский разлом

Аяклинский разлом (АР), так же, как и ИЛР, относится к дизъюнктивным структурам первого порядка и имеет характер структурного шва, разделяющего разновозрастные складчатые комплексы в составе архейско-нижнепротерозойского фундамента (Басков, 1966). Аяклинский глубинный разлом является продолжением выделенной ранее Виллой-

ско-Котуйской зоны разломов, отделяющий Тунгусскую синеклизу от Анабарской антиклизы.

Ширина зоны разлома в современном структурном плане составляет менее 1 км, обуславливая корытообразную долину нижней части р. Аякли, но в базальтовой части разреза в левом борту р. Хетта он практически не проявлен. В БАВ Аяклинский глубинный разлом проходит под углом 45° к осевой зоне впадины.

Разлом контролирует характер магматизма в БАВ. В западной половине магматизм имеет существенно толеитовый состав с элементами щелочно-ультраосновного. В частности в кровле моронговской и мокулаевской свит появляются пласты меденосных хемогенных известняков в ассоциации с анкарамитовыми базальтами и лимбургитами. В верховьях р. Чопко – рои даек трахидолеритов, секущих базальты мокулаевской свиты. В восточной части одновременные дайки имеют состав трахидолеритов и монцонитов, кроме того, отмечаются мелкие интрузивные тела меланефелинитов, реже бостонитов и жилы лапрофиров. К месту пересечения Аяклинского разлома с разломом Каменского дайкового пояса приурочен так называемый «погребенный Каменский плутон», проявленный интенсивной гравиметрической аномалией и многочисленными роями радиальных и субширотных даек, контрастных по петрохимическому и минеральному составу.

Аяклинский и Имангдино-Летнинский разломы сочленяются в районе устья р. Авам, впадающей в р. Дудыпта. Норильско-Хараелахский разлом с Аяклинским встречаются в 60 км к северо-западу. Этот участок, по сути, является местом встречи всех крупных разломов Норильского района. Непосредственному наблюдению этого сочленения препятствует мощный чехол слаболитифицированных мезо-кайнозойских отложений. Тем не менее, вышеизложенное обстоятельство и то, что структура Анабарской антиклизы оказалась намного ближе к Норильскому району, чем это считалось до сих пор, является фактом, раскрывающим новые возможности для тектонического и металлогенического анализа Норильского района.

5.2.3. Норильско-Хараелахский разлом

Норильско-Хараелахский разлом (НХР) относится к структурам второго порядка. Разлом располагается вдоль длинной оси Хараелахской и Норильской мульды и прослеживается далее на юг за пределы Норильского района до Игарки. В породах дотунгусского времени НХР проявлен в виде флексуриобразной складки, что свидетельствует о глубинности данной структуры и ее докембрийском возрасте. Западное крыло этой складки крутое ($30-45^\circ$), а восточное – пологое ($2-3^\circ$). Ширина складки 2–3 км. Ядро ее на юге Норильской мульды сложено породами ордовика, а на севере – курейской свитой нижнего девона. В породах туфолаговой толщи Норильской мульды разлом проявлен в виде четкого прямолинейного рва с интенсивной трещиноватостью и многочисленными оперяющимися сколами, придающими ему грабеновидный облик.

В Хараелахской мульде НХР имеет северо-северо-восточное простирание до его сочленения с Дьянги-Боганидским разломом. На поверхности среди базальтов разлом относительно уверенно следует до р. Верхняя Таловая, где с небольшой амплитудой сбрасывает базальты самоедской свиты. Далее до р. Нижняя Таловая трассируется безамплитудными рвами, но уже в логу правого притока р. Таловый Огото, несмотря на хорошую обнаженность русла, базальты кумгинской свиты не имеют даже признаков трещиноватости. Однако на всем этом участке он хорошо отбивается по подошве туфолаговой толщи, по данным сейсморазведки (МОГТ), образуя четкую флексурную ступень с амплитудой от 50 до 200 м, на этом участке сброшен северо-западный борт разлома. Дайки далдыканского комплекса, несмотря на малую амплитуду разлома, в северо-западный борт разлома не

переходят. Далее на север-северо-восток от р. Таловый Огото основная трасса разлома теряет свое значение и в междуречье Мастах-Хала–Тальми сопрягается с Дьанги-Боганидским разломом.

К трассе Норильско-Хараелахского разлома приурочено четыре наиболее крупных из девяти известных в Норильском районе рудных узлов. К ним относятся Тальминский, Талнахский, Норильский и Фокинский рудные узлы. В непосредственной близости от него локализовано 3/4 из известных дифференцированных интрузивов, несущих сульфидное Cu-Ni оруденение.

Южнее Норильского района на продолжении НХР располагается Игарский рудный узел со стратиформным оруденением в медистых песчаниках, возможно, также связанным с габброидными интрузиями и базальтовым вулканизмом позднего протерозоя.

5.2.4. Далдыканский разлом

Далдыканский разлом (ДР) имеет северо-восточное простирание, ориентировочную амплитуду около 300 м. ДР отделяет крутопадающий северо-западной борт Норильской мульды от центральной зоны, в тектонических блоках которой наблюдается субгоризонтальное залегание. Причем в западном крыле ДР породы имеют северо-западное простирание, а в восточном – северо-восточное.

В районе среднего течения р. Купец в западном крыле разлома лежат породы зубовской и курейской свиты, а в восточном – верхнего силура. Далее на юг по этому сбросу интрузия горы Зуб переходит из отложений зубовской свиты D₁ в отложения мантуровской свиты D₂. В районе верхнего течения р. Далдыкан в полосе описанного сброса тунгусская серия лежит на различных стратиграфических горизонтах девона и карбона. К западу тунгусская серия подстилается 150-метровой толщей известняков каларгонской свиты D₃, а к востоку – мантуровской свитой D₂. Мощность предтунгусского размыва на этом участке составляет около 200 м и более. На этом же участке в полосе сброса происходит изменение разреза тунгусской серии. К западу от этой полосы мощность тунгусской серии определяется в 400 м, а к востоку – 250 м. В туфолавоподобной толще в западном борту разлома отсутствует горизонт базальтов с титанистым авгитом, значительно сокращена мощность лабрадоритовых и двуполевошпатовых базальтов, в восточном борту присутствуют базальты с титанистым авгитом и в 3–4 раза увеличена мощность лабрадоритовых и двуполевошпатовых базальтов.

На северо-западе Норильской мульды разлом сближается с НХР на расстояние до 8 км, в юго-западной части уходит от него на 20–25 км. За пределами Норильской мульды разлом следует весьма неуверенно, возможно, он смыкается с Фокинско-Тангаралахским разломом, так как играет в строении мульды аналогичную роль. В породах туфолавоподобной толщи Норильской мульды разлом проявлен в виде рва с интенсивной трещиноватостью и многочисленными оперяющимися сколами. Между Далдыканским и Норильско-Хараелахским разломом зажаты все наиболее значимые рудоносные интрузии Норильского и Фокинского рудных узлов.

5.2.5. Фокинско-Тангаралахский разлом

Фокинско-Тангаралахский разлом (ФТР) имеет северо-восточное простирание, образует северо-западной борт в наиболее прогнутой центральной зоне Хараелахской мульды. После его сочленения с Норильско-Хараелахским разломом ФТР меняет простирание на восточно-северо-восточное, образуя аналогичный крутой северо-западной борт Иконской мульды. Разлом на всем протяжении образует отрицательные формы рельефа, как правило, с повышенной мощностью рыхлых образований. В магнитном поле трассируется ли-

неаментами, обусловленными особенностями рельефа. К ФТР в Иконской мульде приурочен Клюквенный интрузив, отнесенный к нижнеталнахского типа, и интрузия скважин ТК-16, 17, и 18 бис, отнесенная к круглогорскому типу норильского комплекса. В Хараелахской мульде к ФТР приурочена слабодифференцированная интрузия скв. СД-29 зубовского типа и Верхняя Тулаек-Таасская, отнесенная к наиболее молодому моронговскому интрузивному комплексу. В Вологочанской мульде он контролирует расположение Вологочанского рудного узла и проходит вдоль северного борта Вологочанской дифференцированной интрузии и далее в район оз. Алыкель к крутому повороту р. Дудинка. По подошве туфолаво-вой толщи разлом имеет небольшую (от 50 до 100 м) амплитуду, но контролирует сочленение пологой осевой зоны с крутым бортом Хараелахской, Иконской и Вологочанской мульд.

5.2.6. Дьянги-Боганидский разлом

Дьянги-Боганидский разлом (ДБР) имеет северо-восточное простирание. Сопутствующие сколовые нарушения придают ему отчетливый грабеновидный облик. На всем протяжении к нему приурочены многочисленные интрузии Далдыканского комплекса, которые трассируются контрастными отрицательными магнитными аномалиями. В гравитационном поле слабо трассируется прерывистыми линеаментами, по данным сейсморазведки (МОГТ), по подошве туфо-лаво-вой толщи везде присутствует четкая флексура с амплитудой 100–300 м в зоне шириной 2–4 км. По данным бурения, флексура обусловлена резким увеличением мощности отдельных слоев и стратиграфических подразделений туфолаво-вой толщи в юго-восточном борту разлома. Так, в центре Хараелахской мульды от скв. СД-28 к скв. СД-29 мощности ивакинской и моронговской свит возрастают на 100 м.

С учетом приуроченности к зоне разлома Далдыканских интрузий можно сделать вывод об активном функционировании ДБР во время траппового магматизма. Кроме того, на севере Хараелахской мульды разлом обусловил инверсию в расположении интрузивных тел нижнеталнахского и фокинского комплекса в разных его бортах; отсутствие Клюквенного интрузива в северо-западном борту, а также, вероятно, подводящие каналы Тальминского интрузива. К грабеновидной зоне разлома приурочены пластовые интрузии круглогорского типа. К флексуре разлома в районе скважин СД-29 и СД-28 приурочена дифференцированная интрузия зубовского типа. В Вологочанской мульде ДБР в паре с ФТР контролирует наиболее прогнутую центральную часть. Здесь к нему приурочены не только многочисленные интрузии далдыканского комплекса, но и Болгохтохский шток гранодиоритов с медно-молибденовым оруденением.

5.2.7. Таловский разлом

Таловский разлом (ТР) имеет восточно-северо-восточное простирание и трассируется крупными штоковидными интрузиями далдыканского комплекса в районе рек Верхняя Таловая, Нижняя Таловая, Левая Тальми и связанными с ними контрастными отрицательными магнитными аномалиями. К штокам приурочены субрадиальные дайки, мощные и маломощные силлы того же комплекса. Необходимо отметить строго фиксированный шаг (16 км) проявления центров второстепенных вулканоструктур, выделенных нами в узлах сочленения этих интрузий. На продолжении Таловского разлома на запад-юго-запад, через то же расстояние располагается Верхняя Тулаек-Таасская слабодифференцированная интрузия, интерпретируемая нами как рудоносная фация далдыканского комплекса. Разлом с поверхности не имеет амплитуды, так же, как и Каменская зона разломов, занимающая аналогичную структурную позицию в осевой зоне впадины.

В коренном обнажении на правом берегу Нижней Таловой зона разлома имеет мощность около 20 м, в которой массивная часть потока афировых базальтов расланцована на вертикальные пластины толщиной 1–3 см. По этим мелким трещинам наблюдается интенсивная гематитизация. Действием разлома, по нашему мнению, объясняется разворот оси Хараелахской мульды на северо-восток и потеря амплитуды в Норильско-Хараелахском разломе после их сочленения. В Иконской мульде он контролирует юго-восточный борт наиболее прогнутой центральной зоны. Разлом датируется раннесреднетриасовым временем, с запада он ограничен Дьянги-Боганидским разломом, а с востока – зоной Имангдино-Летнинского разлома. По данным сейсморазведки, в подошве туфо-лавовой толщи отмечается флексура, северный борт разлома опущен с амплитудой более 50 м.

К северу от разлома на расстоянии до 20 км развиты многочисленные субпараллельные ему дайки далдыканского комплекса, зажатые между Норильско-Хараелахским и Кумгинским разломами. Эти дайки образуют Мастах-Халинское дайковое поле, к восточной части которого приурочен одноименный рудный узел. В нем зафиксированы многочисленные рудопроявления самородной меди в подошве первого покрова кумгинской свиты и интенсивная агатовая минерализация в верхней миндалекаменной зоне покровов кумгинской и самоедской свит. В целом оруденение аналогично намного более крупным Уохирьскому и Арылахскому рудным узлам, очевидно, также связанных с дайками далдыканского комплекса.

5.2.8. Кумгинский разлом

Кумгинский разлом (КР) имеет северо-северо-западное простирание. По разлому с амплитудой 200–250 м сброшен восточный борт. Разлом контролирует восточный борт Тальминской антиклинали и западный борт Иконской мульды. Вдоль разлома развиты интенсивные сколовые нарушения, система которых в восточном борту придает разлому грабеновидный облик.

В южной части площади разлом контролирует дайки далдыканского комплекса, которые в его восточном борту не прослеживаются. В этом же районе пачки хараелахской свиты резко отличаются своим строением в разных бортах разлома. КР контролирует раздвиг мощностей Клюквенного интрузива, ось которого на южном участке идет параллельно разлому. Кроме того, КР контролирует северо-западный ареал развития интрузий Фокинского комплекса, в восточном борту разлома они не обнаружены. В западном борту разлома в составе туклонской свиты нет туфогенных прослоев, в восточном их насчитывается от 3 до 5. В западном борту разлома в составе надеждинской свиты нет маркирующих горизонтов толеитовых и пойкилоофитовых базальтов и туфогенных прослоев, в результате чего нижняя и средняя пачка не расчленены, в восточном надеждинская свита хорошо расчленяется на пачки. В разрезах сульфатно-карбонатной толщи разлом контролирует распространение Луговской, Тулаекской и Фокинской свит. В восточном борту разлома они неизвестны. Данные факты свидетельствуют о времени заложения КР не позднее девонского времени и об активном функционировании во время траппового магматизма.

Грабеновидная структура разлома, по нашему мнению, является весьма перспективной для образования интрузий повышенной мощности и является своеобразным «стволом», от которого расходятся ветви Тальминского, Иконского и Клюквенного интрузивов.

В магнитном поле разлом трассируется отрицательными аномалиями, приуроченными к долине р. Кумга. В гравитационном поле северная оконечность разлома выражается довольно резкой гравитационной ступенью. По данным сейсморазведки (МОГТ), в зоне Кумгинского грабена наблюдается полная потеря корреляции, что связано, очевидно, с интенсивной блоковой тектоникой.

5.2.9. Иконский разлом

Иконский разлом (ИР) имеет северо-восточное простирание. По разлому с амплитудой 200–300 м сброшен северо-западный борт. Разлом осложняет юго-восточное крыло северо-восточной оконечности Дудинского вала и контролирует северо-западный борт Иконской мульды. Вдоль разлома развиты интенсивные сколовые нарушения, система которых в северо-западном борту придает разлому грабеновидный облик. Сопряжение Иконского разлома с Кумгинским обусловило весьма сильную трещиноватость в северо-западной оконечности Иконской мульды. Разлом, возможно, является продолжением Дьанги-Боганидского разлома, но обычно его трассу восточнее р. Кумга проводят в другом месте. К грабеновидной структуре разлома приурочено резкое увеличение мощностей Клюквенного и Иконского интрузивов.

В магнитном поле разлом трассируется локальными положительными аномалиями, обусловленными выходами под четвертичные отложения Иконского и Клюквенного интрузивов. В гравитационном поле зона грабена сопровождается контрастными аномалиями на фоне общего максимума того же простирания. По данным сейсморазведки (МОГТ), зона разлома характеризуется потерей корреляции.

5.2.10. Северо-Хараелахский разлом

Северо-Хараелахский разлом (СХР) имеет северо-восточное простирание, сильно осложняет северо-восточную оконечность Дудинского вала, преобразовав ее фактически в моноклираль. СХР контролирует юго-восточный борт Енисейско-Хатангского прогиба. Трасса разлома представляет собой прямую линию, по которой с амплитудой не менее 300 м сброшен северо-западный борт разлома.

Заложение СХР датируется средней юрой. В это время вдоль разлома предполагается существование прибрежного клифа, вдоль которого происходили оползни с образованием карбонатных брекчий девонских пород юрско-меловых песчаных отложений. В северо-западном борту разлома от р. Тальми и далее на северо-восток наблюдается резкое увеличение мощностей юрско-меловых и четвертичных отложений, что говорит об активной жизни разлома и в настоящее время. В этом же районе в гравитационном поле разлом характеризуется резкой гравитационной ступенью, обусловленной повышенной мощностью рыхлых, низкоплотностных отложений. Западнее р. Тальми он обусловил северо-западную границу Тальминской гравитационной аномалии. В магнитном поле СХР выражен слабо и лежит в области отрицательных значений. Сейсмические профили, пройденные вкрест простирания этой части разлома, подтверждают его большую амплитуду.

5.2.11. Нералахский разлом

Нералахский разлом (НР) имеет северо-восточное простирание, субпараллельное Норильско-Хараелахскому и Имангдино-Летнинскому разломам, очевидно, является элементом зоны разломов последнего. НР расположен строго по длинной оси Иконской мульды, что аналогично НХР в Хараелахской мульде. Эти разломы с двух сторон (НР с востока, а НХР с запада) ограничивают общую структуру – Хантайско-Рыбнинский вал. Трасса разлома представляет собой относительно прямую линию, по которой с амплитудой не менее 200 м сброшен юго-восточный борт разлома.

В породах дотунгусского времени НР проявлен в виде флексуорообразной складки, по выпадению из разреза морских отложений верхнего и, частично, нижнего девона, которые отсутствуют в северо-западном борту. В породах тунгусской серии и туфолавоваы толщи зона НР представляет сложную систему сбросов, придающих ему грабеновидный облик.

К трассе НР разлома приурочено два наиболее слабоизученных из девяти известных в Норильском районе рудных узлов. К ним относятся Арылахский и Микчандинский рудные узлы с одноименными дифференцированными интрузивами, несущими бедное вкрапленное оруденение.

5.2.12. Каменская зона разломов

Каменская зона разломов (КЗР) расположена по субширотной дуге в осевой зоне Большеавамской впадины. Ширина зоны разломов составляет 5–15 км, длина 250 км, вертикальная амплитуда отсутствует. КЗР приурочена, вероятно, к глубинному разлому, который на поверхности проявляется сменой углов падения вулканических пород от $0^{\circ}30'–1^{\circ}$ на юге до $2–3^{\circ}$ на севере. Это позволяет предполагать здесь главную линию разлома глубинного заложения, играющего магмоподводящую и магмолокализирующую роль.

КЗР представляет собой зону многочисленных субширотно ориентированных расколов и коротких трещин среди вулканитов верхней части платформенного чехла. В западной половине Каменского дайкового пояса трещины в большинстве своем, залечены дайками, дифференцированными от кварцевых габбродолеритов до троктолитов, длина которых достигает 80–120 км, при мощности от 40 до 80 м. В восточной половине развиты относительно короткие, но более густые дайки трахидолеритов, монцонитов и меланефелинитов.

В магнитном поле Каменская зона разломов выражена субширотными, контрастными, отрицательно намагниченными, линейными аномалиями. В поле силы тяжести она совпадает с одноименным гравитационным максимумом, который имеет раздув и отчетливую субширотную ориентировку.

К западной оконечности КЗР приурочен Арылахский рудный узел с одноименным месторождением самородной меди, локализованном в пласте известняков в кровле моронговской свиты. Кроме того, здесь же расположена и одноименная слабодифференцированная интрузия с Cu-Ni оруденением. В центральной части КЗР в 1999 г. выявлено аналогичное по масштабам и характеру оруденение в кровле мокулаевской свиты, что позволило выделить здесь Уохирьский рудный узел.

5.2.13. Аска-Гулинский разлом

Аска-Гулинский разлом (АГР) пересекает восточную оконечность Каменской зоны разломов в восток–северо-восточном направлении. Представляет собой крутопадающий сброс с амплитудой смещения более 20 м. Зона разлома, шириной до 10 км, сопровождается системой субпараллельных и поперечных сколов с амплитудной 40–100 м, особенно интенсивных в районе сочленения Аска-Гулинского разлома с Левобоярским разломом и Каменским дайковым поясом. Кроме того, Аска-Гулинский разлом контролирует распространение щелочно-ультраосновного магматизма на юг, но сам интрузии не локализует, что отличает его от Каменской зоны разломов, являющейся и магмоконтролирующей, и магмолокализирующей. В геофизических полях структурно не выражен, но на аэрофотоснимках уверенно дешифрируется.

5.3. Вулканоструктуры

Норильский район расположен в центре Сибирской трапповой провинции. Главной особенностью Норильского района является повсеместное развитие ареального типа магматизма с присущим ему затопляющим характером излияний базальтовых магм, полностью нивелирующим дневную поверхность особенно в постморонговское время.

Относительно расчлененный рельеф существовал в Большеавамской и Ламско-Хантайской впадине в хаканчанско-правобоярское время, а также в примыкающем к ним секторе центральной части Тунгусской синеклизы. В это время на данной территории ареальный тип магматизма имел существенно эксплозивный характер. В результате чего были образованы многочисленные вулканические постройки, образующие первичный цоколь палеорельефа высотой до 200 м в Ламско-Хантайской и до 500 м в Большеавамской впадине. Тем не менее, уже в процессе формирования этой толщи эти положительные формы рельефа были полностью нивелированы мощными потоками базальтов, переслаивающимися с туффитами и мощными линзами кварц-полевошпатовых песчаников с обильными остатками флоры и пресноводной фауны. В результате в Ламско-Хантайской впадине полное нивелирование поверхности было завершено к началу надеждинского времени, а в Большеавамской впадине – к ее концу.

Во время максимальной вспышки магматизма, приходящейся на постморонговское время вся территория Сибирской трапповой провинции с радиусом почти в 1000 км была нивелирована в абсолютно плоскую поверхность без признаков положительных или отрицательных форм рельефа. На огромной территории не было даже ручьев, крайне редко отмечались признаки мелководных озер. Таким образом, в Норильском районе нет ни одной вулканической постройки в классическом понимании этого термина, это связано с отсутствием вулканов центрального и трещинного типа. Магма изливалась здесь одновременно на большой площади из множества мелких каналов типа коротких даек, что является особенностью ареального типа магматизма.

Современные базальтовые вулканы на Камчатке типа Алаид или Плоский Толбачик имеют в поперечнике около 100 км. Аналогами таких вулканов в Норильском районе являются вулcano-тектонические депрессии в ранге мульды. Депрессия в этом случае образуется над местом генерации базальтовой магмы в верхней мантии и постепенно прогибается после завершения очередного цикла активизации. Размер Норильской, Хараелахской, Иконской и Вологодчанской мульды весьма близок и в среднем составляет также около 100 км в поперечнике, как и их Камчатские аналоги. Однако на всей остальной территории Сибирской трапповой провинции достоверные структуры, аналогичные мульдам, выделить не удалось. Более распространенной структурой является впадина с той же смысловой нагрузкой, что и мульда, но крупнее ее в 2 раза и более. Общеизвестными впадинами являются Норильская, Хараелахская, Большеавамская, Дельканская, Ламско-Хантайская и Курейско-Северореченская. Аналогичные впадины выделяются и южнее на продолжении Имангдино-Летнинского разлома, возможно, их выделение и на востоке Тунгусской синеклизы вдоль Аяклинского разлома. Таким образом, очевидно, что в Норильском районе аналогами термина «щитовой вулкан» являются впадины, то есть вулканоструктуры первого порядка, а также мульды, то есть вулканоструктуры второго порядка.

Под вулканоструктурами ареального магматизма третьего и четвертого порядков понимаются субвулканические камеры с рассеянной, множественной и смещенной по латерали корневой системой. Область выхода магмы на дневную поверхность в таких вулканах следует считать магнемоактивной зоной. Магнемоактивная зона, по количеству подводящих каналов в ее пределах, может не отличаться от более пассивных областей (рис. 3.1) или даже совсем их не иметь. Тем не менее, если в некоторый промежуток времени того или иного цикла, латеральная проницаемость выше вертикальной, то магма от подводящих каналов начинает двигаться субсогласно слоистости по восстанию к бортам отрицательных структур (мульды, прогибы) или апикальным частям антиклиналей, над которыми возникают магнемоактивные зоны. К магнемоактивным зонам в итоге приурочены фронтальные части дифференцированных интрузий, многообразие фаций разновременных комплексов, повышенная мощность интрузий и их большое количество. Такие вулканоструктуры являются зонами преимущественного излияния лав, остальные площади являются зонами преимущественного накопления лав.

В Норильском районе традиционно вулканоструктуры первого и второго порядка обычно рассматриваются в разделе «Пликативная тектоника» и не ассоциируются с термином «вулкан». В то же время существуют многочисленные попытки увязать дифференцированные интрузии с терминами «вулканоструктура» и «субвулканическая камера», в частности выделяется Норильско-Талнахский вулкан (Иванов, 1971; Налдретт, 2003). Но структуры третьего и четвертого порядков, даже очень большие – это еще не весь щитовой вулкан, а лишь часть его, причем в узком интервале времени. Таким образом, щитовой вулкан – это вулканоструктура, становление которой происходило во все время существования магматизма в данном районе. Становление и развитие субвулканической камеры ограничено одним циклом активизации, во время которого образуется не только дифференцированная интрузия, а весь вулcano-плутонический комплекс, включающий интрузивные, эффузивные и эксплозивные образования в данном районе. В исключительных случаях размер субвулканической камеры может быть сопоставим с размером мульды или впадины, тогда необходимо говорить о магматизме центрального или трещинного типа. В Норильском районе таких структур нет, но в Дельканской, и Курейско-Северореченской впадинах приходится говорить о магматизме центрального типа, а в Большеавамской – трещинно-центрального типа для далдыканского цикла. В связи с большой значимостью выделения вулcano-плутонических комплексов, а также ареалов и центров их становления представляется целесообразным выделить их в самостоятельный тип вулканоструктур, отличный от собственно щитовых вулканов. При этом вулканоструктуры третьего порядка считать главными, а четвертого – второстепенными.

В Норильском районе ограничимся выделением только главных вулканоструктур, второстепенные же выделим лишь в качестве примера на юге и севере Хараелахской и Иконской мульды. Главными вулканоструктурами Норильского района являются Талнахская, Норильская, Вологочанская, Иконо-Тальминская, Фокинская, Арылахская, Микчандинская, Имангдинская, Кулюмбинская, Авамская.

Талнахская вулканоструктура первого порядка приурочена к сочленению Норильско-Хараелахского грабеновидного разлома с Пясинским куполовидным поднятием. В пределах Талнахской вулканоструктуры наблюдаются многочисленные дифференцированные интрузии норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское, мокулаевское и, предположительно, хараелахско-самоедское время. К территории вулканоструктуры приурочены наиболее крупные по масштабам месторождения и многочисленные рудопроявления. В контуре Талнахской вулканоструктуры выделяются более четырех второстепенных вулканоструктур. Наиболее крупные из них Нижнеталнахская, Хараелахская, Талнахская, Томулахская и др.

Нижнеталнахская вулканоструктура второго порядка приурочена к сочленению Норильско-Хараелахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием. Наибольшие мощности интрузива контролируются его субпараллельным залеганием по отношению к борту палеозойской флексуры Норильско-Хараелахского разлома. Уровнем локализации субвулканической камеры являются отложения курейской и разведочнинской свит нижнего девона. Время активного функционирования вулканоструктуры приходится на туклонско-надеждинское время. По морфологии субвулканическая камера представляет собой лентовидное тело шириной 2–5 км при мощности от 50 до 200 м с широким плащом силловидных апофиз мощностью 10–20 м, уходящих от осевой зоны на 5–8 км.

К субвулканической камере Нижнеталнахской вулканоструктуры приурочено убогое вкрапленное оруденение сульфидных Cu-Ni руд в троктолитовых габбродолеритах. Троктолитовые габбродолериты слагают порядка 90 % объема интрузии и занимают ее внутреннюю часть, 5 % приходится на верхний и нижний эндоконтакты интрузива, сложенные оливинсодержащими и такситовидными габбродолеритами. Такое строение заставляет

предполагать наличие более мощного интрузива в период его становления и коллапс камеры на заключительном этапе.

Территория вулканоструктуры является единственным местом в Норильском районе, где полностью отсутствуют толеитовые и пойкилоофитовые базальты, относимые к туклонской свите, а гломерополифировые базальты надеждинской свиты достигают максимальной мощности в 600 м. Максимальная суммарная мощность туклонской и надеждинской свит в районе также не превышает 600 м. Этот факт объясняется прохождением через субвулканическую камеру Нижнеталнахского интрузива магмы туклонского времени, в результате чего она приобрела гломерополифировый облик, не отличимый от надеждинских базальтов. Таким образом, контур отсутствия туклонской свиты в районе Талнаха совпадает с областью достоверного растекания порфировых лав, проходивших через субвулканическую камеру Нижнеталнахского интрузива. Наиболее дальняя точка этого ареала – это скв. СД-24, расположенная в 30 км к северо-востоку от борта Пясинского куполовидного поднятия, отсюда можно предположить, что растекание Норильских базальтов возможно на расстояние не менее 30 км.

Хараелахская вулканоструктура второго порядка приурочена к сочленению Норильско-Хараелахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием. Наибольшие мощности интрузива контролируются его субпараллельным залеганием по отношению к грабеновидной структуре Норильско-Хараелахского разлома. Уровнем локализации субвулканической камеры являются отложения разведочнинской и мантуровской свит соответственно нижнего и среднего девона. Время активного функционирования вулканоструктуры приходится на мокулаевское время. К субвулканической камере Хараелахской вулканоструктуры приурочено наиболее крупное в Норильском районе месторождение сульфидных Cu-Ni руд. Подводящие каналы Хараелахской вулканоструктуры представлены короткими дайками долеритов и габбродолеритов, относительно равномерно распределенных вдоль Норильско-Хараелахского разлома, от центра Хараелахской мульды до борта Пясинского куполовидного поднятия. Радиус разлива гломеропорфировых базальтов относительно магмоактивной зоны Хараелахской вулканоструктуры составляет не менее 50 км, то есть до центральных областей окружающих мульды, возможно, далее.

Известная площадь Хараелахского интрузива, определенная по данным 719 скважин, составляет 27,7 км², средняя мощность 86,6 м, объем 2,399 км³. Средняя мощность рудной зоны при содержаниях Cu более 0,1 % составляет 56,8 м при средневзвешенных содержаниях Cu – 1,4 %, Ni – 0,69 %, ΣPt – 5,21 г/т. Такое строение заставляет предполагать наличие более мощного интрузива в период его становления и коллапс камеры на заключительном этапе. При коллапсе субвулканической камеры верхние дифференциаты падают на нижние с инъекциями более жидких дифференциатов, в частности сульфидной жидкости во вмещающие породы.

Талнахская вулканоструктура второго порядка приурочена к сочленению Норильско-Хараелахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием. Наибольшие мощности интрузива контролируются его субпараллельным залеганием по отношению к грабеновидной структуре Норильско-Хараелахского разлома. Уровнем локализации субвулканической камеры являются отложения разведочнинской и курейской свит в тыловой и центральной частях интрузива и позднепалеозойские отложения тунгусской серии во фронтальной части интрузива. Время активного функционирования вулканоструктуры приходится на мокулаевское время. К субвулканической камере Талнахской вулканоструктуры приурочено второе по величине в Норильском районе месторождение сульфидных Cu-Ni руд. Подводящие каналы Талнахской вулканоструктуры представлены также короткими дайками долеритов и габбродолеритов, относительно равномерно распределенных вдоль Норильско-Хараелахского разлома, от центра Хараелахской мульды до борта Пясинского куполовидного поднятия. Радиус разлива гломеропорфировых базальтов относительно

магмаактивной зоны Хараелахской вулканоструктуры составляет не менее 50 км, то есть до центральных областей окружающих мульд, возможно, далее.

Иконо-Тальминская вулканоструктура первого порядка приурочена к сопряжению Дьянги-Боганидского, Иконского и Кумгинского грабеновидных разломов с Дудинским валом и его элементом – Самоедской антиклиналью. В пределах Иконо-Тальминской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены наиболее дифференцированные интрузивные тела и наиболее крупные по масштабам рудопроявления. Выделенная вулканоструктура попадает в контур контрастной гравиметрической аномалии. В контуре Иконо-Тальминской вулканоструктуры выделяется пять второстепенных вулканоструктур: Тальминская, Северо-Иконская, Западно-Иконская, Восточно-Иконская и Кумгинская.

Тальминская вулканоструктура приурочена к фронтальной части Тальминского интрузива. В контуре наблюдаются наибольшие мощности последнего, наибольшая степень дифференциации и рудоносности. Кроме того, здесь наблюдается повышение мощностей интрузий Оганерского и Фокинского комплексов.

Североиконская вулканоструктура приурочена к зоне поперечных разломов в апикальной части Самоедской антиклинали. В контуре наблюдается весьма сильная насыщенность разреза интрузивными телами Пясинского комплекса. Контур вулканоструктуры располагается вблизи наиболее мощных разрезов Ивакинской свиты и лежит в поле гравитационной аномалии.

Западноиконская вулканоструктура приурочена к раздуву Клюквенного интрузива в северо-восточном ареале. Наибольшие мощности контролируются зоной поперечных разломов. В антиклинальной части Самоедской антиклинали и их сопряжением с Иконским грабеновидным разломом.

Восточноиконская вулканоструктура приурочена к фронтальной части Иконского интрузива, в пределах которой наблюдается максимальная насыщенность разреза интрузивными телами, наибольшая мощность дифференциации и рудоносности. Контур вулканоструктуры совпадает с положительными гравиметрическими и магнитными аномалиями и контролируется грабеновидной зоной Иконского разлома.

Кумгинская вулканоструктура приурочена к раздуву Клюквенного интрузива в юго-западном ареале и предполагаемому по геофизическому моделированию разрезам раздуву Иконского интрузива. Наибольшие мощности Клюквенного интрузива и его наибольшая степень рудоносности контролируются Кумгинским разломом. Вулканоструктура частично попадает в поле контрастной аномалии.

Мастах-Халинская вулканоструктура первого порядка выделена в пределах Мастах-Халинского дайкового поля. Предполагаемым уровнем становления субвулканических камер является моронговская свита, содержащая мощные прослои туфогенных пород. Подтверждением этому является расположение Тулаек-Таасской интрузии моронговского комплекса, расположенной юго-западнее Мастах-Халинского дайкового поля. К контуру вулканоструктуры, кроме того, приурочены почти все рудопроявления и точки минерализации медно-цеолитовой формации, а также проявления агатов, являющихся, очевидно, верхними низкоградными составляющими слабоэродированной рудномагматической системы. В контуре главной Мастах-Халинской вулканоструктуры выделяются четыре второстепенные вулканоструктуры: Верхнеталовская, Нижнеталовская, Левотальминская и Правотальминская.

Верхнеталовская вулканоструктура второго порядка приурочена к двум штоковидным интрузиям Далдыканского комплекса в левом и правом бортах Верхней Таловой. Контролируется сопряжением Таловского и Норильско-Хараелахского разлома. В магнитном поле отражается контрастными отрицательными аномалиями.

Нижнеталовская вулканоструктура приурочена к штоку, мощному и маломощному силлам и четырем субрадиальным дайкам Далдыканского комплекса. Приурочена к трассе

Таловского разлома. В короткой тектонической зоне дробления по мощному шлоу наблюдалась медно-цеолитовая минерализация. В магнитном поле отражается контрастной отрицательной аномалией.

Левотальминская вулканоструктура приурочена к мощному шлоку в правом и левом боргах р. Левая Тальми. Контролируется Таловским разломом.

Правотальминская вулканоструктура приурочена к рою из 11 даек различной структуры и одному шлоку габбродолеритов Далдыканского комплекса. Контролируется системой трещиноватости, субпараллельной Таловскому разлому, и его сопряжением с Кумгинским разломом. В контуре отмечены проявления медно-цеолитовой минерализации и наиболее крупные проявления агатов. В магнитном поле попадает в область отрицательных значений.

Норильская вулканоструктура первого порядка приурочена к сочленению Норильско-Хараелахского грабеновидного разлома с Пясинским куполовидным поднятием, в целом зеркально симметрична и идентична Талнахской вулканоструктуре. В пределах Талнахской вулканоструктуры наблюдаются многочисленные дифференцированные интрузии норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское, мокулаевское и предположительно хараелахско-самоедское время. К территории вулканоструктуры приурочено крупное по масштабам месторождение и многочисленные рудопроявления. В контуре Норильской вулканоструктуры выделяется более пяти второстепенных вулканоструктур. Наиболее крупные из них Норильская-1, Черногорская, Норильская-2, Горстроевская, Быстринская и др.

Вологочанская вулканоструктура первого порядка приурочена к сочленению Фокинско-Тангаралахского разлома с Пясинским куполовидным поднятием, в целом идентична Талнахской и Норильской вулканоструктурам и является третьей по значимости в Норильском регионе. В пределах Вологочанской вулканоструктуры наблюдаются дифференцированные интрузии зубовского и нижнеталнахского типов. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское, мокулаевское и далдыканское. К территории вулканоструктуры приурочено крупное по масштабам, но пока забалансовое месторождение. В контуре Вологочанской вулканоструктуры выделяется пять второстепенных вулканоструктур: Южно-Пясинская, Вологочанская и Нижневологочанская, ГороЗубовская и Далдыканская.

Фокинская вулканоструктура первого порядка приурочена к сопряжению Норильско-Хараелахского грабеновидного разлома с Убойнинским куполовидным поднятием. В пределах Фокинской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов, и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены наиболее дифференцированные интрузивные тела и наиболее крупные по масштабам рудопроявления. Время активного функционирования вулканоструктуры гудчихинское, туклонско-надеждинское и мокулаевское. В контуре Фокинской вулканоструктуры выделяются четыре второстепенные вулканоструктуры: Фокинская, Зеленогривская, Бурканская, Медвежинская.

Арылахская вулканоструктура первого порядка приурочена к сопряжению Имангдино-Летнинского грабеновидного разлома с Кыстыктахским куполовидным поднятием, Дудинским валом и его элементом – Самоедской антиклиналью. В пределах Иконо-Тальминской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены наиболее дифференцированные интрузивные тела и наиболее крупные по масштабам рудопроявления, в том числе Арылахское месторождение самородной меди. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское, мокулаевское и далдыканское. В контуре Арылах-

ской вулканоструктуры выделяются три второстепенные вулканоструктуры: Ыттахская, Арылахская и Авамская.

Микчандинская вулканоструктура первого порядка приурочена к сопряжению Имангдино-Летнинского грабеновидного разлома с Микчандинским куполовидным поднятием. В пределах Микчандинской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов, и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены мощные зоны метаморфизма, наиболее дифференцированные интрузивные тела, вскрытые скважинами МД-48 и МД-60 и связанные с ними рудопроявления. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское и мокулаевское. В контуре Микчандинской вулканоструктуры выделяются множество слабоизученных вулканоструктур, требующих дальнейшего изучения.

Имангдинская вулканоструктура первого порядка приурочена к центральной части Ламско-Хантайского прогиба и к зоне Имангдино-Летнинского грабеновидного разлома. В пределах Имангдинской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены наиболее дифференцированные интрузивные тела и наиболее крупные по масштабам рудопроявления, в том числе Макусовское месторождение железа. Этаж локализации субвулканических камер – породы тунгусской серии, нижний девон и верхи силура. Время активного функционирования вулканоструктуры туклонско-надеждинское и мокулаевское. В контуре Имангдинской вулканоструктуры выделяются четыре второстепенные вулканоструктуры: Имангдинская, Накохозская, Макусовская и Дайковая.

Каланская вулканоструктура первого порядка приурочена к сочленению Ламско-Хантайского и Курейско-Горбиачинского прогибов, разделенных в западной части Каланским куполовидным поднятием и к зоне Имангдино-Летнинского грабеновидного разлома. В пределах Каланской вулканоструктуры наблюдаются многочисленные, но слабообнаженные интрузивные образования, ранее отнесенные к оганерскому и ергалахскому комплексам. Вмещающие породы весьма сильно серпентинизированы и пиритизированы, кроме того, отмечается скаполитизация, альбитизация и связанная с ними магнетитовая минерализация. Этаж локализации субвулканических камер – породы тунгусской серии, нижний девон и, возможно, верхи силура, по аналогии с известными рудными узлами. Глубины залегания предполагаемых рудоносных интрузий – 350–1000 м. Время активного функционирования вулканоструктуры, предположительно, мокулаевское. Территория Каланской вулканоструктуры характеризуется наименьшей степенью изученности и выделяется в качестве прогнозируемой. В геофизических полях площадь характеризуется контрастными положительными магнитными аномалиями и гравитационными аномалиями. Отмечаются аномалии ВП и МПП, геохимические и гидрогеохимические аномалии.

Кулюмбинская вулканоструктура первого порядка приурочена к северной части Курейско-Горбиачинского прогиба и к зоне Имангдино-Летнинского грабеновидного разлома. В пределах Кулюмбинской вулканоструктуры наблюдаются наибольшие мощности интрузивных тел всех комплексов, и наибольшая насыщенность вмещающего разреза интрузивными телами. Кроме того, к площади вулканоструктуры приурочены наиболее дифференцированные интрузивные тела и наиболее крупные по масштабам рудопроявления, в том числе железа. Этаж локализации субвулканических камер – породы тунгусской серии, нижний девон и верхи силура. Время активного функционирования вулканоструктуры мокулаевское и хараелахское. В контуре Кулюмбинской вулканоструктуры выделяются пять второстепенных вулканоструктур: Силурийская, Верхнеильтыкская, Нижнеильтыкская, Кулюмбинская и Галельская.

6. ЛАТЕРАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРОНИЦАЕМОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Тип магматизма в Сибирской трапповой провинции во многом определяется вертикальной и латеральной проницаемостью земной коры в данном конкретном районе. Проницаемость земной коры зависит от глубины залегания субстрата, его состава и характера пликативной и дизъюнктивной тектоники.

6.1. Вертикальная проницаемость земной коры

Информацию о вертикальной проницаемости земной коры на северо-западе Сибирской платформы могут дать только данные сейсмических исследований и материалы глубокого бурения. Представления о глубинном строении региона (рис. 6.1) базируются на фондовых материалах глубинных сейсмических исследований, проведенных в 1970–1980-е годы (Голубков, 1984ф). Эти материалы уже в значительной степени устарели, как по своим техническим характеристикам, так и в интерпретационной части, тем не менее они могут дать самые общие сведения о строении земной коры.

Как видно из поперечного к оси Норильско-Хараелахского прогиба разреза (рис. 6.1), мощность осадочного чехла составляет порядка 7–9 км, подошва консолидированной коры находится на глубине 41–44 км. Мощность гранитогнейсового слоя составляет около 15–18 км с незначительным погружением отдельных блоков его кровли в зоне Норильско-Хараелахского прогиба, причем подошва прогнута намного более отчетливо на 2–3 км. Аналогично прогнута и поверхность «Мохо».

Для глубинного строения Норильско-Хараелахского прогиба в поперечном сечении (рис. 6.1) характерна большая плотность глубинных транскаоровых разломов, сходящихся в мантии в виде раскрытого веера, обеспечивающих максимальные просадки блоков в центре структуры и высокую вертикальную проницаемость земной коры. В то же время смежные положительные структуры Хантайско-Рыбнинского и Дудинского валов характеризуются меньшей плотностью глубинных разломов и сходимостью их над структурой. Это способствует крупноблоковому строению и максимальным просадкам блоков на периферии, а не в центре структуры и низкой вертикальной проницаемостью земной коры для магмы.

Аналогично можно представить себе глубинное строение Норильско-Хараелахского прогиба в продольном сечении. Для него характерна большая плотность сколовых трещин к транскаоровым разломам, сходящихся в фундаменте и чехле платформы в центре мульды, обеспечивающих максимальные просадки блоков в центре структуры и минимальные в бортах, разделяющих мульды и впадины антиклиналей и куполовидных поднятий. Это способствует более низкой вертикальной проницаемости земной коры в зоне разделяющих поднятий по сравнению с центрами мульды. Таким образом, система глубинных разломов и сколовых трещин напоминает по форме «куст», что обеспечивает при активизации мантии выход базальтового расплава через множество мелких каналов одновременно на больших площадях, что характерно для ареального типа магматизма.

В контексте вышесказанного необходимо ответить на вопрос: являются ли зоны глубинных разломов магмоподводящими и магмолокализирующими? Так как фактом является то обстоятельство, что в зоне Норильско-Хараелахского разлома нет субогласных плоскости разлома даек. Субогласные поздние дайки далдыканского комплекса наблюдаются в Дьанги-Боганидском и Таловском разломах, далдыканского, авамского и каменского

комплексов в зоне разломов Каменского дайкового пояса. Но таких даек нет ни в зоне Имангдино-Летнинского, ни в зоне Норильско-Хараелахского разломов, то есть главных рудоконтролирующих структур трапповой провинции.

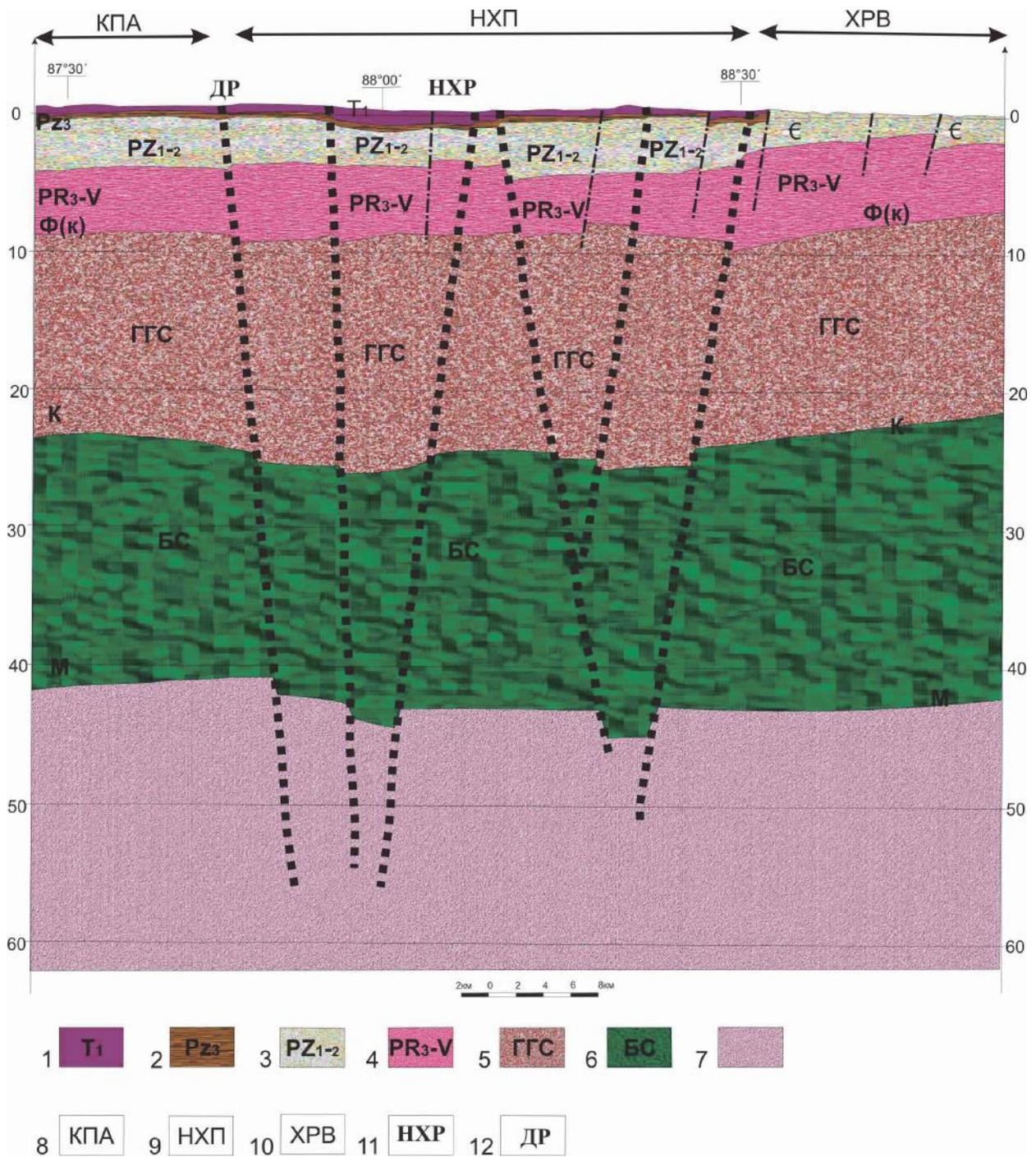


Рис. 6.1. Сейсмогеологический разрез по профилю Амбарная–Омнутах (по Голубкову, 1984ф, с упрощениями).

1 – нижнетриасовые образования; 2 – верхнепалеозойские отложения; 3 – нижнесреднепалеозойский чехольный комплекс; 4 – верхнепротерозойско-вендский чехольный комплекс; 5 – гранитогнейсовый слой; 6 – базальтовый слой; 7 – верхняя мантия; 8 – Кайеркано-Пясинская антиклиналь; 9 – Норильско-Хараелахский прогиб; 10 – Хантайско-Рыбнинский вал; 11 – Норильско-Хараелахский прогиб; 12 – Далдыканский разлом.

Тем не менее, в зонах этих разломов есть множество коротких даек субперпендикулярных плоскости главного разлома и плоскости его наиболее крупных сколов. Исходя из этого понятно, что столь короткие трещины не могут быть сквозными, уходящими в мантию, в связи с чем предполагается их ступенчатый, ветвящийся облик, обуславливающий образование ареала, уходящего на 10–20 км от зоны питающего их глубинного разлома в обе стороны. До глубин 40–60 км предполагается движение магмы вертикально по плоскости глубинного разлома без значительной ассимиляции и контаминации вмещающих пород. Выше, с началом ветвления по системе трещин магма движется ступенчато, что предполагает значительную ассимиляцию и контаминацию вмещающих пород. При этом необходимо учитывать, что ветвящаяся система трещин обеспечивает большую степень контаминации вмещающих пород по сравнению с глубинной субвулканической камерой, в связи с много большей площадью контакта при одинаковых объемах магмы.

Гранитогнейсовый слой под Норильско-Хараелахским прогибом сложен байкалидами, представленными гнейсовидными породами и кристаллическими сланцами. Единственное место, где подобные породы в значительном количестве присутствуют в трубке взрыва, располагается в центре Норильского плато, в так называемой «трубке Маслова». Чехол байкальской молодой платформы сложен верхним протерозоем и вендом, а также более молодыми образованиями. Верхнепротерозойские породы выходят на дневную поверхность в районе Игарки, там они представлены метаморфизованными базальтами, габброидными интрузиями, меденосными песчаниками.

В пределах Норильского района в естественных обнажениях и скважинах до триаса включительно развиты геологические образования верхнего протерозоя, кембрийской, ордовикской, силурийской, девонской, каменноугольной и пермской систем. Рассмотрим их более подробно, так как, начиная с кембрия, эти породы интродуцированы силами трапповых интрузий.

6.2. Латеральная проницаемость земной коры

Информация о латеральной проницаемости земной коры на северо-западе Сибирской платформы более обширна, по сути дела ее описывает стратиграфия Норильского района (Люлько, 1993ф). В целом можно сказать, что все осадочные породы чехла платформы обладают высокой латеральной проницаемостью в силу их горизонтального и пологого залегания, наличию хорошо развитой плитчатой отдельности, отсутствием литификации межслоевых контактов и регионального метаморфизма. Типичной морфологией базитовых, интрузий, внедренных в осадочный разрез, являются силлы. Низкой латеральной проницаемостью характеризуются туфобрекчии и существенно лавовые участки разреза туфолаво-вой толщи, в которых практически не наблюдаются силлы долеритов. Тем не менее, прослои туфогенных пород обладают повышенной проницаемостью. В Норильском районе выделяются два основных этажа внедрения рудоносных интрузий – нижнедевонский и тунгусский (рис. 6.2, 6.3). Породы этих уровней, в силу своих литологических свойств, характеризуются наивысшей латеральной проницаемостью. Еще два уровня можно считать второстепенными, это силурийский и моронговский. В первом дифференцированные интрузии локализуются при резко сокращенной мощности разрезов девона. Во втором локализуются наиболее молодые дифференцированные интрузии моронговского комплекса.

Большое значение имеет глубина становления интрузивов, а значит и глубина, на которой латеральная проницаемость становится выше вертикальной. В настоящее время достаточно точно можно определить глубину становления Хараелахского интрузива, как фациального аналога мокулаевской свиты. Начало становления интрузива произошло на глубине 2100 м в тыловой части, предположительно в зубовской свите, а завершилось на

глубине 2500 м в нижней части мантуровской свиты. Для Галнахского интрузива начало становления интрузива произошло на глубине 1600 м, также в зубовской свите, а завершилось на глубине 2000 м в отложениях тунгусской серии. Для Нижнеталнахского интрузива, как фациального аналога надеждинской свиты, начало становления произошло на глубине 950 м, предположительно в курейской свите, а завершилось на глубине 1550 м в разведочнинской свите. Для интрузий моронговского комплекса получаются глубины не менее 2100–3000 м (3500 м). Таким образом, наиболее благоприятные глубины, на которых латеральная проницаемость может быть выше вертикальной, определяется в 1500–2500 м и менее. Латеральная проницаемость возможна до глубин 5500 м по залеганию далдыканского интрузива в породах нижнего девона. Видимо, на глубинах более 6000 м латеральная проницаемость невозможна в принципе.

В пределах Норильской серии листов обнажений протерозоя не обнаружено, а отложения верхнего протерозоя вскрыты глубокими скважинами лишь в центральной части Гремякинской антиклинали Хантайско-Рыбинского вала. Литолого-фациальные отличия в этой толще пород мощностью более 1100 м позволяют выделить следующие подразделения: губинскую, рыбинскую и гремякинскую свиты и ниже-, средне-, верхнеполбанскую подсвиты. Губинская и рыбинская свиты сложены комплексом терригенных пород, а в вышележащей части протерозоя преобладают карбонатные отложения.

Губинская свита ($R_3(?)gb$). В Норильском районе разрез свиты представлен преимущественно красноцветными кварцевыми и кварцитовидными песчаниками и микрослоистыми аргиллитами. Палеонтологически отложения свиты не охарактеризованы и поэтому условно датируются как верхнепротерозойские отложения. Вскрытая мощность свиты – 130 м.

Рыбинская свита (R_3rb) сложена серыми и зеленовато-серыми терригенными отложениями. В вертикальном разрезе достаточно четко выделяется пять пачек: микрослоистые песчаники, в верхней половине с акритархами (50 м); микрослоистые песчаные алевролиты (200 м); микрослоистые аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоем онколитового известняка с онколитами (220 м); микрослоистые песчаные алевролиты (195 м); полевошпатокарцевые песчаники (55 м). Комплекс акритарх и установленные онколиты позволяют датировать отложения свиты верхним рифеем, весьма условно включая их в тасеевский горизонт. Общая мощность свиты – 720 м.

Породы губинской и рыбинской свит характеризуются хорошо выраженной тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит повышенной по сравнению с крупноплитчатыми известняками и мергелями проницаемостью.

Гремякинская свита (Vgr) состоит из двух подсвит. Нижнегремякинская подсвита (Vgr_1) сложена сероцветными и известковистыми глинистыми доломитами мощностью 140 м. Верхнегремякинская подсвита (Vgr_2) представлена пестроцветными тонко- и микрослоистыми доломитовыми алевролитистыми мергелями суммарной мощностью 235 м. Палеонтологические остатки представлены микрофитолитами и бурыми водорослями, что позволяет датировать вмещающие отложения вендом, условно относить их к островному горизонту. Мощность свиты – 375 м.

Отложения венда–нижнего кембрия объединены в **полбанскую свиту ($V-C_1pd$)**. Две нижние подсвиты относятся к позднему протерозою, верхняя – к нижнему кембрию. Нижнеполбанская подсвита (Vpb_1) представлена серыми и зеленовато-серыми доломитовыми мергелями с желваками и прослоями доломитовых известняков, обломками карбонатных пород и линзочками гравелитов и конгломератов. Изредка отмечаются микрослои гипсов и ангидритов. Здесь определен комплекс акритархов, микрофитолитов, онколитов и катаграфий, который указывает на принадлежность отложений подсвиты к венду и позволяет условно отнести к островному горизонту Сибири. Мощность подсвиты



Рис. 6.2. Тонкоплитчатая отдельность в аргиллитах разведочной свиты по скв. 3Ф-54. Северный фланг Хараелахского интрузива.



Рис. 6.3. Контакт долерита (вверху) с углистым аргиллитом, имеющим тонкоплитчатую отдельность, и пластом угля (внизу) в кайерканской свите по скв. 3Ф-48. Северный фланг Хараелахского интрузива.

145–162 м. Среднеполбанская подсвета (Vpb_2) сложена известняками, доломи- тами и, в меньшей степени, мергелями, прослоями гипсов, ангидритов, гипсодоломитов и кварцевых песчаников. Из пород этой подсветы определено наибольшее количество мик- рофитоцитов (18 форм) и акритарх (45 форм), что позволяет датировать отложения вендом и условно сопоставлять их с островным горизонтом. Мощность подсветы – 150–157 м.

Общая мощность вскрытых отложений верхнего протерозоя (верхний рифей и венд) в присводовой части Хантайско-Рыбнинского вала составляет 1520 м. Стратиграфически выше согласно на отложениях протерозоя залегают породы верхнеполбанской подсветы.

Нижнекембрийские отложения в Норильском районе вскрыты скважинами в ядрах по- ложительных структур на Полбанской и Южно-Пясинской площадях и лишь фрагментар- но обнажены в долине р. Гремяка. В составе отдела выделены отложения верхнеполбан- ской подсветы, краснопорожской свиты и шумнинской толщи.

Верхнеполбанская подсвета (\mathcal{E}_1pb_3) сложена глинистыми доломитами, доло- митовыми известняками, мергелями и доломитовыми мергелями; в отдельных интервалах подсветы развиты прослой гипсов, ангидритов и сульфатно-карбонатных пород. В осно- вании подсветы залегает пачка известняков или доломитов, обогащенных алевроито- песчаным материалом, часто с прослоями и пластами кварцевых песчаников. Наибольший объем в строении разреза подсветы занимают мергели серой и зеленовато-серой окраски. В верхней половине подсветы определены хиолиты, ангустиокреиды, хиолительмиты, губки. В целом весь комплекс органики подчеркивает нижнекембрийский (томмотский) возраст вмещающих отложений. Мощность подсветы – от 213–315 м.

Породы гремякинской и полбанской свит характеризуются грубоплитчатой отдель- ностью по напластованию пород, а значит пониженной, по сравнению с тонкоплитчатыми аргиллитами и алевролитами, проницаемостью.

Краснопорожская свита (\mathcal{E}_1kp). В Норильском районе эти отложения представлены плотными средне- и грубослоистыми доломитистыми водорослевыми известняками, пест- роокрашенными в нижней половине и сероцветными в верхней. В основании свиты отме- чается маркирующий горизонт мощностью до 20 м, состоящий из темно-серых до черного цвета битуминозных глинистых доломитистых известняков и кирпично-красных извест- няков с хиолитами, хиолительминтами, гастроподами, губками, которые подчеркивают томмотский возраст вмещающих пород. В верхней части разреза свиты определена фауна атдабанского яруса. Мощность краснопорожской свиты – от 115 до 154 м.

Шумнинская толща (\mathcal{E}_1sm) представлена пластом (1,3–2,6 м) темно-серых до черных битуминозных доломитистых глинистых известняков с фосфоритами (окиси фосфора от 0,4 до 17,4%). Значительный объем в породе занимает мелкий детрит обломком трилоби- тов, хиолитов, брахиопод и гастропод. В фосфоритовых известняках собрано большое ко- личество остатков трилобитов, что характеризует низы боттомского яруса ленского надъ- яруса Сибири и верхи атдабанского яруса.

Породы краснопорожской свиты и шумнинской толщи характеризуются грубоплитча- той отдельностью по напластованию пород, а значит пониженной проницаемостью.

Отложения среднего отдела вскрыты буровыми скважинами на Полбанской площади, фрагментарно обнажены в береговых обрывах рек Гремяка, Рыбная, Чопко, Туколанд, Мокутей и др., а также под названием **угдекагирской свиты (\mathcal{E}_2ug)** на Южно-Пясинской площади. В отложениях среднего кембрия здесь не наблюдается резких литологических границ, однако это компенсировано богатыми послойными сборами органических остат- ков, которые позволяют выделить в разрезе отложения верхов амгинского яруса и двух подъярусов майского яруса. Разрез представлен здесь известняками доломитовыми и до- ломитами известковистыми, глинистыми и алевро-глинистыми, неравномерно тонкослои- стыми серыми и зеленовато-серыми, с многочисленными желваками водорослевых обра- зований. Южнее Норильской группы листов на Игарской площади в районе р. Брус и

р. Кулюмбэ майскому ярусу соответствуют пестроцветные карбонатно-глинистые отложения **усть-брусской** (\mathcal{C}_{2ub}) и **лабазной** (\mathcal{C}_{2lb}) **свит** общей мощностью до 1050 м. В пределах Норильского района аналогичные пестроцветные отложения на Южно-Пясинской площади составляют уже 215 м (**угдекагирская свита** – \mathcal{C}_{2ug}), а на Полбане в пределах Гремякинской антиклинали отложения майского яруса сокращены до 133 м.

Породы среднего отдела в целом характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит пониженной проницаемостью.

Отложения верхнего отдела кембрийской системы пользуются широким распространением в пределах Хантайско-Рыбнинского вала. В разрезах верхнего кембрия здесь выделены чопкинская и туколандинская свиты.

Чопкинская свита ($\mathcal{C}_3\check{c}p$) сложена карбонатными отложениями, которые пользуются широким распространением на бортах Рыбнинского вала и имеют мощности до 745–800 м. Отложения свиты подразделены на три пачки. Нижняя пачка ($\check{c}p^1$) представлена серыми и темно-серыми алевритистыми и глинистыми известняками с прослоями, линзами известняковых конгломератов, конгломератобрекчий, содержащими фауну трилобитов. Мощность – 170 м. Средняя пачка ($\check{c}p^2$) представлена серыми, темно-серыми известняками тонкослоистыми, тонкоплитчатыми, глинистыми, алевритистыми, с многочисленными линзами водорослевых известняков с трилобитами и конгломератов. Мощность – 330–360 м. Верхняя пачка ($\check{c}p^3$). Известняки серые и зеленовато-серые глинистые и алевритистые, доломитовые, тонкослоистые, иногда бугристо-наслоенные до желваковистых с линзами и прослоями комковато-слоистых известняков с трилобитами. Мощность пачки – 210 м.

Туколандинская свита ($\mathcal{C}_3\text{--}O_1tk$) подразделена на три пачки. Нижняя пачка (tk^1) представлена серыми доломитовыми, алевритовыми водорослевыми и органогенными известняками с трилобитами с прослоями красно-бурых и зеленовато-серых разностей. Мощность – 80–115 м. Средняя пачка (tk^2). Известняки темно-серые комковатые, оолитовые, водорослевые в переслаивании с красно-бурыми и зеленовато-серыми глинистыми разностями, и аргиллитами с трилобитами. Мощность – 190–470 м. Верхняя пачка (tk^3) представлена переслаивающимися глинистыми известняками и водорослевыми, конгломератовидными известняками, содержащими трилобиты, брахиоподы и моноплакофоры мансийского горизонта. Мощность – 40–60 м.

Породы чопкинской и туколандинской свит характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит пониженной проницаемостью.

Отложения ордовика в районе представлены двумя отделами и пользуются очень широким распространением; картируются в бортах Хантайско-Рыбнинского вала совместно с кембрийскими образованиями.

Уйгурская свита (O_1ug) подразделена на две пачки. Нижняя пачка (ug^1) представлена серыми оолитовыми, глинистыми, органогенно-детритовыми известняками и желтовато-серыми доломитами. Прослой красно-бурых глинистых доломитов, линзы кварцевых песчаников, аутигенные брекчии с трилобитами и брахиоподами. Мощность – 92–137 м. Верхняя пачка (ug^2). Доломиты светло-серые алевропесчанистые, в переслаивании с известняками оолитовыми. Прослой красно-бурых глинистых доломитов, кремни. Мощность – 114–141 м. Общая мощность свиты – 251–233 м.

Ильтыкская свита (O_1il) расчленена на две подсвиты. Нижнеильтыкская подсвита (il_1) – известняки комковато-слоистые оолитовые, органогенно-обломочные с брахиоподами, трилобитами, конодонтами, характерными для нийского горизонта, в переслаивании с доломитами, отмечаются кремни и линзы ангидрита. Мощность – 70–130 м. Верхнеильтыкская подсвита (il_2), нижняя пачка (il_2^1) сложена доломитами светло-серыми массивными, комковато-слоистыми брекчиевидными, с прослоями глинистых разностей и оолитовых известняков. Включения ангидрита, желваки кремней. Отме-

чается фауна брахиопод, трилобитов, моноплакофор, гастропод, конодонтов, широко известных в отложениях кимайского горизонта на Сибирской платформе. Мощность – 310–430 м. Верхняя пачка (il_2^2) представлена доломитами светло-серыми, с прослоями зеленовато-серых и красно-бурых глинистых разностей. Линзы ангидрита. Отмечается фауна брахиопод, трилобитов, моноплакофор, гастропод, конодонтов. Мощность – 75–115 м

Гурагирская свита (O_{1-2gr}) подразделена на три пачки. Нижняя пачка (gr^1) представлена мергелями доломитовыми красно-бурыми, прослоями зеленовато-серыми алевритистыми. Единичные прослойки известняков, доломитов, кварцевых песчаников, линзы и прожилки ангидритов. Мощность – 30–50 м. Средняя пачка (gr^2) – мергели доломитовые пестроцветные (сиреневые, вишнево-бурые, зелено-серые) алевритистые, с линзами песчаников. Прослойки доломитов, известняков, ангидритов. Мощность – 50–70 м. Верхняя пачка (gr^3) – мергели доломитовые зелено-серые, красно-бурые; в подошве прослойки известняков, доломитов. Линзы, желваки ангидрита. Мощность – 30–40 м.

На северо-западе Сибирской платформы этот уровень фауной не охарактеризован, поэтому к вихоревскому горизонту относим условно большую часть второй и третью пачки гурагирской свиты. В отдельных разрезах нижние слои второй и первая пачка гурагирской свиты содержат кимайский комплекс конодонтов, которые условно относим к кимайскому горизонту аренигского яруса.

Ангирская свита (O_{2an}) представлена темно-серыми известняками комковато-слоистыми, в основании – органогенными известняками. Свита является реперной для разрезов среднего ордовика. Возраст отложений подтверждается палеонтологическими остатками брахиопод, остракод, конодонтов, характерных для волгинского горизонта. В низах ангирской свиты содержится комплекс лингулид и конодонтов, характерных для муктэйского горизонта. Мощность – 25–45 м.

Амарканская свита (O_{2am}) представлена пестроцветными мергелями известковыми, доломитовыми, с прослоями алевролитов и аргиллитов. Известняки глинистые, органогенно-обломочные, доломиты с брахиоподами, остракодами, конодонтами, которые указывают на принадлежность вмещающих их пород к киренско-кудринскому горизонту. Мощность – 60–70 м.

Загорнинская свита (O_{2zg}) представлена аргиллитами известковистыми зеленовато-серыми, с прослоями известняков, в которых отмечается фауна брахиопод, остракод, конодонтов, характерных для нижних слоев загорнинской свиты, и широко распространены в отложениях чертовского горизонта. В верхней же большей части загорнинской свиты брахиоподы, трилобиты, остракоды, конодонты характерны для баксанского горизонта. Мощность свиты – 5–101 м.

Породы ордовика в целом, за исключением загорнинской свиты, характеризуются средне- и тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит повышенной проницаемостью. Более того, ильтыкская и гурагирская свиты содержат пласты и линзы ангидрита, аналогичные нижнесреднедевонским отложениям в районе Норильска, что делает этот горизонт также весьма перспективным для образования рудоносных интрузий.

Силурийские отложения в районе представлены двумя отделами. Отложения чамбинской таликитской, омнутахской, хюктинской, макусской и постничной свит фрагментарно выходят на дневную поверхность в пределах Хантайско-Рыбнинского вала.

Чамбинская свита ($S_1\check{c}m$) подразделена на две подсвиты. Нижнечамбинская подсвита ($\check{c}m_1$) представлена серыми, черными, темно-серыми аргиллитами, известковистыми аргиллитами с прослоями мергелей, известняков. В основании – маркирующий горизонт черных аргиллитов «граптолитовые сланцы». Мощность – 29–51 м. Верхнечамбинская подсвита ($\check{c}m_2$) сложена глинистыми известняками, мергелями с прослоями тонкоплитчатых органогенно-детритовых известняков. Фауна граптолитов характеризует мойероканский горизонт Сибирской платформы. Мощность – 32–80 м.

Породы загорнинской и чамбинской свит характеризуются тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит повышенной проницаемостью.

Таликитская свита (S_{1tl}) разделена на две подсвиты. Нижнеталикитская подсвита (tl_1) сложена темно-серыми мергелями с обособлениями и стяжениями известняков. Мощность – 32–46 м. Верхнеталикитская подсвита (tl_2) представлена глинистыми известняками, комковатыми, бугристо наслоенными, с прослоями мергелей и линзами криноидно-детритовых известняков. Фауна граптолитов является характерной для хаастырского горизонта. Мощность – 40–64 м.

Омнутахская свита (S_{1om}) разделяется на три подсвиты. Нижнеомнутахская подсвита (om_1) представлена аргиллитами известковыми, мергелями серо-зелеными с линзами органогенно-обломочных известняков. Мощность – 16–60 м. Среднеомнутахская подсвита (om_2) сложена аргиллитами, мергелями известковыми «журавчиковыми», с прослоями криноидно-детритовых известняков и автокластических брекчий. Аргиллиты преимущественно сероцветные, в низах подсвиты – пестроцветные. Мощность пестроцветов на Вальковской площади – первые сантиметры, на Норильском и Имангдинском листах – 2–4 м, на Дальдеканской площади уже 37 м (скв. Ф-245). В разрезе подсвиты на остальных площадях Норильского района не отмечено пестроцветов на этом стратиграфическом уровне. Мощность подсвиты – 40–102 м. Верхнеомнутахская подсвита (om_3) представлена известняками комковатыми глинистыми с «журавчиками», прослоенными массивными, органогенно-детритовыми разностями. Фауна строматопороидей, брахиоподов, граптолитов и остракод характеризуют верхи хаастырского и агидыйского горизонтов. Мощность – 29–60 м.

Хюктинская свита (S_{1hk}) представлена кораллово-строматопоратовыми постройками или продуктами их разрушения, известняками доломитовыми и доломитами комковато-слоистыми с кремнями и прослоями мергелей. Фауна строматопороидей, табулят и брахиопод типична для хакомского комплекса. Мощность – 90–95 м.

Верхний отдел силура представлен толщей разнофациальных карбонатно-терригенных (I тип разреза) и сульфатно-карбонатно-терригенных (II тип разреза) пород мощностью 150–220 м. Карбонатные типы разрезов тяготеют к внутренним бортам Хантайско-Рыбнинского вала, сульфатные – на удалении от них.

Макусская свита (S_{2mk}) подразделяется на две подсвиты. Нижнемакусская подсвита (mk_1) сложена органогенно-обломочными доломитистыми известняками с прослоями серых и зеленовато-серых мергелей. Типичны тонкослоистые мергели в подошве и черные органогенно-обломочные известняки комковатые, часто оолитовые, строматолитовые в кровле. Мощность – 40–85 м. Верхнемакусская подсвита (mk_2) представлена разрезами двух типов: I тип, это доломиты слоистые, мелкообломочные с прослоями глинистых известняков, часто оолитовых темно-серых до черных, мергелей доломитовых и глинистых доломитов слабокавернозных с голубоватыми ангидритами в кавернах. II тип разрезов сложен переслаиванием ангидритов и доломитов с пропластками мергелей и оолитовых известняков. Мощность подсвиты – 30–55 м. Комплекс фауны свиты сопоставляется с тукальским горизонтом. Общая мощность макусской свиты – 50–90 м.

Породы таликитской, омнутахской, хюктинской и макусской свит в целом характеризуются тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит повышенной проницаемостью, благоприятной для внедрения рудоносных интрузий. В частности рудоносные интрузии Имангдинского, Фокинского и Кулюмбинского рудных узлов (рис. 6.4) расположены именно в силурийских породах, тем более благоприятных в связи с наличием в подстилающих ордовикских отложениях линз и пластов ангидрита, аналогичных нижедевонским.

Постническая свита (S_{2ps}) венчает разрез силурийских отложений в районе. Нижняя граница проводится по появлению характерных полосчатых мергелей в переслаивании с

пластовыми ангидритами; верхняя – по исчезновению этих мергелей из разреза. Свита имеет два типа разрезов: I тип сложен сероцветными доломитами с пропластками мергелей и доломитов обломочных и брекчиевидных; II тип разрезов (более распространенный) представлен чередованием доломитов, ангидритов и полосчатых доломитовых мергелей. В низах свиты мергели иногда зеленовато-серые. Постническая свита сопоставляется с холуханским горизонтом и условно относится к прижидольскому ярусу. Мощность свиты – 60–110 м.

Породы постнической свиты в целом характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород и пониженной проницаемостью.

Морские, лагунно-морские, лагунно-континентальные отложения девонской системы представлены тремя отделами. В разрезе девонских отложений Норильского района выделяются ямпахтинская, хребтовская, зубовская, курейская и разведочнинская свиты нижнего девона, мантуровская и юктинская – среднего и нахохозская, каларгонская и фокинская свиты – верхнего девона.

Ямпахтинская свита (D_{1jm}) имеет два типа разрезов: I тип – терригенно-карбонатный – характеризуется отсутствием сульфатных и глинистых пород и представлен известняково-аргиллитовой и известково-доломитовой толщей или доломитами и доломит-известковыми аутигенными брекчиями. II тип разреза (более распространенный) представлен сероцветными доломитами с прослоями ангидритов и мергелей. В верхней части свиты в обоих типах разрезов отмечены пластовые строматолиты. По составу и стратиграфическому положению эти отложения весьма сходны с разрезом средней подсвиты панкагирской свиты на р. Кулюмбэ, что служит основанием для отнесения этого уровня к мукдекенскому горизонту нижнего девона. Мощность ямпахтинской свиты – 35–90 м.

Породы ямпахтинской свиты характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит пониженной проницаемостью.

Хребтовская свита (D_{1hr}) сложена главным образом 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. В аргиллитах изредка встречаются крупные раковины остракод и единичные фрагменты скелета бесчелюстных. В региональной стратиграфической схеме свита отнесена к мукдекенскому горизонту. Мощность свиты – 45–90 м.

Зубовская свита (D_{1zb}) рассматривается в объеме двух подсвит. Нижнезубовская подсвита (zb_1) с незначительным размывом залегает на породах хребтовской свиты и представлена неравномерным переслаиванием пестроцветных алевритистых мергелей массивных и грубослоистых с ангидритами и глинистыми доломитами; изредка отмечаются линзы солей. В нижней части подсвиты либо ее подошве присутствует маркирующий («горозубовский») пласт ангидрита (10–20 м); еще один пласт (2–5 м) пересечен многими скважинами у верхней границы. В подошве подсвиты породы, как правило, с примесью терригенного материала. Находки палеонтологических остатков в породах ограничиваются редкими раковинами лингул и пелеципод. Над «горозубовским ангидритом» отмечен пласт строматолитовых доломитов. Мощность подсвиты – 35–80 м.

Верхнезубовская подсвита (zb_2) сложена ритмичнопереслаивающимися сероцветными и зеленовато-серыми мергелями и ангидритами с редкими прослоями доломитов. Иногда в верхах подсвиты отмечаются маломощные пропластки красно-бурых мергелей. В верхней и средней частях подсвиты переслаивание приобретает ленточный облик. Южнее Норильска, в районе горы Чёрная известны разрезы, где верхние части (10–20 м) разреза подсвиты почти полностью лишены сульфатов. Палеонтологические остатки отмечены только в верхней трети подсвиты, где встречены тонкие (до 5 см) прослои оолитовых доломитов и доломитистых аргиллитов с остатками остракод и ракоскорпионов.

Мощность подсвиты – 45–85 м. В региональной стратиграфической схеме зубовская свита соответствует зубовскому горизонту нижнего девона. Общая мощность свиты – 80–160 м.

Курейская свита (D_{1kr}) разделена на две подсвиты. Нижнекурейская подсвита (kr_1) сложена серыми, темно-серыми, реже зеленовато-серыми известковистыми или доломитистыми аргиллитами и мергелями, иногда алевритистый, с редкими тонкими (1–3 см) прослоями темно-серых доломитистых известняков и глинистых доломитов. На плоскостях наслоения иногда отмечаются слепки кристаллов галита. В нижних 10 м обычны линзы и пропластки серых гипсов и ангидритов. Для пород характерна тонкослоистая текстура и плитчатая отдельность. Здесь же тонкослоистая текстура пород местами нарушена ходами илороющих организмов. Достоверные палеонтологические находки относятся к верхним слоям подсвиты, где встречены малочисленные бесчелюстные – гетеростраки, чешуя рыб, остракоды и ракоскорпионы раннедевонского облика. Фауна соответствует верхнему жедину–нижнему эмсу прежней стратиграфической шкалы. Мощность подсвиты – 9–27 м. Верхнекурейская подсвита (kr_2). В целом по всему региону подсвита расчленяется на четыре пачки. Четные пачки пестроцветные (красно-бурые и зеленые мергели и аргиллиты с ихтиофауной). Первая и третья пачки сероцветные: ритмичнослоистые черные аргиллиты с остракодами и серые до зеленовато-серых мергели. Здесь определены многочисленные остракоды и рыбы. В целом комплекс соответствует зигену прежней общей стратиграфической шкалы. Мощность подсвиты – 40–65 м. Общая мощность курейской свиты – от 20 до 90 м.

Разведочнинская свита (D_{1rz}) представлена чередованием пачек фосфоритоносных черных, серых, зеленовато-серых и коричневатых-серых (до шоколадных) аргиллитов с линзами желваково-детритусовых фосфоритов, остатками позвоночных, брахиопод, тентакулитов. Пестроцветные пачки не выдержаны по площади, т.к. известны лишь серо- и зеленоцветные разрезы свиты. Низы и верхи свиты отличаются повышенной, относительно средней части, терригенностью. Близ кровли аргиллитовой толщи прослеживаются 1–2 маркирующие пласта вторичных доломитов с многочисленными колониями строматопор и табулят, выше которых обычны линзы и прослои сероцветных алевролитов с линзами глауконитовых песчаников. Основание свиты обогащено фосфорито-детритусовыми прослоями и линзами («костные брекчии»), линзами фосфоритовых гравелитов и песчаников. Отсюда определены остатки позвоночных, тентакулитов, крупные артродиры, что позволяет относить вмещающие отложения еще к пражскому ярусу.

Вышележащая часть разведочнинского горизонта охарактеризована более богатым комплексом палеонтологических остатков: брахиоподы, кораллы, криноидеи, тентакулиты, остракоды, рыбы, споры и пыльца, которые соответствуют эмскому возрасту. Мощность разведочнинской свиты в Норильском районе составляет 40–250 м. На Олорской, Микчандинской, Глубокоозерской площадях и в районе р. Ондодоми (скв. КТ-4) отложения разведочнинской свиты выпадают из разреза.

Породы хребтовской, зубовской, курейской свит в целом характеризуются тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород и высокой латеральной проницаемостью. Аргиллиты и алевролиты разведочнинской свиты характеризуются наивысшей латеральной проницаемостью. В целом породы нижнего девона являются главным этажом внедрения рудоносных интрузий в Норильском районе в силу своих высоких свойств к деструкции и ассимиляции. Нижележащие породы при внедрении базитовых интрузий, как правило, легко раздвигаются, породы же нижнего девона не только легко раздвигаются, но и ассимилируются. Важной особенностью пород этого горизонта является наличие в толще значительного количества ангидритов в виде желваков, прослоев и пластов, что является источником дополнительной серы. «Стреляющие» аргиллиты разведочнинской свиты легко разрушаются при соприкосновении с водой и буквально пронизаны многочисленными зеркалами скольжения (рис. 6.2).

Зачастую весьма интенсивная трещинная тектоника в вышележащих породах ниже не следует за счет пластических деформаций в разведочнинской свите и алевролитах нижнего девона. Аргиллиты разведочнинской свиты легко контаминируются базитовым расплавом с образованием мощных (до 60 м) линз диоритов в кровле интрузий. Породы нижнего девона легко поддаются ороговикованию и метаморфизму дифференцированными интрузивами, что делает их практически непроницаемыми для более молодых интрузивов. Более молодые интрузии в этом случае обходят эти зоны ороговикования, делая своеобразные «ворота» над дифференцированным интрузивом. Ярким примером таких соотношений являются «Далдыканские Ворота» над Вологочанским интрузивом. Породы нижнего девона являются этажом внедрения для Хараелахского, Талнахского, Вологочанского, Зубовского, Верхнеамбарнинского, Верхнебыстринского, и Имангдинского интрузивов.

Средний девон представлен отложениями эйфельского и живетского ярусов. Выделяются две свиты – мантуровская и юктинская. В подошве мантуровской свиты установлен региональный перерыв. На Глубокоозерской, Микчандинской площадях и в районе р. Ондодомы отмечается залегание ее на разных уровнях курейского горизонта.

Мантуровская свита (D_2mt), расчленяется на две подсвиты. Нижнемантуровская подсвита (mt_1) сложена пестроцветными доломитовыми и известковистыми мергелями с желваками ангидритов. В кровле и середине подсвиты прослеживаются сероцветные пачки ангидрит-доломит-мергелистых пород. В низах подсвиты – прослои черных аргиллитов, а в подошве – ожелезненные алевролиты с линзами песчаников. В нижней части подсвиты встречаются остракоды и фрагменты рыб, определен спорово-пыльцевой комплекс. Остатки в целом характерны для раннеэйфельского (вероятно, позднеэмский–раннеэйфельский) возраста. Мощность подсвиты обычно выдерживается в пределах 120–140 м, увеличиваясь в зоне Норильско-Хараелахского разлома до 200–500 м. Сокращенные мощности (до 20–60 м) отмечены в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала на Имангдинской, Микчандинской площадях и в районе р. Ондодомы. Верхнемантуровская подсвита (mt_2) с размывом залегает на нижнемантуровских образованиях и представлена разрезами двух типов: I тип разрезов – брекчии карбонатные, мергели сероцветные и зеленовато-серые, доломиты. Мощность – до 90 м. II тип разрезов – доломиты, мергели, ангидриты, линзы и пласты галита. В средней части – мергели красноцветные. В подошве подсвиты – горизонт соленосной карбонатной брекчии с пластами каменной соли. В подсвите отмечены остатки фораминифер и табулят, определяющие живетский возраст. В зависимости от соленосности и доли эвапоритов в разрезе мощность подсвиты варьирует от 40 до 240 м. Суммарная мощность мантуровской свиты в зависимости от палеотектонических обстановок осадконакопления колеблется от 180–240 м до 500–700 м.

Юктинская свита (D_2jk) согласно залегает на отложениях мантуровской свиты и расчленяется на две подсвиты. Нижнеюктинская подсвита (jk_1) представлена разрезами двух типов: известняковым и вторичнодоломитовым. Разрезы коррелируются по фауне фораминифер и брахиопод, которая соответствует юктинскому горизонту региональной стратиграфической шкалы. Мощность – 10–30 м. Верхнеюктинская подсвита (jk_2) имеет два типа разрезов: карбонатный и сульфатно-карбонатный (II тип), отличающиеся соответственно наличием и объемами ангидрита, гипса, доломита и каменных солей. В доломитах определены фораминиферы и брахиоподы, определяющие позднеживетский возраст. Мощность подсвиты – 5–80 м. Мощность свиты в целом – 20–130 м.

Породы мантуровской и юктинской свит в целом характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород, а значит пониженной проницаемостью.

Верхний отдел девона представлен лагунными, лагунно-морскими и лагунно-континентальными отложениями франского и фаменского ярусов. В региональном плане первому

соответствует накохозский и значительная часть каларгонского горизонта, второму – самые верхи каларгонского и фокинский горизонт.

Накохозская свита (D_3nk) представлена кирпично-красными и зеленоцветными алевритистыми мергелями, обычно доломитовыми, ангидритами, иногда содержащие пласты галита. В верхней части разреза на отдельных площадях среди пестроцветов прослеживаются маломощные пласты доломитов. На участках палеоподнятий фиксируются сокращенные мощности свиты. Здесь отмечается постепенное исчезновение из разреза сульфатов и красноцветных пород, а терригенность и известковистость мергелей увеличивается. Палеонтологические находки в разрезе свиты весьма скудны. Обычно же возраст свиты определяется ее положением между фаунистически охарактеризованными отложениями юктинского и каларгонского горизонтов. Мощность свиты по скважинам колеблется от 0 до 160 м.

Каларгонская свита (D_3kl) представлена известняково-доломитовой толщей, имеющей трехчленное строение. Нижнекаларгонская подсвита с размывом залегает на накохозских либо юктинских отложениях и имеет два типа разрезов: в первом типе сложена брекчиями карбонатными, мергелями и доломитами; во втором – неравномерное переслаивание ангидритов, мергелей и доломитов. На отдельных площадях – линзы галита. В подошве подсвиты обоих типов – пласт доломитов с пелециподами, характерных для нижней части каларгонского горизонта. Мощность подсвиты – 30–140 м.

Среднекаларгонская подсвита имеет два типа разрезов и расчленяется на шесть пачек. Исторически утвердилась их нумерация сверху вниз по разрезу. 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. Отложения содержат остатки фораминифер, остракод, брахиопод и водорослей, типичных для каларгонского горизонта региональной шкалы. Мощность – 50–120 м.

Верхнекаларгонская подсвита представлена переслаиванием доломитов, известняков и алевритистых мергелей. В отложениях подсвиты определены фораминиферы, кораллы, пелециподы, остракоды и другие остатки, характерные для верхов каларгонского горизонта. Палеонтологический комплекс в целом приобретает фаменский облик. Мощность свиты – до 90 м.

Фокинская свита (D_3fk) с размывом залегает на образованиях каларгонской свиты. В целом 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. В средней части свиты – маркирующий пласт известняков (3–7 м) с остатками фораминифер, брахиопод, водорослей фаменского возраста. Этот известняк позволил расчленить фокинскую свиту на две подсвиты: нижнефокинскую (fk_1) мощностью до 220 м и верхнефокинскую (fk_2) – мощностью до 230 м. Для обеих подсвит отмечено два типа разрезов: сокращенные карбонатные (I тип) и сульфатно-карбонатные. В обоих типах и в обеих подсвитах отмечены по два маркирующих пласта доломитов, иногда оолитовых и катаграфиевых, что позволяет расчленить каждую подсвиту на три пачки.

Породы накохозской, каларгонской и юктинской свит характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород и пониженной проницаемостью.

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_3). Отложения нижнего отдела представ-

лены турнейским и визейским ярусами. Снизу вверх здесь выделяются ханельбиринская, серебрянская и тундринская свиты.

Ханельбиринская свита (C_{1hn}) представлена серыми и темно-серыми слабобитуминозными органогенно-детритовыми известняками с линзами и желваками кремней. Фаунистические остатки в свите представлены комплексом фораминифер, брахиопод и кораллов, определяющих ханельбиринский горизонт региональной шкалы. В основании свиты – региональный перерыв. Выпадает нижняя часть турнейского яруса.

Серебрянская свита (C_{1sr}) пользуется значительным распространением на площади Норильского района. Представлена серыми, темно-серыми доломитовыми известняками, известняками, известковистыми доломитами. Возраст отложений охарактеризован остатками фораминифер и брахиопод. Мощность свиты – 9–40 м.

Тундринская свита (C_{1tn}) подразделена на две подсвиты. Нижнетундринская подсвита (tn_1) – гипсы, ангидриты с прослоями и линзами серых и пестроцветных доломитов, мергелей, известняково-доломитовых брекчий в районе оз. Пясино и аналогичный разрез, но без сульфатов, в районе р. Фомина и ст. Тундра (между Норильском и Дудинкой). Мощность – 35–95 м. Верхнетундринская подсвита (tn_2) представлена известняками, глинистыми известняками, мергелями (с примесью песчано-глинистого материала в верхней части) и линзами и стяжениями кремней, мощность – до 50 м. Свита условно сопоставляется с подъяковским горизонтом Кузбасса ранневизейского возраста. Общая мощность свиты – до 155 м в районе оз. Пясино.

Породы ханельбиринской, серебрянской и тундринской свит характеризуются грубоплитчатой отдельностью по напластованию пород и пониженной проницаемостью.

Отложения, относимые к среднему карбону, распространены отдельными (изолированными) участками и представлены высоkozрелыми породами, преимущественно кварцевыми песчаниками.

Тунгусская серия (C_2-P_3) отнесена к среднему отделу каменноугольной системы – верхнему отделу пермской системы нерасчлененным. Отложения тунгусской серии объединяют достаточно мощную толщу верхнепалеозойских угленосных отложений, с угловым и стратиграфическим несогласием залегающих на образованиях морского палеозоя и подстилающую вулканогенно-осадочный комплекс пермо-триаса. Это лагунно-континентальные угленосные породы, представленные песчаниками, сланцами, алевролитами, аргиллитами, пластами каменного угля. По совокупности органических остатков и вещественному составу образования серии подразделяются на семь свит: апсеканскую, адылканскую и талнахскую, объединяемые по степени угленасыщенности в непродуктивную (слабоугленосную) толщу, и далдыканскую, шмидтинскую, кайерканскую, амбарнинскую – продуктивную (угленосную) толщу. Адылканская и апсеканская свиты отнесены к карбону, остальные – к пермским отложениям.

Апсеканская свита (C_{2ap}) представлена мергелями, доломитами песчанистыми зеленовато-серыми, кварцевыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, конгломератами. Отложения свиты с региональным перерывом подстилаются морскими и карбонатными породами нижнего ордовика (гора Апсекан), карбонатным комплексом пород девона (гора Шмидтиха); согласно перекрываются угленосно-терригенными образованиями адылканской свиты (гора Шмидтиха), охарактеризованной катским фитокомплексом, по которому возраст апсеканской свиты, по аналогии с другими районами, определяется как среднекарбонный, башкирского яруса, возможно, нижнеяготойского подгоризонта. Мощность свиты – 0–25 м.

Адылканская свита (C_{2-3ad}) представлена тонкоритмичным переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников, известковистых и углистых алевролитов, аргиллитов; маломощные прослои и линзы конгломератов, известняков, известковистых конкреций, единичные прослои и линзы каменных углей. Отложения охарактеризованы флорой, опреде-

ляющей поздне-среднекарбонный возраст. Мощность свиты – от 70 м в пределах Норильско-Хараелахского прогиба до полного выклинивания ее в бортах Хантайско-Рыбнинского вала.

Терригенно-угленосные отложения и вулканогенные образования верхнего и нижнего отделов перми на основании палеоботанических данных отнесены к бургуклинскому, пеляткинскому, дегалинскому и гагарьеостровскому биостратиграфическому горизонтам, соответствующим по стратиграфическому объему талнахской, далдыканской, шмидтинской, кайерканской, амбарнинской и ивакинской свитам.

Талнахская свита (P_1t) сложена разномышными песчаниками с угловатыми обломками и окатышами глинисто-алевритовых пород. Для отложений свиты характерно линзовидно-полосчатое чередование алевритов, маломощные пропластки угля и преимущественно сульфидные и известковые конкреции, а также биотурбации за счет илоедов. Отмечаются редкие остатки солоновато-водных и морских эвригалинных пелеципод и флора, характеризующая нижнебургуклинский подгоризонт нижней перми. 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 разномышных полимиктовых песчаников, которые по разрезу сменяются ритмичным чередованием алевритов, аргиллитов, углистых пород, пластов угля и углистых пропластков. Обычно в разрезе свиты присутствуют 1–2 пласта угля рабочей мощности, характерно наличие многочисленных крупных растительных остатков хорошей сохранности – «хвощевой горизонт». Широко распространены сидеритовые и глинисто-карбонатные конкреции. Фауна пелеципод, флора и палинокомплекс соответствуют верхнебургуклинскому подгоризонту кунгурского яруса. Мощность свиты – до 65 м.

В верхнем отделе перми по литолого-фациальному составу выделены шмидтинская, кайерканская, амбарнинская и ивакинская свиты, соответствующие по стратиграфическому объему пеляткинскому (две первые), дегалинскому и гагарьеостровскому горизонтам. Ивакинская свита по вещественному составу относится к вулканитам туфолавовой толщи пермо-триаса.

Шмидтинская свита (P_2sm) имеет в Норильском районе два типа разрезов, связанных взаимными переходами. Первый, или Кайерканско-Фокинский тип, характеризуется мощностью до 120–150 м, относительной «мористостью» и более тонким гранулометрическим составом, пластами угля малой и средней мощности (до 10–12 м), неустойчивыми по мощности и строению. Этот тип разреза приурочен к Норильско-Хараелахскому прогибу и Сыверминской мульде Тунгусской синеклизы. Гипостратотип на Кайерканском месторождении каменного угля. Второй, или Норильский, тип разреза характерен для прикляновой части западного крыла Хантайско-Рыбнинского вала и представлен преимущественно пачками разномышных полимиктовых песчаников, иногда с линзами гравелитов, конгломератов и 1–3 пластами угля, в том числе мощными, сложного строения. Мощность разреза составляет 20–35 м. Из отложений шмидтинской свиты определены пелециподы, флора и палинокомплекс, позволяющий сопоставить эти отложения с верхней частью бургуклинского–нижней частью пеляткинского горизонтов. Общая мощность шмидтинской свиты – 20–150 м.

Кайерканская свита (P_2kr) наиболее угленасыщенная и грубозернистая часть разреза Тунгусской серии. Свита представлена мощными пачками песчаников, алевритов, аргиллитов, их углистых разностей; прослои и линзы гравелитов, конгломератов, пласты каменных углей. Возраст отложений характеризуется остатками пелеципод, флоры и палинокомплексом, позволяющими сопоставлять вмещающие толщи с верхнепеляткинским подгоризонтом казанского яруса. Отложения свиты могут полностью выклиниваться в

прибортовых частях локальных структур или уничтожаться последующим размывом. Мощность свиты – 0–90 м.

Амбарнинская свита (*R_{3am}*) венчает разрез тунгусской серии и слагает верхнюю слабоугленосную толщу. В результате предивакинского размыва она не имеет сплошного распространения и представлена обычно своими нижними горизонтами, залегающими с эрозионным врезом на кайерканской свите. 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 обычно представлена неслоистыми алевролитами и аргиллитами, часто с комковатой текстурой, скоплениями сферолитов сидерита, часто с примесью вулканогенного материала алевритовой и песчаной размерности. Изредка встречаются алевропелитовые туфы и туффиты с угловатыми включениями обломков эффузивов, которые чередуются с разнозернистыми косослоистыми туфопесчаниками. В стратотипической местности (Кайерканское и Далдыканское месторождения) преобладают пестроцветные породы с пятнистой светло- и темно-зеленой окраской, остроугольнокомковатой отдельностью и микроконкрециями сидерита. Им подчинены прослои зеленовато-серых скрыто – иногда ленточнослоистых глинистых алевролитов с существенно известковыми конкрециями линзовидной и желваковой формы. На востоке района преобладают обычные сероцветные глинисто-алевритовые, иногда известковистые породы с остатками фауны мелких пресноводных двустворок. Возраст отложений определяется богатым комплексом споро-пыльцы и флоры, характерных для дегалинского горизонта Тунгусского бассейна. 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.

Породы тунгусской серии в целом характеризуются тонкоплитчатой отдельностью по напластованию пород и высокой латеральной проницаемостью (рис. 6.3). Угленосные аргиллиты и алевролиты характеризуются наивысшей латеральной проницаемостью. В целом породы тунгусской серии являются вторым по значимости этажом внедрения рудоносных интрузий в Норильском районе. При внедрении прочих базитовых интрузий отложения тунгусской серии легко раздвигаются, однако в осевой зоне дифференцированных интрузий наблюдается исчезновение части разреза.

Важная особенность пород этой серии – наличие в толще значительного количества углерода и серы, что является источником дополнительной серы и усиливает восстановительную обстановку в интрузиве. Аргиллиты и алевролиты тунгусской серии обладают очень тонкой плитчатой отдельностью и, видимо, легко контаминируются базитовым расплавом с образованием габбродиоритов в кровле интрузий. Породы тунгусской серии являются этажом внедрения для Талнахского интрузива, интрузивов Норильск-1 и Норильск-2, Черногорский, Круглогорский, Бурканский.

Литолого-петрографическая характеристика туфолаваовой толщи подробно рассмотрена в гл. 4. Породы туфолаваовой толщи в целом характеризуются высокой монолитностью и весьма слабой отдельностью по напластованию пород, а значит низкой латеральной проницаемостью. Тем не менее, относительно редкие в собственно Норильском районе горизонты туфогенных пород обладают хорошо развитой тонкоплитчатой отдельностью и мощностью в десятки метров, а значит повышенной латеральной проницаемостью, характерной прежде всего для моронговской (рис. 6.5) и верхов хараелахской свит. Для базитовых интрузий внедренных в туфобрекчии правобоярской и хаканчанской свит обычно характерны субизометричные тела сложной морфологии и большой мощности. Для существенно лавовых разрезов характерны дайки (рис. 3.3), реже штоковидные тела.

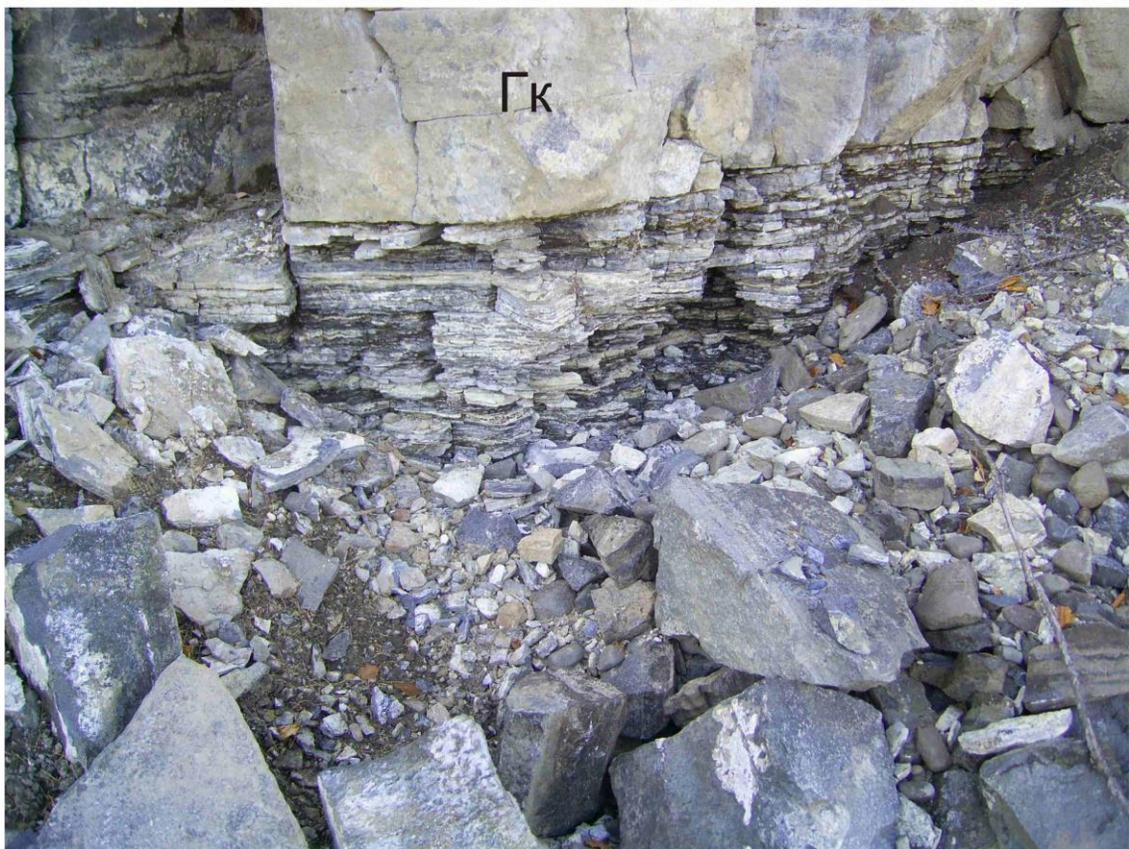


Рис. 6.4. Породы с высокой латеральной проницаемостью.

Вверху – тонкоплитчатая отдельность в мергелях и глинистых известняках конгдинской (S_2kn) свиты, вмещающих «верхнесилурийский» рудоносный интрузив на р. Кулюмбэ. Внизу – контакт интрузива (Гк) с тонкоплитчатыми мергелями (Курейско-Горбиачинская впадина, в 200 км к югу от Норильска).



Рис. 6.5. Плитчатая отдельность в тейфроидах моронговской свиты на р. Чопко (Большеавамская впадина, в 200 км к северо-востоку от Норильска).

7. ВОЗРАСТ, ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ И ПРИЧИНЫ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

По данным U-Pb датирования туфолововой толщи, выполненного Kato et al. (Налдретт, 2003), все разнообразие магматических образований Норильского и Маймеча-Котуйского районов было сформировано в течение 1,5 млн лет, в период от $251,7 \pm 0,5$ до $250,2 \pm 0,3$ млн лет назад. Пик магматизма совпадает с биостратиграфической границей между пермью и триасом, возраст которой в Китайском стратотипе составляет $251,2 \pm 0,3$ млн лет. Именно к этому времени ($251,2 \pm 0,3$ млн лет) относится формирование рудоносных интрузий Норильского района (Налдретт, 2003). Однако по палеонтологическим данным, магматизм продолжался как минимум 5 млн лет, то есть в течение всего нижнего триаса, но при этом он начался в перми (ивакинская свита) и закончился в среднем триасе, так как в прослоях тефроидов среди базальтов хараелахской и самоедской свит определены палеонтологические остатки анизийского яруса. Главная проблема так называемого пермо-триасового магматизма Сибирской трапповой провинции заключается именно в соотношении понятий: начало магматизма–пик магматизма–продолжительность магматизма.

7.1. Граница палеозоя и мезозоя

Граница палеозоя и мезозоя, по палеонтологическим данным, является наиболее значимой в истории Земли. Палеогеографические условия, преобладавшие в поздней перми и, в меньшей степени, в начале триаса, обусловили широкое развитие континентальных отложений. Следовательно, во многих районах мира граница между двумя системами может быть установлена лишь на основе анализа сообществ наземных организмов, в том числе растений (Мейен, 1992).

При установлении этой границы, по палеоботаническим данным (рис. 7.1), часто совершалась серьезная логическая ошибка, так как априори полагалось, что граница палеозоя и мезозоя совпадает с границей палеофита и мезофита (Мейен, 1992). Работы, выполненные в последние десятилетия прошлого века, привели к пересмотру во многих отношениях сложившейся ситуации. Особое значение имеют следующие исследования.

1. Изучение состава татарской (в особенности верхнетатарской, т. е. самой молодой пермской) флоры Русской платформы и Приуралья.

2. Исследование флоры и наземной фауны вулканогенных образований Тунгусского бассейна.

3. Изучение наиболее древних слоев нижнего триаса Индии с типичной палеофитной флорой.

4. Получение более точных данных по распределению основных элементов флоры цехштейна в перми Западной Европы.

Верхнетатарская флора в основном состоит из пельтаспермовых птеридоспермов (*Tatarina*, реже *Peltaspermum* и *Lepidopteris*). Присутствуют также *Sphenobaiera*, *Ullmannia*, *Quadrocladus*(?) и семена. Среди разрозненных кутикул имеются характерные фрагменты, имеющие микроструктуру, весьма похожую на *Phylladoderma*, по мнению С. В. Мейена, этот род относится к хвойным. Если прежде эта флора рассматривалась как палеофитная (и гондванского типа), то в настоящее время совершенно очевиден ее, по существу, мезофитный облик, поскольку пельтаспермовые птеридоспермы (например, *Lepidopteris* и *Scytophyllum*) особенно характерны для флоры кейпера. В некоторых триасовых флорах Евразии эти растения доминируют (Мейен, 1992).

Наиболее важные данные по флоре переходных слоев перми и триаса Тунгусского бассейна (Центральная Сибирь) получены в последнее время. Здесь выше угленосных пластов с типичной палеофитной флорой (в основном кордаитов) залегает очень мощная вулканическая корвунчанская серия с мезофитной флорой.

Пермь		Триас	Основные группы высших растений	
Нижняя	Верхняя	Нижний		
	■		Протосфагновые мхи	
■	■		Каламитовые	Членистостебельные
■	■		Черновиевые	
■	■		Сфенофилловые	
■			Древоподобные лепидофиты	
■			Прапапоротники	
■	■		Осмундовые папоротники	
■	■		Палеофитные семейства	Птеридоспермы
■	■		Пельтаспермовые	
		■	Користоспермовые	
■	■		Глоссоптериды	
■	■		Цикадофиты	
■			Кордаиты	Кордаитовые
■			Руфлории	
■			Гинкгофиты	
■			Лебахиевые	
■	■		Вольтциевые	

Рис. 7.1. Распределение основных групп высших растений на границе палеозоя и мезозоя (Мейен, 1992).

В этой флоре полностью отсутствуют листья кордаитов (как в верхнетатарской флоре Русской платформы), и она состоит в основном из папоротников (типа *Cladophlebis*), некоторых птеридоспермов (в том числе *Tatarina*), гинкгофитов и цикадофитов. Переход между двумя флорами в большинстве мест очень резок. В то же время фауна (например, листоногие ракообразные, остракоды, двустворки и т. п.) нижней части этой толщи по облику типично пермские (Мейен, 1992).

Как и в Северной Азии, граница перми и триаса в Индии также определялась по исчезновению палеофитной глоссоптериевой флоры и появлению мезофитной дикродиевой флоры. Однако в нижней части серии Панчет, единодушно относимой к триасу, встречаются только палеофитные элементы, в то время как *Dicroidium* и другие мезофитные растения либо отсутствуют, либо сомнительны. Слои Камтхи центральной части Индийского полуострова и долины Годавари содержат типично палеофитную глоссоптериевую флору и позвоночных зоны *Lystrosaurus* (т. е. самых низов триаса). Эти слои могут быть предпо-

ложительно сопоставлены со средним подразделением серии Бофорт Южной Африки. Это подразделение, относящееся к зоне *Lystrosaurus*, содержит также бедную глоссоптериевую флору. Таким образом, в Гондване переход от палеофита к мезофиту, вероятно, происходил также в триасе (Мейен, 1992).

Основными компонентами флоры цехштейна в перми Западной Европы являются роды хвойных: *Ullamannia*, *Pseudovoltzia* и *Quadrocladus*. Также встречаются гинкгофитный род *Sphenobaiera*, птеридосперм *Lepidopteris martinsii* и цикадофиты *Taeniopteris* и *Pseudocten-sis niddridgensis*, а листья кордаитов и папоротников практически отсутствуют. Флора довольно бедная по сравнению с другими верхнепермскими флорами мира (не более 30 видов), что характерно для полярных широт. С другой стороны, во флоре верхнего цехштейна встречаются не менее 10 видов (в основном хвойные), которые не переходят в нижний триас. Представляется, что большинство растений цехштейна вымерло до начала триаса. В то же время только хвойные цехштейна могли быть предшественниками мезозойских представителей (*Voltziaceae*) (Мейен, 1992).

Итак, факты, полученные в последние годы, явно говорят о том, что переход от палеофита к мезофиту не был одновременным во всем мире, но, очевидно, происходил довольно быстро. Такая асинхронность показывает, что флористические изменения связаны с климатическими и в отдельных регионах стимулировались реорганизацией барьеров, разграничивающих фитохории.

В настоящее время имеются вполне надежные палеореконструкции ареалов распространения флоры (рис. 7.2) с учетом новейших данных тектоники плит (Мейен, 1981, 1992). Отметим здесь, очень важный момент, что положение южного полюса у мобилистов определено в районе южной оконечности Африки, то есть так же, как и у сторонников фиксистских представлений (Страхов, 1960). В аспекте траппового магматизма Сибирской платформы нас интересует прежде всего планетарное положение этой области в момент начала магматизма.

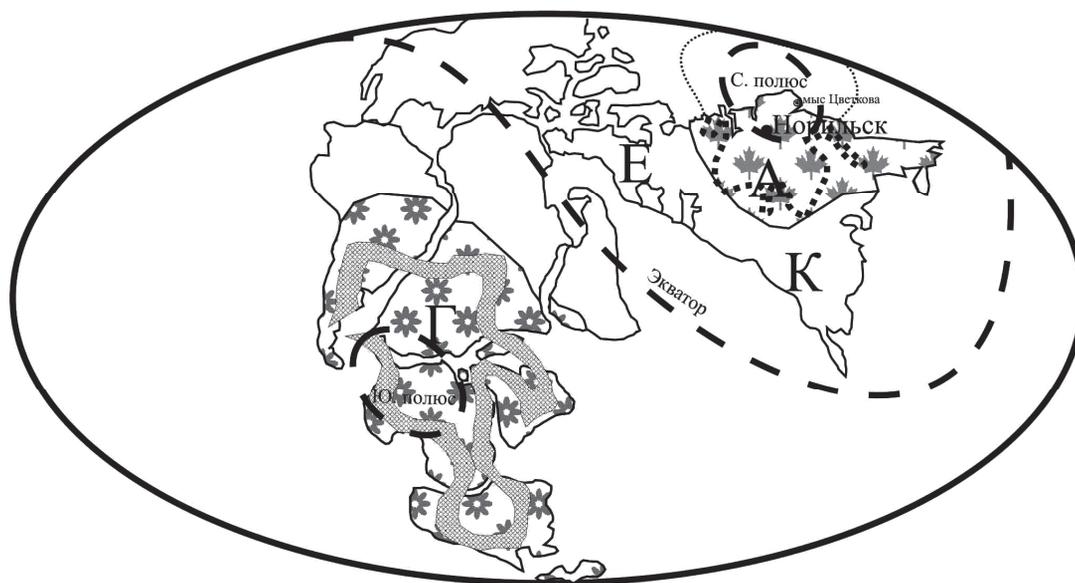


Рис. 7.2. Расположение главных палеофлористических областей в позднем палеозое по мобилистской реконструкции С. В. Мейена, 1981, 1972.

А – Ангарское царство (точками показаны ориентировочные границы Сибирской платобазальтовой провинции по (Масайтису, 1983), Е – Еврамерийская область, К – Катазиатская область, Г – Гондванское царство (штриховкой оконтурены площади распространения ледников). Добавление автора – мелкими точками показаны предполагаемые под Северным Ледовитым Океаном границы Сибирской платобазальтовой провинции.

Перечислим характерные климатические и географические особенности, обусловившие развитие палеозойской флоры в конце пермского периода.

1. В конце палеозоя на Земле был теплый влажный климат. Растительность существовала как на северном, так и на южном полюсах. В полярных широтах выделяется два царства Ангарское и Гондванское с относительно бедным видовым разнообразием холоднолюбивой флоры. В экваториальной части выделяются две области Еврамерийская и Катазиатская с очень богатым видовым разнообразием теплолюбивой флоры.

2. В палеозое между вышеупомянутыми фитохориями существовали довольно резкие барьеры, препятствующие распространению видов. Ангарское и Гондванское царства располагались по разные стороны экватора, а Еврамерийское и Катазиатское разделены океаном Тетис.

3. В конце палеозоя появились группы растений, ставшими доминирующими в мезозое.

Перечислим характерные климатические и географические особенности, обусловившие развитие мезозойской флоры в начале триасового периода.

1. В начале триаса резко похолодало. Вокруг южного полюса зафиксированы несортированные обломочные отложения, интерпретируемые как моренные, то есть характерные для ледников, которые уничтожили значительные территории Гондванского царства. То есть, начиная с раннего триаса, можно говорить о появлении времен года – суровой зимы и лета, чего раньше не было.

2. Угол, образованный осью вращения Земли с плоскостью эклиптики, составляет $66^{\circ}33'$. То есть отклонение оси вращения Земли от перпендикуляра к плоскости эллипсоидной орбиты составляет $23^{\circ}27'$. Данное отклонение считается главной причиной существования времен года на планете Земля. Очевидно, до мезозоя смены времен года не существовало. Полярные области равномерно освещались Солнцем, на Земле был теплый, влажный климат.

3. Границы фитохорий были нарушены холодолюбивыми растениями, и они распространились как на восток, так и на юг. Так ряд восточноевропейских растений (например, *Tatarina*, *Pleuromeia*) распространились в Сибири, Монголии и Дальнем Востоке, то есть в тех местах, где пермские флоры были совершенно другими и почти лишенными каких-либо общих элементов. Реорганизация этих барьеров, как представляется, происходила в несколько стадий (Мейен, 1992).

4. В начале триаса началось формирование Сибирской платобазальтовой провинции. Магматизм носил внезапный катастрофический характер и охватил значительную территорию суши (около 15 млн км², рис. 7.2) в северной, полярной области Земли. В результате было образовано обширное трапповое плато, мощность которого, по нашим данным, была не менее 5000 м.

5. После начала магматизма произошла смена магнитных полюсов Земли.

6. Интенсивный магматизм почти полностью уничтожил Ангарское царство, освободив огромные территории от обильной палеозойской флоры.

7. После начала магматизма отдельные виды пермской флоры еще существовали некоторое время в триасе. Даже в Норильском районе, который, несомненно, был в эпицентре траппового магматизма, низы лавового разреза отнесены к позднепермскому гагарьеостровскому горизонту татарского яруса. К нему отнесены лавы и тефроиды с угольным пластом «Заметный» среди трахибазальтов и андезибазальтов ивакинской свиты. В отдаленных разрезах Русской платформы, Кузбасса, Китая и Индии эта граница сдвинута на еще более поздний срок.

По мнению палеоботаников, нет необходимости в предположении о катастрофическом характере смены растительности на границе палеозоя и мезозоя (Мейен, 1981, 1992), но не слишком ли много коллизий за весьма короткий промежуток времени? Специалисты в этой области исходят из фактов появления триасовых форм растительности, прежде всего

хвойных, среди позднепермской флоры практически повсеместно. Поэтому резкое увеличение доли хвойных в мезозое предстает как закономерная эволюционная замена примитивной папоротниковой флоры более прогрессивной формой растительности.

При этом не берется в расчет то, что при без коллизионном характере замены потребовалось бы значительно более длительное время. За это время, изначально доминирующая папоротниковая палеозойская флора успела бы приспособиться к новым условиям, так как изначально имела значительно больший в количественном и видовом отношении эволюционный ресурс, над угнетенной и редкой хвойной растительностью. Не учитываются геологические факты о характере такой смены, главным из которых является практически полное уничтожение базовой для пермской экосистемы «кордаитовой тайги» (Гор, 1995) на территории Ангариды в результате катастрофического излияния базальтовых лав. По сути, уничтожение огромной биомассы на территории Тунгусской синеклизы расчистило пространство для ускоренной эволюции хвойных видов во всем северном полушарии.

В свете представлений о катастрофическом характере границы палеозоя и мезозоя необходимо признать относительность этой границы по палеонтологическим данным и привязанным к ней данным абсолютного возраста в различных стратотипах. В идеале эту границу необходимо провести по факту начала катастрофы, то есть по подошве ивакинской, правобоярской, дегенской, шайтанской и сырадасайской свит. Ареал их распространения охватывает территорию Таймыра и Тунгусской синеклизы. Между средней и верхней пачкой ивакинской свиты известен угольный пласт «Заметный» мощностью до 1 м, в котором доминируют пермские формы, они же зафиксированы и в тейфроидах кровли свиты. Все вышележащие свиты уже отнесены к триасу. Ареал соответствующих им туфолововых и интрузивных образований охватывает Тунгусскую синеклизу, Анабарскую антиклизу, Таймырскую складчатую область, Западносибирскую плиту и, вероятно, Северный Ледовитый океан. Тем не менее, пермские формы по-прежнему доминируют в стратотипах Кузбасса, Китая и Индии. Это означает, что триасовые формы в значительном количестве присутствуют в начале только на территории, покрытой базальтами, в недоступных областях продолжается пермь, там описаны наиболее представительные и полные разрезы перми и даже заверены данными абсолютного возраста и палеомагнитными исследованиями. Наконец, и в этих областях в значительном видовом разнообразии появляются мезозойские формы и занимают доминирующее положение, но проведенная по этому критерию граница, весьма относительна в разных стратотипах.

Еще одним доводом за то, что появление хвойных не было закономерным плодом эволюции, а явилось следствием глобальной катастрофы, неожиданным шансом для угнетенной промежуточной формы, является отсутствие их в южном полушарии. Для развития флоры в южном полушарии характерен собственно эволюционный характер приспособления первично доминирующей примитивной флоры. Необходимо различать эволюционные биостратиграфические границы, вызванные закономерным развитием организмов во времени и их приспособлением к изменениям среды обитания и катастрофические биостратиграфические границы, обусловленные быстрым физическим уничтожением биомассы на больших пространствах в относительно короткий промежуток времени.

Таким образом, методический прием проведения границ по наиболее полному стратотипу палеозоя в данном случае дает сбой и сильно искажает реальную картину события, которое уже давно имеет место быть. Граница мезозоя и палеозоя должна быть проведена не в наиболее полных разрезах палеозоя в Китае и Кузбассе, которые были на периферии главного события, а в разрезах Норильского района, то есть непосредственно в центре главного события, приведшего к образованию мезозойской флоры. В данном случае главным критерием проведения границы являются геологические факты, а не биостратиграфические приемы, которые могут дать лишь относительную, косвенную границу, растянутую во времени и пространстве. Вспомогательным критерием проведения границы можно

считать исчезновение старых видов, а не появление новых, так как на последнее требуется заведомо большее время. Другим вспомогательным критерием могут быть данные абсолютного возраста, точность которых сильно повысилась в последние годы (Надретт, 2003). Однако единичные замеры могут служить лишь поводом к серьезному, послойному системному исследованию разрезов туфолавоваы толщи и соответствующих им интрузивных комплексов Норильского района.

В свете вышесказанного уместно поставить вопрос о причине таких последствий на границе палеозоя и мезозоя. Что могло вызвать катастрофический магматизм, смену магнитных полюсов, отклонение оси вращения Земли, появление суровых зим, гибель теплолюбивой флоры? Внутренним ходом геологического развития Земли это объяснить невозможно, приходится искать внешнюю, космическую причину.

Вышеизложенные факты о границе палеозоя и мезозоя базировались исключительно на данных палеофлористики. Еще одним свидетельством отклонения оси вращения Земли на границе палеозоя и мезозоя являются реконструкции климатических зон на основе литологических данных. Наиболее полную и по современным меркам климатическую реконструкцию выполнил известный российский литолог Н. М. Страхов (Страхов, 1960).

Между тем очевидно, что значимость органических остатков и литологических признаков существенно различна. Когда исследователь имеет дело с мореной, да еще покоящейся на обтертом, отполированном ложе с ледниковыми штрихами, его выводы о наличии в этом пункте в прошлом оледенения однозначны и бесспорны. Точно так же, когда литолог встречается в разрезе гипсы, ангидриты и соли, его вывод о наличии в этом месте в прошлом засушливых условий, характерных для аридного климата, бесспорен и однозначен. Не менее доказательно для констатации гумидных условий обнаружение ясно выраженной коры химического выветривания с каолином в ней, бокситов, железных, марганцевых руд, углей. Таким образом, литологические данные отличаются тем, что дают однозначные, бесспорные решения и могут, поэтому использоваться для реконструкции палеоклиматов совершенно уверенно. Из сказанного явствует, что при всякого рода палеоклиматических реконструкциях предпочтение должно быть отдано показателям литологическим, палеонтологические же материалы служат лишь дополнением, детализирующим некоторые черты климатического режима (Страхов, 1960).

При истолковании климатической зональности прошлых эпох весьма важно уверенно различать тропическую влажную зону от умеренных северной и южной. Обычно это делается на основе учета биологических данных. Но Вегенером и Кеппенем (1926) был впервые указан другой, гораздо более надежный признак. Из сути атмосферной циркуляции вытекает, что тропическая влажная зона всегда располагается между северным и южным аридными поясами, умеренные же гумидные зоны – к северу и югу от них (Страхов, 1960). Этот принцип положен в основу палеоклиматических реконструкций Н. М. Страхова, приведенных ниже (рис. 7.3 и 7.4).

Большой интерес при палеоклиматических реконструкциях вызывает пролегание экватора и соответственно – оси вращения Земли в древние геологические эпохи. Тем не менее, необходимо ясно представлять, что проведение экваториальной плоскости и оси вращения относительно современных полюсов и экватора всегда допускает приблизительное, а не точное решение (Страхов, 1960).

Сходство в пролегании засушливых и гумидных ареалов заставляет допускать, что ориентировка в пространстве экваториальной плоскости, а также оси вращения Земли, на всем протяжении времени от начала юры до современного момента были принципиально сходны, одинаковы. Отклонения экваториальной плоскости по широте от современной не могли быть больше $\pm 5-6^\circ$; по долготе апикальные точки могли мигрировать в большем интервале – до $\pm 15^\circ$. Реальные отклонения были, вероятно, еще меньше.

Сравнивая расположение аридных и тропической влажной зон в палеозое с расположением одноименных современных поясов, нетрудно понять характер движения экваториальной плоскости. Дело происходило так, как будто экватор, оставаясь неподвижным где-то в области Панамского перешейка, с одной стороны, и срединной части о. Суматра, с другой стороны, сдвинулся значительно к югу, увлекая за собой коррелятивно связанные с ним влажную и аридную климатические зоны. На противоположной тихоокеанской стороне экваториальная плоскость, естественно, сдвинута к северу от ее положения на протяжении всего палеозоя (рис. 7.3 и 7.4) (Страхов, 1960).

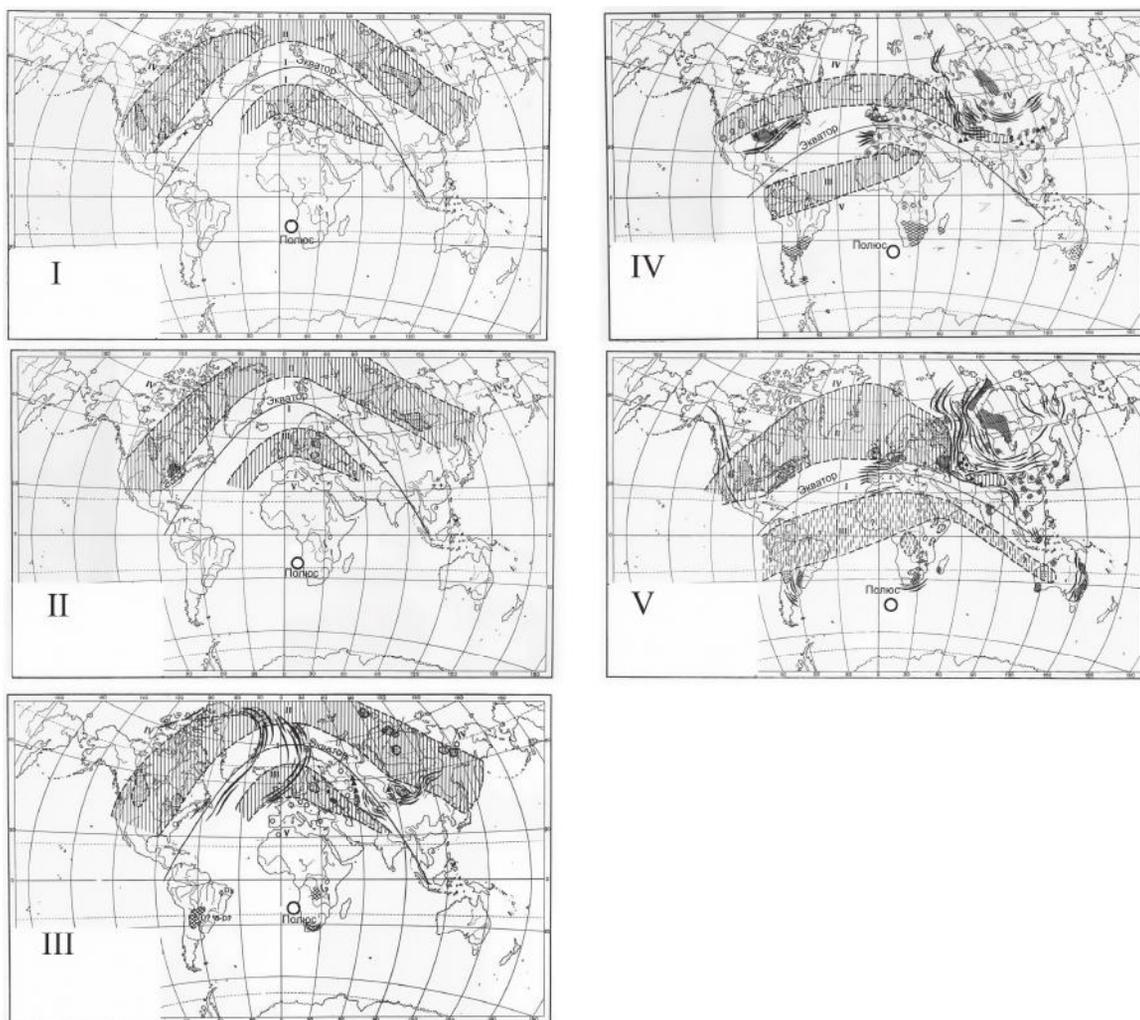


Рис. 7.3. Миграция оси вращения Земли в палеозое по данным климатической палеорекострукции Н. М. Страхова (1960).

Климатические зоны: I – ордовика; II – верхнего силура; III – среднего девона; IV – среднего и верхнего карбона; V – конца нижней и начала верхней перми.

Определить с точностью положение апикальных точек экватора в палеозое по долготе мы не можем, однако судя по конфигурации аридных зон, наиболее вероятно, что сегмент экватора между современными 10° з. д. и 20° в. д. располагался где-то в Парижском бассейне. Это определяет сдвиг экватора на границе палеозоя и мезозоя в южном направлении на $42-48^{\circ}$. Такого рода положение экватора отвечает и расположению оси вращения Земли, благодаря которому южный полюс на протяжении всего палеозоя находился в юж-

ной части Африки, а северный – в Тихом океане, вблизи Алеутских островов (рис. 7.3 и 7.4) (Страхов, 1960). Положение северного полюса косвенно подтверждается современными магнитостратиграфическими исследованиями базальтов Норильского района, в которых автор принимал участие (Gurevitch, 2004; Heunemann, 2004).

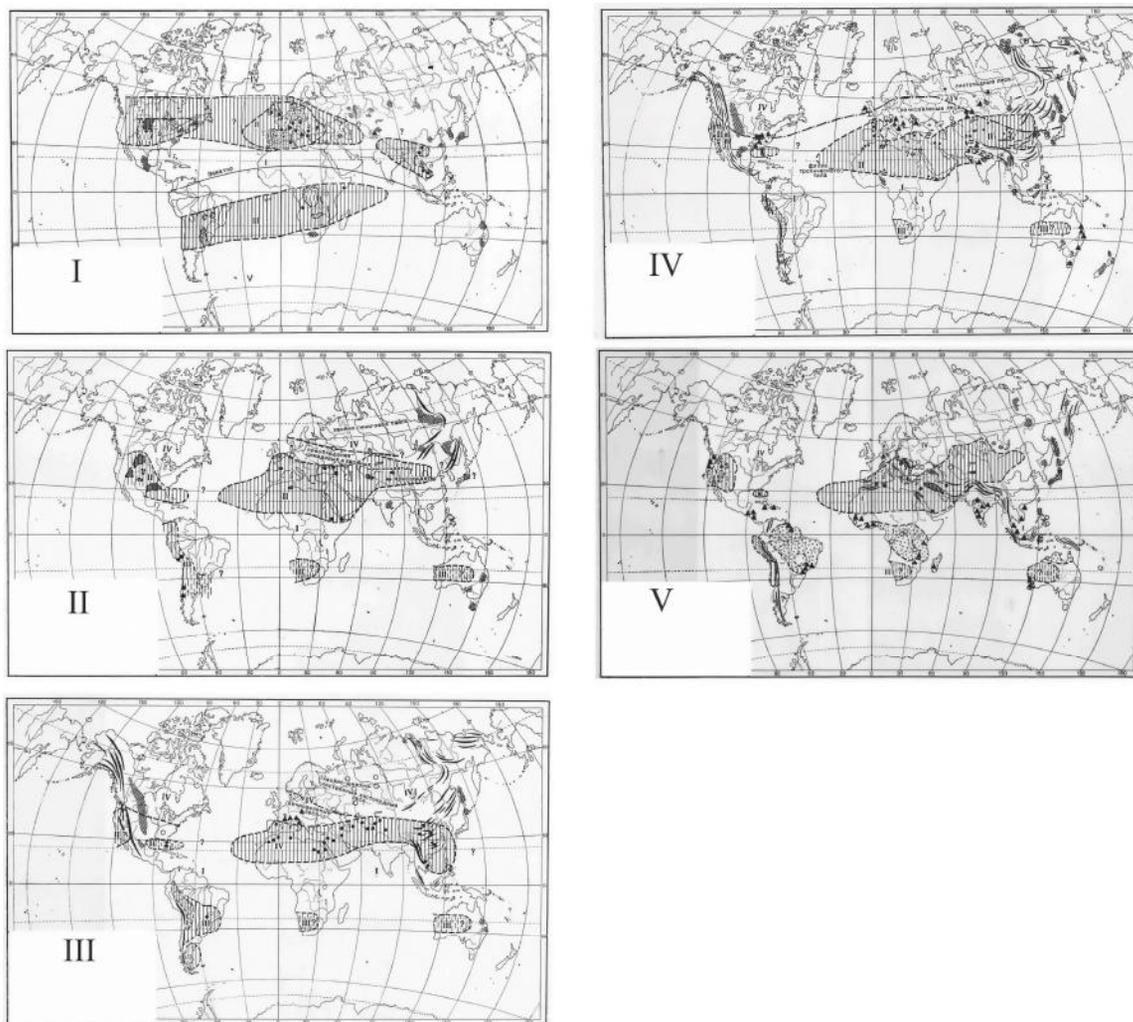


Рис. 7.4. Миграция оси вращения Земли в мезозое и кайнозое по данным климатической палеорекострукции Н. М. Страхова (1960).

Климатические зоны: I – триасового периода; II – верхнеюрской эпохи; III – верхнемеловой эпохи; IV – палеогенового периода (главным образом эоцена); V – неогенового периода.

Согласно Н. М. Страхову, в палеозое, как минимум в ордовике, силуре и девоне южный полюс находился в одном и том же месте. В силу малого количества данных для этого времени и изменения размеров ареалов в различное время в принципе можно допустить, что он находился в том же районе что и для более достоверно определенного положения в карбоне и перми. За то, что полюса для всего палеозоя совпадали, говорит и их миграция в одном направлении, в одной плоскости. Причины, вызывающие перемещение оси вращения и положение экватора, по мнению Н. М. Страхова, имеют земное происхождение и связаны с перемещением вещества внутри планеты. Мобилистские палеорекострукции (рис. 7.2) объясняют вышеприведенные факты дрейфом материков и как ни странно называют те же причины. Нисколько не отрицая факт дрейфа материков в мезозое и кайнозое,

тем не менее необходимо усомниться в таковом в палеозое и ранее. Более того, существуют очень убедительные факты расширения Атлантического океана. Однако по мобилистским реконструкциям, перемещение Африканского континента с юга на север показано всего на 20° по широте, но этого недостаточно, так как надо $42\text{--}48^\circ$. То есть, без представлений о сдвиге оси вращения Земли все равно не обойтись. Так может быть привлечь еще наклон оси вращения Земли к перпендикуляру плоскости эклиптики в $23^\circ 27'$?

Таким образом, на протяжении всего палеозоя южный полюс находился где-то в районе южной Африки, а начиная с мезозоя и по ныне, он неизменно находится в районе Антарктиды. Миграция полюсов произошла в одном направлении, в одной плоскости, и это говорит о цепи событий в относительно очень короткий промежуток времени, совпадающий с границей палеозоя и мезозоя, а точнее с ранним–средним триасом.

7.2. Пик магматизма

Трапповой магматизм, наиболее интенсивно проявил себя в Норильском районе на северо-западе Сибирской платформы. Центр магматизма, по всей видимости, находился в пределах Хараелахской и Иконской мульд. Основанием для выделения центра траппового магматизма являются существенно лавовые типы разрезов всех свит, их наибольшая мощность (фактическая до 3600 м, реконструированная около 5000 м), разнообразие составов базальтовых покровов и соответствующих им интрузивных комплексов. Территорию Таймырского полуострова, Западной Сибири, Авамской мульды, Дельканского и Ламско-Хантайского прогибов и остальной части Тунгусской синеклизы можно считать периферией (рис. 5.1). Для периферии характерны существенно туфо-лавовые и туфовые типы разрезов всех свит, их меньшая мощность, меньшая контрастность в разнообразии составов базальтовых покровов и соответствующих им интрузивных комплексов и как следствие этого – значительно меньшее количество свит.

Начало магматизма характеризуется активизацией тектонических движений, вызвавших заложение Норильской, Вологочанской, Иконской и Хараелахской мульд. В этих мульдах и Ламско-Хантайском прогибе наиболее древними трапповыми образованиями являются породы Ивакинской свиты. Существенное различие в строении наиболее древней Ивакинской свиты, предполагает автономное ее развитие в этих структурах. Наличие трубок взрыва в зоне Норильско-Хараелахского разлома, резкое различие мощностей свиты в разных бортах Дьанги-Боганидского разлома, приуроченность максимума мощности свиты к Иконскому разлому говорит об их активном функционировании в роли магмовыводящих структур.

Во время формирования сыверминской свиты начались излияния базальтов нормального ряда, причем малая мощность потоков, их повышенная миндалекаменность говорят о том, что такие потоки не могли сколько-нибудь далеко перемещаться от выведивших их каналов. Для этого времени предполагается скоротечный, ареальный тип магматических излияний, одновременно охвативший большие пространства. В Иконской мульде эти лавы отсутствуют. Но сумма мощностей Ивакинской и Сыверминской свит в Хараелахской мульде приблизительно равна мощности первой в Иконской мульде. Это, возможно, говорит о наличии куполовидного поднятия в последней, которое было выше гидростатического уровня излияния лав.

Во время формирования гудчихинской свиты на выровненную сыверминскими излияниями поверхность, изливаются толеитовые базальты нижегудчихинской подсвиты, а затем, очевидно, в связи с углублением зоны мантийных выделов, оливиновые и пикритовые лавы гудчихинской свиты.

Во время формирования хаканчанской свиты в Хараелахской мульде магматизм полностью затухает. В это время на весьма ровную поверхность ложатся одинаковые по мощности вулканогенно-осадочные породы ранее известные как второй Рожковский горизонт. Однако в Иконской мульде продолжается излияние выплавок субультраосновного магматизма, при приблизительно той же мощности туфогенного материала. В Ламско-Хантайской впадине мощность туффитового горизонта в кровле свиты, соответствующего второму Рожковскому горизонту, и не превышает 20 м. Остальная часть хаканчанской свиты сложена туфобрекчиями, отдельными потоками базальтов и линзами кварц-полевошпатовых песчаников и туфопесчаников мощностью около 200 м. В районе стратотипа свиты на р. Хаканча и оз. Хантайское это компенсирует малые мощности ивакинской, сыверминской и гудчихинской свит.

Три первые свиты развиты преимущественно в Норильской, Вологочанской, Иконской и Хараелахской мульдах (лавовый тип разреза) и Ламско-Хантайской впадине (туфо-лавовый тип разреза). За их пределами в Авамской, Дельканской и Курейско-Горбиачинской впадинах на этом уровне развиты туфобрекчии с редкими потоками базальтов и линзами кварц-полевошпатовых песчаников и туфопесчаников правобоярской и ее фациального аналога – хаканчанской свиты. Еще далее на юг потоки базальтов на этом уровне практически не встречаются, разрезы сложены в основном вулканогенно-осадочными породами.

Во время формирования туклонской и надеждинской свит возобновляются мощные излияния лав, причем как ареально-трещинного типа (толеитовые и пойкилоофитовые лавы), так и субвулканического типа (лавы порфировой группы). К этому же времени относится формирование дифференцированных субвулканических камер интрузий нижнеталнахского комплекса. Ареал существенно лавовых типов разреза расширяется и охватывает дополнительно Авамскую и Курейско-Горбиачинскую впадины, где отмечаются базальты надеждинской свиты мощностью от 50 до 300 м. Максимальная же суммарная мощность двух свит, зафиксирована в районе Талнаха в Хараелахской мульде, где она составила 600 м. Тальминская антиклиналь, разделяющая Иконскую и Хараелахскую мульды, в это время уже довольно сильно поднята, что приводит к некоторому сокращению мощности надеждинской свиты и появлению в более опущенной Иконской мульде прослоев туфогенных пород в туклонской свите.

Время формирования моронговской свиты характеризуется общим затуханием магматизма и появлением многочисленных прослоев туфогенных пород, говорящих о значительных перерывах в магмоизлияниях. Иконская мульда располагалась несколько ближе к центру излияний магм этого времени (в районе р. Микчанда), чем Хараелахская, Вологочанская и Норильская мульды. Наблюдается общее снижение мощности свиты в западном направлении с уменьшением до 10% доли лав в Вологочанской мульде. Аналогичное строение имеют и аналоги моронговской свиты – аянская и двурогинская свиты в Ламско-Северореченском прогибе. В Авамской впадине и на севере Тунгусской синеклизы в это время формировались туфолавовые разрезы аянской свиты с характерным для нее появлением в верхней части разреза пластов хемогенных известняков, щелочных пикритов или трахибазальтов. Максимальная мощность туфолавовой толщи в моронговское время наблюдается в Ламско-Хантайской впадине, здесь она достигает 570 м. Однако далее на юг, а также на восток и запад мощность уменьшается до 310 м. Таким образом, мощность двурогинского биостратиграфического горизонта в 2–3 раза меньше тутончанского (сыверминская, гудчихинская, хаканчанская, туклонская и надеждинская свиты) и в 4–7 раз меньше пугоранского (мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская свиты).

Время формирования мокулаевской свиты характеризуется наивысшей вспышкой траппового магматизма во всей Тунгусской синеклизе. Разрезы мокулаевской свиты в Норильской, Вологочанской, Иконской и Хараелахской мульдах практически не отличаются от разрезов хоннамакитской свиты в Авамской впадине и Ламско-Северореченском прогибе. Более того, надьяанский маркирующий покров в основании этих свит наблюдается

далеко за пределами этих структур. В конце мокулаевского времени отмечается некоторое затухание эффузивной деятельности, что сопровождалось появлением горизонтов туфогенных пород, а также довольно хорошо выдержанного тефроида, аналогичного хаканчанскому туффиту в кровле свиты. И вновь, как и в начале магматизма, происходит повсеместное уничтожение флоры. По сути, подошва мокулаевской свиты является границей нижнего и среднего триаса, но старая флора, как и в случае с ивакинской свитой, исчезает не мгновенно. Мокулаевский цикл заканчивается формированием туфолавого разреза верхней пачки верхнемокулаевской подсвиты, в котором отмечаются спорово-пыльцевые спектры ранне-среднетриасового возраста: верхи оленекского–низы анизийского ярусов. Выше в туфогенных породах хараелахской и самоедской свит определялись уже чисто анизийские среднетриасовые спорово-пыльцевые спектры.

Время формирования хараелахской свиты характеризуется очередной вспышкой излияний. Отмечается некоторое сокращение мощностей свиты на Тальминском поднятии и в районе Самоедской антиклинали. В конце хараелахского времени отмечается затухание эффузивной деятельности и образование многочисленных горизонтов туфогенных пород, аналогичных моронговским. Аналог хараелахской свиты – неракарская свита – также широко распространена в Тунгусской синеклизе и Авамской мульде в виде эрозионных останцов мощностью до 250 м. Свита представлена мощными покровами базальтов с прослоями тефроидов.

Во время формирования кумгинской свиты вновь образовался существенно лавовый разрез. К этому же времени относится образование многочисленных рудопроявлений самородной меди и агатов в районе Мастах-Халинской вулканоструктуры. Она же, по нашим представлениям, была основной областью кумгинских излияний.

Во время формирования самоедской свиты магматизм характеризуется четкой автономностью излияний в Хараелахской и Иконской мульдах. Для него характерно преимущественное излияние потоков, а не покровов, т. е. очень малый объем отдельных выплавов. Кроме того, в среднесамоедское время происходило образование тефроидов, аналогичных моронговским и позднехараелахским. Позднесамоедское время характеризуется очередной вспышкой магматизма, но сведения о ней прерываются современным эрозионным срезом туфолаговой толщи. Недостающую информацию дают нам интрузивные тела Далдыканского комплекса, которые широко развиты в Хараелахской мульде в пределах Мастах-Халинского дайкового поля и Дьанги-Боганидского разлома. Кроме того, многочисленные интрузии этого комплекса фиксируются в Норильской, Вологочанской, Иконской мульдах, Большеавамской, Дельканской и Ламско-Хантайской впадинах. Ориентировка даек этого комплекса говорит о смене первоначального структурного плана территории и появлении новой системы разломов, субпараллельной Енисейско-Хатангскому прогибу. Последние две свиты сохранились от эрозии только в Хараелахской и Иконской мульдах, однако широкое развитие даек, штоков, силлов далдыканского и моронговского комплексов свидетельствует о продолжении магматизма еще долгое время.

Таким образом, анализируя ареалы распространения одновременных образований туфолаговой толщи по максимальным мощностям и наличию существенно лавовых типов разреза, можно сделать выводы об интенсивности магматизма в Сибирской трапповой провинции. Пик магматизма приходится на мокулаевское и хараелахское время, так как аналоги этих свит имеют наибольший ареал распространения лавового типа разреза. Кроме того, возможно, он продолжался и в кумгинско-самоедское время, так как строение этих свит очень похоже на мокулаевскую и хараелахскую свиты. Не исключено, что интенсивный магматизм продолжался и в далдыканское, так как практически во всем регионе фиксируются многочисленные дайки и мощные интрузии с отрицательным намагничением и характерными петрохимическими признаками. Однако с меньшей долей уверенности можно утверждать, что магматизм в Сибирской трапповой провинции прекратился на пике своей интенсивности, но и такая гипотеза требует серьезной проверки.

7.3. Конец магматизма

В результате траппового магматизма было сформировано обширное плато, мощность которого, по нашим данным, была не менее 5000 м. Трапповой магматизм на северо-западе Сибирской платформы продолжался, очевидно, до рубежа раннего–среднего триаса, когда произошла очередная инверсия магнитного поля. Об этом свидетельствуют отрицательно-намагниченные интрузии далдыканского и других комплексов, а также палеонтологические остатки оленекско-анизийского и анизийского возраста. В Норильском районе крупномерные остатки флоры и фауны для разрезов лавового типа не характерны, исключение составляет угольный пласт «Заметный» мощностью 1 м между второй и третьей пачками ивакинской свиты. Тем не менее, туфогенные прослои, как правило, содержат достаточное количество спор и пыльцы для распознавания в них того или иного комплекса, выделенного ранее в опорных разрезах. Это заставляет более внимательно относиться к палинокомплексам при изучении туфолавовой толщи. На территории Тунгусской синеклизы и на большей части Таймырского полуострова нет полных разрезов туфолавовой толщи. На большей части ареала своего развития трапповые образования эродированы более чем на половину, лишь в районе Хараелакской и Иконской мульды можно наблюдать около 2/3 от полного разреза. Однако в последнее время глубокими скважинами вскрыты туфолавовые образования на территории Западной Сибири. Кроме того, на восточном побережье Таймыра в районе мыса Цветкова имеется почти непрерывный разрез от верхов верхней перми до нижнего мела включительно. Разрез триасовых отложений в этом районе, несомненно, является опорным и одним из наиболее полно изученных в бореальной области (Круговых, Могучева, 2000). Ввиду уникальности полных разрезов триаса на Сибирской платформе, рассмотрим отложения раннего и среднего триаса полностью.

Триас в районе мыса Цветкова залегает на пермских угленосных отложениях с остатками растений (определения С. В. Мейена) *Cordaites angustifolius* (Neub.), *C. candalepensis* (Zal.), *C. insignis* (Radcz.), *C. surijekovenski* (Gorel), *C. tup. adleri* (Radcz.), *C. tup. oblongifolius* (Radcz.), характерных для самого верхнего грамотеинско-тайлуганского и гагарьеостровского горизонтов верхней перми (Садовников, 1981).

Нижний триас начинается кешинской свитой. В основании свиты залегают туфоконгломераты, выше переслаиваются мелководно-морские, лагунные и континентальные зеленовато-серые, иногда бурые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Палинокомплекс характеризуется преобладанием папоротникообразных (80%) над пыльцой голосеменных растений (20%). Основными доминантами являются треугольные гладкие споры (до 50%) *Cyathidites microreticularis* Rom., *C. nigrus* Rom., *C. breviradiatus* Helby, *Leiotriletes adriennsis* ThIrgart. В качестве субдоминантов выступают цингулятные формы – представители рода *Nevesisporites*: *N. limatulus* Playf., *N. fossulatus* Balme, *N. tunguskensis* Rom., *Discisporites psilatus* de Jers., а также группа округлых толстостенных форм *Punctatisporites fungosus* Balme, *P. leighensis* Pl. et Dettm. Присутствие в комплексе спор и пыльцы растений, характерных для раннего триаса, родов *Cyathidites*, *Nevesisporites*, *Osmundacidites*, плауновидных *Pleuromeia*, *Densoisporites*, *Lundbladispota* и др. позволяет отнести кешинскую свиту к нижнему триасу (индский ярус) (Круговых, Могучева, 2000).

В целом флористический комплекс кешинской свиты обнаруживает самое большое сходство с комплексом тутончанского горизонта Тунгусского и Кузнецкого бассейнов по присутствию не только томиостробусов, но и общих видов членистостебельных, папоротников, голосеменных растений. В кешинском комплексе более 70% составляют виды, характерные для тутончанской флоры Тунгусского и Кузнецкого бассейнов. Все это служит основанием для сопоставления улахан-юряхского и тутончанского региональных горизонтов и доказательством индского возраста последнего. Такое сопоставление подтверждают находки харофитов. Они обнаружены в нижней части кешинской (марининской) свиты,

обнажающейся северо-восточнее мыса Цветкова на руч. Марининский и определены как *Vladimirella karpinskyi*. Этот вид является видом-индексом I зоны индского яруса нижнего триаса. Комплекс харофитов, характерный для зоны *Vladimirella karpinskyi*, определен также из нижней части тутончанской свиты в известном обнажении на р. Нижняя Тунгуска напротив о. Гагарьев. Вместе с тем, флора кешинской свиты содержит общие элементы с триасовыми флорами Европы, Китая, Дальнего Востока, Средней Азии. Их сходство проявлено в присутствии лепидофитов *Pleuromeia* и *Tomiostrobus*. Последний является подродом рода *Annalepis*, установленного в пестром песчанике Вогец и мадыгенской флоре Средней Азии (Круговых, Могучева, 2000).

На кешинской залегают цветкомысская свита, сложенная туфогенно-осадочными отложениями с покровами мандельштейнов. Из нее выделены миоспоры, характерные для раннего триаса: *Dictyophyllum vulgaris* (Mal.) Krusch., *Nevesisporites limatulus* Plauf., *Leiotriletes adriennsis* Thirgart и пермские реликты: *Neoraistrickia turnaensa* (Drjag.) Drjag. Условно по положению в разрезе эта свита относится к индскому ярусу.

Вышележащая восточнотаймырская свита сложена переслаивающимися прибрежно-морскими, лагунными и континентальными терригенными и туфогенными осадками. В ней, как и в кешинской свите, встречаются на разных уровнях остатки фораминифер, конхострак и растений. Восточнотаймырская свита охарактеризована **вторым** палинокомплексом по 10 спорово-пыльцевым спектрам, в которых споры папоротникообразных и пыльца голосеменных растений находятся приблизительно в равных количествах. Характерными видами-индикаторами комплекса являются *Punctatisporites fungosus*, *P. triassicus*, *Cordaitina gunyalensis*, *Densoisporites playfordii*, *Aratrisporites tenuispinosus*, *Cordasporites singulichorda*, *Protohaploxypinus samoilovichii*, *Lycopodiumsporites austroclavitudites*, *Veryhachium* sp. В верхней части свиты найдены аммоноидеи *Dieneroceras* sp. и двустворки *Bakevellia* (*Maizuria*) *varians* Kur., *Posidonia* sp., *Streblopteria* sp. и др., указывающие на принадлежность верхней части восточнотаймырской свиты к нижней зоне верхнего оленека. Отсюда предполагается, что основной объем свиты приходится на нижний оленек (Круговых, Могучева, 2000).

Третий палинокомплекс выделен из ыстанахской и прибрежнинской свит, отвечающих зоне *Olenikites spiniplicatus* верхнего подъяруса оленека яруса, по 11 спорово-пыльцевым спектрам. Для него также характерно примерно равное соотношение пыльцы голосеменных и спор папоротникообразных растений. Среди пыльцы доминирует двухмешковая пыльца хвойных *Alisporites australis*, *A. cumbatus* Venk., Beju et Kar., *A. Grauvogeli* Kl. В качестве субдоминантов выступают споры *Duplexisporites guratus*, *D. cf. anagramensis* (K.-M.) Sem. Основным таксонам сопутствует пыльца *Platysaccus* sp., *Podocarpidites transversus* Qu et Wang, *P. granulatus* Singh, *Microcachrydites sittleri* Kl. и споры *Verrcosisporites thuringiacus* Madl., *Cycloverruriteles presselensis* E. Sch., *Punctatisporites triassicus* E. Sch., *Lundbladispора breviapiculata* Balme, *Densoisporites neuburgii*, *Todisporites mollis* War., *Osmundacidites* sp., *Matonisporites triassicus* (K.-M.) Tuzh., *Neoraistrickia cf. taylorii* Pl. et Dettm., *Marattisporites scabratus* Coup. Во всех спектрах присутствуют акритархи *Veryhachium*, *Leiosphaeridium*, *Micrhystridium* sp. Много переотложенных миоспор пермокарбона (до 10%). Видами-индикаторами комплекса являются *Verrcosisporites thuringiacus*, *Cycloverruriteles presselensis*, *Densoisporites neuburgii*, *Matonisporites triassicus*, *Alisporites grauvogeli*, *Microcachrydites sittleri*, *Veryhachium* sp. (Круговых, Могучева, 2000).

Второй и третий палинокомплексы сопоставляются с палинокомплексами оленека яруса из морских отложений Лено-Анабарского прогиба и Лено-Оленека междуречья, а также с палинокомплексами пуроранского горизонта Тунгусского бассейна и комплексами Обь-Иртышской области Западной Сибири (Никольская скв. 1, интервал 3797,2–4198,8 м).

Средний триас, анизийский ярус в разрезе мыса Цветкова представлен морскими отложениями моржовской свиты и нижней подсвиты кульдиминской свиты, верхняя подсвита которой – континентальные отложения.

Из моржовской свиты, отвечающей зонам от *Grambergia taimyrensis* до *Gymnotoceras rotelliforme* анизийского яруса, установлен **четвертый** палинокомплекс по 20 спорово-пыльцевым спектрам. Для него характерно попеременное преобладание пыльцы голосеменных и папоротникообразных растений. Доминантами в комплексе являются споры с толстой оторочкой: *Calamospora tener* (Lesch.) Madl., *C. arealis* K.-M., *Duplexisporites gyratus*, *D. problematicus* (Coup.) Pl. et Dettm., *D. anagramensis*, *Osmundacidites senectus* Balme и двухмешковые как нестриатные, представленные: *Alisporites aequalis* Madl., *A. australis*, *Platysaccus queenslandii*, *Falcisporites snorkovae* Vissch., *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nilss., *Voltziaceasporites heteromorpha* Kl., *Colpectopollis ellipsoids* Vissch., так и стриатные миоспоры *Strotersporites* sp., *Lueckisporites triassicus*, *Chordatriassicus* sp. Впервые в комплексе появляются таксоны, ниже в разрезе не встречающиеся: *Concentrisporites nevesii* Anton., *Uvaesporites argenteiformis* (Bolch.) E. Sch., *Verrucosisporites aplanatus* Madl., *Cyclotriletes triassicus* Madl., *Perotriletes minor* Madl. Ant. et Taug.-Lantz, *Osmundacidites senectus*, *Auritulinasporites intrastriatus* Nilss., *Carnisporites hercynicus* Madl. и др. Видами-индикаторами комплекса являются *Concentrisporites nevesii*, *Perotriletes minor*, *Osmundacidites senectus*, *Auritulinasporites intrastriatus*, *Voltziaceasporites heteromorpha*, *Falcisporites snorkovae* (Круговых, Могучева, 2000).

Из самых верхов моржовской и низов кульдиминской свит, отвечающих зоне *Frechites nevadanus* (=humboldtensis) анизийского яруса, изучен **пятый комплекс** по семи спорово-пыльцевым спектрам. В этом спектре возрастает роль двухмешковых миоспор и группы гладких треугольных спор *Dictyophyllidites*, *Cyathidites*. В нем, помимо таксонов, отмеченных в предыдущем комплексе, присутствуют нестриатные формы *Alisporites thomasii* (Coup.) Ros., *Triadispora plicata* Kl., *T. Staplini* (Jans.) Kl., *Angustisulcatus klausii* Freud., *Platysaccus multisetus* (Bolch.) Ros., *Vitreisporites pallidus* (Reiss.) Nilss., тениатно-стриатные формы *Taeniaesporites pellucidus* (Coub.) Balme, *T. noviaulensis* Lesch., *Chordasporites singulihorda* и споры *Dictyophyllidites mortonii*, *Cyathidites concavus* (Bolch.) Dettm., *Calamospora nathorstii* (Halle) Kl., *Converrucosisporites cameroni* (de Jers.) Pl. et Dettm., *Taurucusporites morbeyi* Ort.-Zw. Отмечается первое появление элементов, характерных для более молодых стратиграфических подразделений: *Lycopodiumsporites subrotundus* (K.-M.) Vinogr., *Stereisporites congregatus* (Bolch.) E. Sch., *S. psilatus* (Ross) Pfl., *Polypodiisporites ipsviciensis* (de Jers.) Pl. et Dettm. В небольших количествах присутствуют *Cycadopites nitidus* (Balme) Ros., *Ginkgocycadophytus* sp. Во всех спектрах отмечены акритархи. Пятый палинокомплекс обнаруживает определенное сходство с комплексами из отложений, вскрытых Никольской скв. №1 в интервале 3585,4–3650,3 м в Обь-Иртышской области Западной Сибири, с которым его сближают обилие двухмешковых миоспор. Выше залегают прибрежно-морские отложения кульдиминской свиты, относимой к ладинскому ярусу (Круговых, Могучева, 2000).

По интересующему нас вопросу о конце магматизма автором в 1990-х годах были отобраны 49 проб из тефроидов на спорово-пыльцевой анализ из отложений Иконской, Авамской мульд (лист R-46-XIII, XIV; R-46-XV, XVI) и передано В. В. Круговых. В полученном заключении от 20.07.2001 г. в 18 спектрах с наполнением от 5 до 40 зерен были определены спорово-пыльцевые комплексы, соответствующие нижнему–среднему и среднему триасу, анизийскому ярусу. Оленекско-анизийскую датировку (16 спектров) в основном получили тефроиды, подстилающие базальты из верхней подсвиты мокулаевской свиты, анизийскую (два спектра) из хараелахской и самоедской свит.

Наиболее представительная выборка из верхней подсвиты мокулаевской свиты характеризуется присутствием видов-индикаторов, являющихся характерными для оленекского

яруса: *Neoraistrickia* cf. *taylorii*, *Cyathidites australis*, *Polycingulatisporites dejrseyi*, *Nevesisporites limatulus*, *Discisporites psilatus*, *Lundbladispора playfordi*, *Cyclotriletes microgranifer*, *Matonisporites triassicus*, *Anapiculatisporites stipulatus*, *Cyclotriletes* sp., *Propriisporites pocockii*, *Klausipollenites schaubergeri*, а также появление миоспор, характерных для более молодых отложений анизийского яруса *Tigrisporites playfordi*, *Verrucosisporites remyanis*, cf. *Ovalipolites* sp. cf. *Heliosaccus dimografus*, *Hexasaccites mulleri*, *Uvaesporites argentaeformis* позволяет высказать предположение, что спорово-пыльцевые спектры, исследованные из верхней подсвиты мокулаевской свиты, имеют ранне-среднетриасовый возраст (верхи оленекского–низы анизийского ярусов). Выделенный комплекс имеет определенное сходство с палинокомплексами путоранского горизонта Тунгусского бассейна (Круговых, 1987), а также с палинокомплексами верхней части оленекского и нижней части анизийского ярусов мыса Цветкова на Восточном Таймыре.

Из отложений, относимых к хараелахской свите, получены следующие данные *Stereisporites* sp. – 1 з., *Neoraistrickia* cf. *Taylorii* – 3 з., *Osmundacidites* sp. – 1 з., *Spinotriletes* sp. – 2 з., *Polypodiisporites* cf. *ipsviciensis* (de Jers.) Pl. et Dettm. – 1 з., *Punctatosporites walcomi* (de Jers.) – 1 з., cf. *Taurocusporites morbeyi* (Orl.–Zw) – 2 з., *Gnetaceaepollenites* sp. – 3 з., cf. *Hexasaccites mulleri* – 2 з. Всего 16 зерен, отмечались обрывки микрофитофоссилий. Из отложений, относимых к самоедской свите, определены споры: *Dictyophyllidites mortonii* (de Jers.) Pl. et Dettm. – 2 з., *Aratrisporites* sp. – 3 з., cf. *Nevesisporites* sp. – 1 з. Всего 6 зерен. Обилие цист динофлагеллят, микрофоссилий шиповидного и аморфного типа. Присутствие миоспор *Dictyophyllidites mortonii*, *Polypodiisporites* cf. *ipsviciensis*, *Taurocusporites morbeyi*, *Hexasaccites mulleri* позволяет отнести вмещающие их отложения к анизийскому ярусу среднего триаса.

Приведенные палеонтологические данные позволяют усомниться в том, что все разнообразие магматических образований Норильского и Маймеча-Котуйского районов было сформировано в течение 1,5 млн лет (Налдретт, 2003; Burgess, 2015). Трапповый магматизм продолжался как минимум 5 млн лет, то есть в течение всего нижнего триаса. Магматизм имел циклический характер, как минимум 10 раз активизировался с продолжительными относительно спокойными перерывами, в течение которых успевали появиться новые виды флоры. В связи с чем рекомендуется более широко использовать данные абсолютного возраста, точность которых сильно повысилась в последние годы (Налдретт, 2003). Однако единичные замеры могут служить лишь поводом к серьезному, послыному системному исследованию разрезов туфолавовой толщи и соответствующих им интрузивных комплексов Норильского района.

7.4. Причины траппового магматизма

До недавнего времени все причины геологических изменений рассматривались как развитие внутреннего самодовлеющего процесса. История геологического развития Земли насчитывает около 5 млрд лет, но ни для одного эпизода космические причины не рассматривались в качестве действенных причин для объяснения магматизма, подобного трапповому. Тем не менее, уже классической стала гипотеза об импактном происхождении массива Садбери и связанных с ним многочисленных Cu-Ni месторождений (Лайтфут, 2005). Изучение околоземного пространства заставляет задуматься над вопросом о, возможно, внеземных причинах траппового магматизма, которые лежат за пределами предмета геологии.

Действительно, как минимум 650 млн лет на северо-западе Сибирской платформы почти без перерывов, начиная с позднего рифея и далее в кембрии, ордовике, силуре, девоне и карбоне накапливались сульфатно-карбонатные отложения. Во время появления и раз-

вития наземной флоры их сменили угленосные отложения в верхнем карбоне–перми и вдруг интенсивный магматизм в виде очень короткой вспышки в течение 5 млн лет, потом опять 247 млн лет признаков магматизма нет. Что же активировало мантийный плюм? (Добрецов, 2008; Соболев, 2009). При этом магматизм был цикличным, циклов было не менее 10, активизации сменялись длительными перерывами в магмоизлияниях. Поневоле приходит мысль о какой-то космической причине, но признаков метеоритной бомбардировки на плато Путорана нет.

Приходится искать причину более мощную, чем падение метеорита, пускай даже разорванного на несколько кусков, в этой связи можно вспомнить метеоритную бомбардировку Юпитера кометой Мишеля–Леви. Причину неоднократную и, я бы сказал, действующую до сих пор в одной из своих разновидностей. Причину по характеру своего воздействия более мощную и обратную по знаку, чем удар пусть даже очень крупного метеорита. Причину, способную активизировать мантийный плюм даже под платформой. Новая концепция, объясняющая причину траппового магматизма в Путоранской провинции, названа «Гипотеза гравитационного удара».

Реконструкция начала становления планетной системы Солнца

Современная наука, используя все более совершенные технологии, в погоне за новыми фактами уже достигла края Вселенной. В то же время при объяснении многократно проверенных фактов, многие из которых известны сотни лет, по-прежнему нет простых и ясных решений. Это прежде всего касается ближнего космоса, то есть проблемы происхождения Луны, которую невозможно решить в отрыве от образования солнечной планетной системы. В обзоре гипотез происхождения Луны, выполненном Э. А. Кингом, сделан вывод о том, что «Захват астероидов представляется вполне реальным механизмом происхождения внешних спутников Юпитера и спутников Марса, однако фундаментальная проблема возникновения более крупных тел Солнечной системы, в особенности нашей Луны, остается все еще далекой от своего решения» (Кинг, 1979). Гипотезу захвата как основу для объяснения происхождения Луны широко поддерживали до экспедиции «Аполлона-11», но после она стала менее популярной (Кинг, 1979).

Предлагаемая реконструкция начала становления планетной системы позволяет выявить тенденции процесса, по-новому взглянуть на привычные факты, поставить новые вопросы, решение которых, несомненно, приведет к получению новых перспектив.

В основу предлагаемой математической модели положены две аксиомы.

1. Орбиты ранних планет Солнечной системы располагались на расстоянии среднего градиента первых четырех от Солнца наиболее сохранных современных планет (Меркурия, Венеры, Земли, Марса).

2. Градиент прироста масс ранних планет на данных орбитах равен разности второй и первой от Солнца современных планет (то есть Меркурия и Венеры).

Отсюда расстояние ранних орбит от Солнца выражается формулой:

$$L_i = L_{i-1} + L_{гр} \quad (7.1),$$

где: L_i – расстояние от Солнца i орбиты; L_{i-1} – расстояние от Солнца предыдущей орбиты; $L_{гр}$ – градиент как среднее расстояние между Солнцем и Меркурием, Меркурием и Венерой, Венерой и Землей, Землей и Марсом; $L_{гр} = (58 + 50 + 42 + 78) : 4 = 57$ млн км.

Масса ранних планет выражается формулой:

$$M_i = M_{i-1} + M_{гр} \quad (7.2),$$

где: M_i – масса i планеты; M_{i-1} – масса предыдущей планеты; $M_{гр}$ – градиент прироста массы планет как разность масс Венеры и Меркурия, $M_{гр} = (4870-330) \times 10^{18} \text{ т} = 4540 \times 10^{18} \text{ т}$.

Из табл. 7.1. видно, что в ближайших к Солнцу 2000 млн км сосредоточено 93 % планетных масс, на расстоянии 2000–4000 млн км 3,2 %, 4000–6000 млн км 3,8 %, то есть наблюдается явная смена характера градиента масс.

Таблица 7.1

Фактические параметры современной Солнечной системы

Планета	Масса планеты, 10^{18} т	Расстояние от Солнца, млн км	Средняя плотность, г/см ³	Диаметр, км	Продолжительность оборота, земных лет
Меркурий	330	58	5,43	4878	87,97 зем. суток
Венера	4870	108	5,25	12 103	224,7 зем. суток
Земля	5976	150	5,517	12 756	365,25 суток
Луна	73,5	–	3,35	3476	–
Марс	642	228	3,9	6786	1,88
Юпитер	1 900 000	778	1,3	143 000	11,86
Ио	89	–	3,57	3630	–
Европа	48	–	2,97	3140	–
Ганимед	150	–	1,94	5260	–
Каллисто	110	–	1,86	4806	–
Титан	134	–	1,88	5152	–
Сатурн	570 000	1427	0,69	120 000	29,46
Уран	86 800	2870	1,29	51 118	84,01
Нептун	102 000	4497	1,64	49 528	164,8
Плутон	13	5900	1,1	2390	248,54

При анализе фактического материала необходимо всегда помнить, что мы имеем дело не с раз и навсегда данным неизменно, а с результатом длительного развития, в течение которого происходило множество событий, хотя, безусловно, общие закономерности сохранены. Кроме того, почти сохранены крайние члены, что и позволило сделать данную реконструкцию.

Из расчетных параметров в табл. 7.2 видно, что Юпитер образовался в результате поглощения 26 планет, его расчетная масса составляет $1\,956\,240 \times 10^{18}$ т, фактическая масса составляет $1\,900\,000 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 2,9 %.

Центр масс собранных Юпитером планет находился в районе 21-й планеты на расстоянии 1197 млн км от Солнца. Его орбита снизилась на 419 млн км или на 35 %.

Сатурн образовался в результате слияния четырех планет, его расчетная масса составляет $573\,360 \times 10^{18}$ т, фактическая масса составляет $570\,000 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 0,6 %. Центр масс собранных Сатурном планет находился в районе 33-й планеты на расстоянии 1881 млн км от Солнца. Его орбита снизилась на 454 млн км или на 24 %.

Уран и Нептун объяснить не просто, хотя бы уже потому, что от Меркурия до Сатурна наблюдается четкое закономерное падение плотности планет – от 5,43 до 0,69 г/см³. У Урана же – 1,29 г/см³ Нептуна – 1,64 г/см³, поэтому приходится предполагать, что эти планеты в настоящее время находятся не на своем месте.

Расчетные параметры ранней Солнечной системы

Номер ранних планет	Название современных планет	Расчетная масса ранних планет $\times 10^{18}$ т	Расстояние от Солнца ранних орбит, млн км	Фактическая масса планет $\times 10^{18}$ т	Неувязка
1	Меркурий	330	57	330	–
2	Венера	4870	114	4870	–
3	Земля	9410	171	5976	–3434
4	Марс	13 950	228	642	–13 308
5	Юпитер	18 490	285	1 900 000	–24 130
6		23 030	342		
7		27 570	399		
8		32 110	456		
9		36 650	513		
10		41 190	570		
11		45 730	627		
12		50 270	684		
13		54 810	741		
14		59 350	798		
15		63 890	855		
16		68 430	912		
17		72 970	969		
18		77 510	1026		
19		82 050	1083		
20		86 590	1140		
21		91 130	1197		
22		95 670	1254		
23		100 210	1311		
24		104 750	1368		
25	109 290	1425			
26	113 830	1482			
27	118 370	1539			
28	122 910	1596			
29	127 450	1653			
30	131 990	1710			
31	Сатурн	136 530	1767	570 000	–3360
32		141 070	1824		
33		145 610	1881		
34		150 150	1938		
35		154 690	1995		
	Уран	86 590	1140	86 800	+210
	Нептун	100 210	1311	102 000	+1790
Итого:		2 712 850		2 670 618	–42 232

В связи с чем, другим и, возможно, более точным вариантом, является предположение, что Юпитер поглотил 25 планет. Планета № 20 с расчетным весом $86\,590 \times 10^{18}$ т ушла на более высокую орбиту и в настоящее время это планета Уран с фактическим весом $86\,800 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 0,24%. Тогда расчетная масса Юпитера со-

ставляет $1\,869\,650 \times 10^{18}$ т, при фактической массе $1\,900\,000 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 1,6 %.

Аналогично для Нептуна приходится предполагать, что Юпитер поглотил 25 планет, то есть в этом случае еще и планету № 35. А планета № 23 с расчетным весом $100\,210 \times 10^{18}$ т ушла на более высокую орбиту и в настоящее время это планета Нептун с фактическим весом $102\,000 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 1,8 %. Тогда расчетная масса Юпитера (без № 20 и 23) составляет $1\,924\,130 \times 10^{18}$ т, при фактической массе $1\,900\,000 \times 10^{18}$ т, ошибка вычисления составляет 1,27 %.

Общая же неувязка между расчетной и фактической массой всех планет составляет минус $42\,232 \times 10^{18}$ т, возможно, это масса всех остальных спутников, малых планет, комет и вещества, уже упавшего на Солнце. Общая неувязка или ошибка вычислений составляет 1,58 %. Таким образом, в начале времен в Солнечной системе было 35 планетозималей, которые образовали 35 ранних планет. В результате взаимодействия первичные круговые орбиты планет становились эллиптическими, что приводило к столкновениям, разрушению, слиянию протопланет, уходу их на другую орбиту, а также к захвату спутников.

В связи с чем, захват Луны Землей в данной модели выглядит событием скорее закономерным, чем случайным. Вопреки представлениям А. Е. Рингвуда и др. «о малой вероятности такого события» (Кинг, 1979; Рингвуд, 1982), основанных на современном состоянии солнечной системы.

Градиент 4540×10^{18} т является величиной постоянной и пригоден в качестве единицы измерения для расчетов формирования планетозималей любой звезды. Масса первичного планетного вещества, вероятно, зависит от количества вещества, захваченного Звездой при ее образовании из газопылевого облака. То есть каждая Звезда берет столько вещества, сколько может унести, в зависимости от своей массы. Зная массу Звезды X и соотношение массы планет к массе Солнца, можно вычислить первичную массу и градиент планет любой Звезды по формуле 7.3.

Градиент ранних планет некоторой Звезды X выражается формулой:

$$M_{грX} = M_{гр} \times M_{зX} : M_{с} \quad (7.3),$$

где: $M_{грX}$ – градиент прироста массы планет некоторой Звезды X; $M_{гр}$ – градиент прироста массы планет Солнечной системы, как разность масс Венеры и Меркурия, $M_{гр} = (4870 - 330) \times 10^{18}$ т = 4540×10^{18} т; $M_{зX}$ – масса некоторой Звезды X; $M_{с}$ – масса Солнца.

Суммарная масса планет, очевидно, зависит только от массы Звезды, захватившей вещество газопылевого облака, тогда имеет место соотношение:

$$M_{пс} : M_{с} = M_{пзX} : M_{зX} \quad (7.4),$$

где: $M_{пс}$ – суммарная масса планет Солнечной системы; $M_{пзX}$ – суммарная масса планет некоторой Звезды X.

Отсюда, из формул 7.3 и 7.4 имеет место соотношение:

$$M_{грX} : M_{гр} = M_{зX} : M_{с} = M_{пзX} : M_{пс} \quad (7.5).$$

Расчетная орбита Земли – 171 млн км от Солнца. Ее орбита снизилась на 21 млн км или на 12,3 %. Расчетная масса превышает фактическую более чем на 1/3, это объясняется низкой степенью сохранности водно-газовой оболочки планеты. Высокий процент потери высоты объясняется захватом Луны, которая отнюдь не является вечной спутницей Земли.

Резкое различие между расчетной и фактической массой Земли и Марса можно объяснить только разрушением планет, аналогичное событие следует предполагать и для других планет в современном состоянии, являющихся спутниками более сохранных планет: Луны, Ио, Европы, Каллисто, Ганимеда. В связи с этим астероидный пояс между Марсом и Юпитером является не остаточным материалом, а обломками разрушенных планет.

Расчетная орбита Венеры – 114 млн км от Солнца. Ее орбита снизилась на 6 млн км или на 5,3 %.

В рамках этой модели, для приведенных фактических параметров можно вычислить продолжительность земного года в начале времен. Для радиуса 172 млн км продолжительность года составит 415,4 дня. Если бы, каким-то образом можно было установить количество дней в году 100, 200, 300, 400 млн лет назад, например, по ежедневному приросту извести на кораллах, то можно было бы очень точно вычислить время начала становления планетной системы.

Зная возраст звезды, можно приблизительно оценить состояние ее планетной системы. Если предположить, что планетная система существует 5 млрд лет, то при снижении орбиты Земли на 21 млн км скорость падения ее на Солнце составляет около 4 м в год.

Луна не может быть планетой земной группы, так как средняя плотность Меркурия – 5,43, Венеры – 5,25, Земли – 5,517, далее резкий скачок плотностей на 1,17, так как у Марса – 3,9, а у Луны – 3,35 г/см³. Это ближе к планетам группы Марса, тогда планетой № 5 была Ио – 3,57 (спутник Юпитера), планета № 6 Луна – 3,35, далее планета № 7 Европа – 2,97 (спутник Юпитера). Тогда для планет группы Марса градиент падения плотности колеблется от 0,22 до 0,38, среднее 0,31. Для планет Земной группы от 0,18 до 0,267, среднее 0,22, то есть близкое к минимальному у планет группы Марса. Далее к планетам группы Юпитера был, очевидно, аналогичный скачок плотностей на 1,03 г/см³: у Ганимеда – 1,94 это, видимо, планета № 8 и Каллисто № 9 – 1,86, градиент, 0,08 г/см³.

Орбита Венеры близка к концентрической, то есть к первичной ненарушенной орбите, минимальная удаленность от Солнца 107,4 млн км, максимальная 109 млн км, что составляет 1,48 % от среднего. У Земли минимальная удаленность от Солнца 147,1 млн км, максимальная 152,1 млн км, что составляет 3,34 % от среднего. У Марса минимальная удаленность от Солнца 206,7 млн км, максимальная 249,1 млн км, что составляет 18,6 % от среднего. Такая резко выраженная эллипсовидная орбита Марса свидетельствует о том, что планета была разрушена столкновением и весьма сильно притянута Юпитером. Аналогичные события, вероятно, происходили и с наиболее крупными спутниками Юпитера: Ио, Европой, Ганимедом и Каллисто, которые были захвачены относительно недавно и поэтому еще не упали на него.

Исходя из данной модели, можно выделить несколько типов планет.

– Первичные планеты, к которым относятся планеты, сохранившие свою начальную массу с двумя разновидностями. Сохранившими свою орбиту (Меркурий, Венера) и удаленные, то есть несохранившими свою орбиту (Уран, Нептун).

– Разрушенные планеты, утратившие свою первичную массу с двумя разновидностями. Сохранившими свою орбиту (Земля, Марс) и захваченные, то есть несохранившими свою орбиту Ио, Луна, Европа, Ганимед, Каллисто, Титан, Тритон, Плутон и пр.

– Составные планеты, это планеты многократно увеличившие свою массу за счет слияния с другими планетами (Юпитер, Сатурн).

– Спутниковые планеты, к которым относятся планеты с крупными спутниками, бывшими до разрушения другими планетами (Земля, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун).

В аспекте появления на планете жизни и разума Земля – это не просто разрушенная двойная планета, а особым образом разрушенная планета. В этом смысле первичные планеты непригодны для возникновения жизни, а появление разума – это совершенно невероятная случайность, обусловленная специфической и неповторимой историей катастроф.

Причем, если эксперимент по синтезу жизни в виде бактерий длился на Земле порядка 3 млрд лет, то эксперимент по сотворению разума – 5 млрд лет, и есть все основания полагать, что условия этого эксперимента были идеальными.

Насколько опасен ближний космос для планеты Земля исходя из выводов, вытекающих из данной реконструкции?

1. Потеря массы планеты за счет ухода в космос водно-газовой оболочки. Полярные шапки изо льда для Земли не являются чем-то негативным. Планеты от Юпитера и далее имеют полномасштабные водно-газовые оболочки. Для Земли это, по сути, реликты почти утраченной оболочки.

2. Марс и Луна в настоящем лишены водно-газовых оболочек, имеют весьма малую, сильно отличающуюся от расчетной, массу, очевидно, утраченную в результате столкновения и разрушения. Обломки планет в результате такого столкновения, вероятно, приобрели резко эллиптическую орбиту и были поглощены Юпитером, Солнцем, а также подвергли метеоритной бомбардировке ближайшие планеты, покрыв их большими и малыми метеоритными кратерами. Обломки, сохранившие орбиту, близкую к концентрической, образуют сейчас пояс астероидов между Марсом и Юпитером. Таким образом, столкновение и разрушение планет – обычное явление в Солнечной системе, о чем говорит также присутствие рядом с Землей весьма крупного тела, пока находящегося в состоянии динамического равновесия с нашей планетой. Тем не менее, данное равновесие может быть нарушено ударом достаточно крупного метеорита.

3. Метеоритную опасность начали достаточно интенсивно изучать в последние 20 лет. Всерьез обсуждается создание ракетно-ядерного потенциала для противодействия этой угрозе. Как ни странно, но роль надежного щита от крупных метеоритов и комет выполняет Юпитер и его близкий родственник Сатурн.

4. Юпитер поглощает не только кометы: согласно расчетам, он основательно подчистил пространство, принадлежащее ранее 25 планетам, и стремительно, со скоростью около 1 км за один оборот, то есть за 12 земных лет, приближается к Земле.

5. Планета Земля подвергалась в прошлом и подвергается сейчас не только метеоритным, но и гравитационным ударам из ближнего космоса. Да, речь идет, казалось бы, о безобидных ныне приливных явлениях, которые, впрочем, являются спусковым механизмом для землетрясений, горных ударов и выбросов метана в угольных шахтах. Но в раннем триасе орбита планеты Земля пересеклась с резко вытянутой орбитой планеты Луна. Сильное сближение планет вызвало мощный гравитационный удар, земная кора была буквально разодрана твердой приливной волной, вязкая мантия поднялась от ядра, что спровоцировало начало базальтового магматизма в северном полушарии планеты Земля. Мощные излияния базальтовой магмы и эксплозии туфов быстро затопили огромные низменные пространства Ангарида (современные регионы в Западной Сибири и на севере Восточной Сибири). Произошло отклонение оси вращения Земли от перпендикуляра к плоскости эллипсоидной орбиты на $23^{\circ}27'$, что привело к появлению времен года на планете Земля и связанных с этим суровых зим. Практически полностью была уничтожена теплолюбивая пермская флора, обитавшая в пониженных заболоченных местах, что привело к смене растительности в глобальном масштабе. В течение раннего триаса происходило сближение орбит двух планет, вероятно, уменьшилась вытянутость орбиты планеты Луна. Однако окончательное совпадение орбит произошло, вероятно, лишь к концу триаса, а полный захват и превращение в спутник – к концу ранней юры. Земля получила стабильные приливные волны, которые начали передвижение коровых плит. Зияющие трещины заполнялись базальтовым расплавом, образующим молодую океаническую кору. На Земле начался этап рифтогенеза, до этого был геосинклинальный этап и действовал принципиально другой тектонический механизм.

8. ПРИЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО И ЛОКАЛЬНОГО КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА Cu-Ni ОРУДЕНЕНИЯ

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 ошибка прогноза фактически составляет 1000–10 000 раз. По категории P_2 имеются уже прямые признаки оруденения, найдена потенциально рудоносная интрузия, прогнозны 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 производится подсчет запасов по категориям C_2 и C_1 и их утверждение в ГКЗ, при этом допускается ошибка от 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 при этом фактически не превышает 5–10 %.

В данной работе ошибки разведочных категорий, то есть C_2 и выше не рассматриваются в силу их относительно малой величины. Другое дело прогнозны ресурсы, при расчетах которых в настоящее время царит произвол и безответственность. Ситуация в целом напоминает известный сюжет с Буратино, который должен зарыть золотые монеты в землю в надежде, что выросшее золотое дерево сторицей окупит все затраты. Такое положение дел возникло в России в начале 1990-х, когда недостаток финансирования полностью выкосил всех компетентных и ответственных геологов, которые не смогли на пустом месте рисовать радужные перспективы для освоения пресловутого ВМСБ. А после отмены ВМСБ в 2001 г. были уволены и геологи, готовые на любом пустом месте надуть мыльные пузыри, так как ни такая геология, ни такие геологи не нужны инвесторам, занимающимся поисками за собственные средства. Тем не менее, эти «специалисты» без труда нашли работу в государственных структурах, стали руководителями или экспертами, видимо, в силу своих личных качеств. В связи с чем ситуация с достоверным прогнозом Cu-Ni руд в настоящее время представляется полностью безнадежной, поэтому я пишу для тех, кто придет после нас.

8.1. Региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд методом элементарных ячеек

Метод элементарных ячеек, как ни странно, при прогнозировании сульфидных Cu-Ni руд в Норильском районе практически не используется. Это не удивительно, ведь этот метод сильно уменьшает долю произвола в процессе формализации признаков. Он именно уменьшает, но не устраняет его совсем, поэтому эффективность этого метода очень сильно зависит от компетенции исполнителя. Но в современных экономических условиях это не актуально. Достаточно под любой геофизической или геохимической аномалией нарисовать перспективный объект с богатой рудой, рассчитать прогнозны ресурсы, исходя из соображений, которые к геологии не имеют никакого отношения, и эти цифры будут приняты на всех уровнях, включая государственный. И не важно, что при заверке этих аномалий ничего не будет обнаружено, кроме информации об отсутствии рудных тел.

Поэтому важнейшей задачей при прогнозировании сульфидных Cu-Ni руд в Норильском районе является уменьшение субъективного произвола. При этом не приемлемо ни завышение ресурсов, то есть прогноз на пустом месте, ни занижение перспективных

R-46-XIII,XIV								R-46-XV,XVI							
а															
2	1	1	0	0	1	1	1	2	2	2	2	2	2	3	5
1	1	11	12	14	8	11	10	2	2	2	2	2	2	5	5
20	20	25	25	23	21	15	10	9	9	7	1	1	1	3	4
5	5	3	2	5	4	7	6	5	8	7	5	7	5	8	7
2	2	3	2	1	2	1	2	1	3	5	5	7	3	7	8
2	1	5	2	2	4	1	2	1	1	3	3	3	3	3	4
2	4	4	2	3	5	3	6	1	2	4	4	4	4	5	4
2	7	4	1	5	5	2	7	3	2	4	4	4	5	4	4
б															
0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	1	1	1
1	1	7	7	9	7	5	4	7	5	5	5	7	5	9	9
4	6	19	21	21	17	11	13	10	8	10	6	8	8	7	10
3	3	3	3	6	10	10	12	8	10	10	12	14	10	22	20
2	2	3	3	2	4	4	4	2	17	14	12	12	12	23	22
2	2	5	3	2	6	4	4	4	12	11	4	2	6	6	8
2	4	5	5	4	7	10	7	6	10	8	6	6	8	10	6
2	3	6	4	6	8	5	7	6	6	6	6	12	14	12	4
в															
3	2	2	0	0	1	1	1	2	2	2	4	4	4	8	9
2	2	9	8	8	6	7	4	4	4	4	6	6	6	9	11
6	6	7	6	9	5	4	6	3	3	5	5	5	5	6	10
3	5	4	3	7	3	6	6	3	4	5	7	7	5	9	13
3	3	4	3	2	2	1	2	1	4	7	5	5	5	9	11
3	3	5	3	1	3	1	2	2	6	5	3	1	1	1	1
3	3	3	2	2	4	3	5	3	4	4	4	2	2	2	2
3	4	2	1	2	3	2	5	4	4	4	4	4	4	4	2
Оценка перспективности:															
низкая (30-50 %);								средняя (50-75 %)							

Рис. 8.1. Оценка перспективности Авамской площади в баллах методом элементарных ячеек на: а) медно-никелевое; б) медно-цеолитовое; в) платино-хромитовое оруденение.

объектов, так как чрезмерная осторожность и неуверенность приводит к потерям времени, а значит упущенной выгоде, как для инвестора, так и для государства. И дело даже не в том, чтобы ограничить произвол не очень компетентного и безразличного исполнителя (дело это абсолютно безнадежное), но в том, что даже лично у автора этих строк интуитивный, априорный подход приводил к другому, значительно отличающемуся от формально логического результату. Причем при сравнении этих результатов формально логи-

ческий выглядел намного более обоснованным и приводил к реальному успеху. Это связано с тем, что при принятии интуитивного решения, весомый вклад вносят неосознанные факторы, не имеющие ни к руде, ни к геологии никакого отношения. К примеру, участок может казаться перспективным потому, что рядом был рыбный ручей, много дров и дичи, место красивое и т. п. И напротив, участок интуитивно будет бесперспективным, если рыбы нет, дров нет, место унылое, да еще и медведь напугал. Поэтому в Норильском районе рудные узлы обычно совпадают с рыбными узлами.

Суть метода элементарных ячеек очень проста. В начале разрабатывается прогнозно-поисковый комплекс геолого-геофизических факторов и признаков, контролирующих пространственное размещение оруденения в данном районе. В зависимости от масштаба исследования подбирается площадь ячейки, которая приблизительно соответствует размеру искомого объекта. Для примера приведем данные успешного прогноза, полученные при проведении ГДП-200 Авамской площади. Тогда по результатам работ первой очереди был выделен прогнозируемый на медно-цеолитовое оруденение Уохирьский рудный узел. Данный прогноз был воспринят скептически всеми геологами, поэтому его в 1999 г. пришлось заверять лично автору. Для прогноза в масштабе 1 : 200 000 по категориям P_2 и P_3 площадь элементарной ячейки приблизительно равна площади усредненного рудного узла. В данном случае она составляет 174,8 км², то есть площади одного сдвоенного планшета масштаба 1 : 25 000. Перспективность каждой ячейки определяется суммой баллов. Для медно-никелевого оруденения максимально возможная сумма баллов составляет 40 (табл. 8.1) и приравнивается к 100 %. Оценка перспективности ячеек: высокая 75–100 %, средняя 50–75 %, низкая 30–50 % (рис. 8.1).

8.1.1. Медно-никелевое оруденение

Прогнозно-поисковый комплекс геолого-геофизических факторов и признаков, контролирующих пространственное размещение медно-никелевых месторождений, разработан в Норильском районе. Практически с самого начала освоения Норильского района систематизировался и обобщался опыт и результаты производственных, геолого-геохимических и геофизических работ НГМК, НКГРЭ, опытно-методических, тематических и съемочных работ НИИГА, СЕВМОРГЕО, ЦНИГРИ, ИГЕМААН, СНИИГГиМС, РУДГЕОФИЗИКА, ВСЕГЕИ и других организаций. Результаты этих работ нашли свое отражение в многочисленных публикациях, производственных отчетах и методических указаниях, простое перечисление которых, вследствие большого их количества, едва ли возможно. К наиболее значимым можно отнести: монографию «Поисковые критерии сульфидных руд Норильского типа (1978)»; отчеты: «Прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1 : 50 000...», «Металлогеническая карта... 1 : 200 000» (Люлько 1973ф, 1975ф); изданная «Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000» (Малич, 1987); методическое пособие «Временные методические указания по комплексованию геолого-геофизических и геофизических методов при поисках медно-никелевых месторождений в Норильском промышленном районе (1983).

В качестве примера рассмотрим прогнозно-поисковый комплекс в применении к ГДП-200 Авамской площади. Он имеет более сокращенный и упрощенный вид и скорректирован на иные типы оруденения. Сокращение комплекса обусловлено закрытостью территории, в связи с чем не могут быть применены многочисленные прямые поисковые признаки. Кроме того, необходимо использовать только те признаки, которые не зависят от степени изученности территории в целом. Иначе получится не столько схема прогноза, сколько схема изученности, так как участки с известными рудными объектами изучены несравнимо лучше.

**Прогнозно-поисковый комплекс по оценке перспектив Авамской площади
на медно-никелевое, медно-цеолитовое и платино-хромитовое оруденение**

Факторы и признаки оруденения	Медно-никелевого	Медно-цеолитового	Платино-хромитового
1. Структурно-тектонические факторы:			
1.1. Пликативная тектоника			
1.1.1. Центры мульд	0	0	2
1.1.2. «Низкие» валы и антиклинали	1	2	1
1.1.3. Борта «высоких» поднятий и антиклиналей	2	1	0
1.2. Дизъюнктивная тектоника:			
1.2.1. Главные разломы	2	2	2
1.2.3. Второстепенные разломы север–северо-восточного простирания	2	0	0
1.2.4. Широтного простирания	0	2	2
1.2.5. Прочей ориентировки	1	1	1
2. Магматические факторы:			
2.1. Интрузии катангского комплекса	1	0	0
2.2. Интрузии фокинского комплекса	1	0	0
2.3. Интрузии норильского комплекса			
2.3.1. Интрузии нижнеталнахского типа	2	0	0
2.3.2. Интрузии круглогорского типа	2	0	0
2.3.3. Интрузии зубовского типа	2	0	0
2.4. Интрузии далдыканского комплекса	0	2	0
2.5. Интрузии авамского комплекса	0	2	1
2.6. Интрузии каменского комплекса	0	0	2
3. Литолого-стратиграфические факторы:			
3.1. Породы девона до 500 м	2	0	0
3.2. Породы тунгусской серии до 500 м	2	0	0
3.3. Туфолавы гагарьеостровского и тутончанского горизонтов	1	0	0
3.4. Туфолавы двурогинского и путоранского горизонтов	0	2	0
3.5. Пласты известняков	0	2	0
3.6. Потоки анкараритов (лимбургитов)	0	2	2
4. Геофизические признаки:			
4.1. Магнитное поле			
4.1.1. Минимальных значений	0	0	0
4.1.2. Максимальных значений	1	0	1
4.2. Гравитационное поле			
4.2.1. Региональных максимумов	1	0	2
4.2.2. Локальных максимумов	2	0	1
5. Геохимические признаки:			
5.1. Аномалии по вторичным потокам рассеяния			
5.1.1. Меди	1	2	0
5.1.2. Меди, никеля и кобальта	2	1	1

Факторы и признаки оруденения	Медно-никелевого	Медно-цеолитового	Платино-хромитового
5.1.3. Никеля, титана, хрома и молибдена	0	0	2
5.1.4. Платиноидов	2	0	2
5.1.5. Золота	0	1	1
5.1.6. Серебра	1	2	0
5.2. Гидрогеохимические аномалии:			
5.2.1. Меди и серебра	0	2	0
5.2.2. Меди, никеля и кобальта	2	0	1
5.2.3. Никеля и хрома	1	0	2
6. Минералогические признаки:			
6.1. Шлиховые потоки			
6.1.1. Самородная медь	0	2	0
6.1.2. Халькопирит	2	0	0
6.1.3. Золото	0	1	2
6.2. Экзоконтактовые метасоматиты			
6.2.1. Осветление и хлоритизация	2	2	0
6.2.2. Скарнирование и ороговикование	2	2	0
Сумма баллов	40	33	28

Упрощение связано с разбивкой комплекса на группы с приблизительно равным количеством признаков, что не приводит, по нашему мнению, к излишней детализации, а значит и доминированию, к примеру, литолого-стратиграфического фактора. Корректировка комплекса на иные типы оруденения связана с широким развитием в районе работ признаков медно-цеолитового, платино-хромитового и редкометалльного оруденения, которые также образуют сочетания тех или иных сходных факторов, но в данном случае не должны интерпретироваться как объекты, образованные рудоносными интрузиями с сульфидным медно-никелевым оруденением.

К рудоконтролирующим факторам в Норильском районе относятся структурно-тектонические, магматические, литолого-стратиграфические и метасоматические.

Структурно-тектонические факторы (табл. 8.1) являются главными в контроле пространственного распределения рудоносных интрузий Норильского района. Они обусловлены пликативной и дизъюнктивной тектоникой.

Практически все месторождения и наиболее значимые рудопроявления Норильского района приурочены к бортам «высоких» валов и антиклиналей, в частности Норильский, Талнахский и Вологочанский рудные узлы располагаются в бортах Пясинского куполовидного поднятия, Тальминский рудный узел – в борту Самоедского вала, Имангдинский – Хантайско-Рыбнинского вала. Эта же закономерность наблюдается и на сопредельной с востока от Авамской площади территории, так, Ханарский рудный узел расположен в западном борту Боярского поднятия, а Хунгтунская интрузия – в его восточном борту. Данная закономерность обусловлена схождением к крутым бортам поднятий многочисленных интрузивных струй (в том числе и струй дифференцированных интрузий), движущихся от центров мульд и магмоподводящих разломов в субгоризонтальной плоскости по восстанию слоев осадочных пород. Под «низкими» антиклиналями понимаются структуры более низкого порядка, разделяющие мульды внутри впадин. Примером таких структур является западная часть Аяно-Амбардахского вала, Тальминская и Кайерканская антиклинали, связь дифференцированных интрузий с которыми не столь очевидна. Таким образом, наиболее перспективными в этом отношении участками (листы R-46-ХIII, XIV;

R-46-XV, XVI) являются районы Кыстыктахского куполовидного поднятия и Самоедского вала, что подтверждается весьма высокой насыщенностью этих районов интрузиями пясинского, катангского, фокинского и норильского комплексов.

Главными магмоконтролирующими структурами Норильского района являются длительно развивающиеся подвижные зоны, отвечающие признакам разломов глубинного заложения. Такими разломами, имеющими к тому же сложное, грабеновидное строение, в Норильском районе являются Норильско-Хараелахский и Имангдино-Летнинский разломы. Аналогичными магмоконтролирующими разломами на Авамской площади является Каменная зона разломов и Кыстыктахский разлом, также характеризующиеся грабеновидным строением.

Магматические факторы в Норильском районе определяются приуроченностью промышленных никеленосных интрузий к базит-гипербазитовой субформации трапповой формации. Интрузивные тела, сложенные данным типом магмы, представляют собой субпластовые сложнопостроенные тела, имеющие контрастную вертикальную и латеральную зональность. Рудные узлы приурочены к магмоактивным зонам и представляют пространственно и структурно связанную систему дифференцированных интрузий норильского, зубовского, круглогорского и нижнеталнахского типов, объединенных общностью происхождения и временем формирования из единого глубинного источника. Но магмоактивная зона, кроме широкого распространения собственно дифференцированных интрузий, характеризуется и резким увеличением относительных характеристик всех остальных комплексов Норильского района. Так, на участках рудных узлов увеличивается мощность и количество интрузивных тел оганерского комплекса (аналог катангского), по сравнению с периферическими площадями и центральными областями мульды.

На Авамской площади, в месте сочленения Каменной зоны разломов, Самоедского вала и севера Кыстыктахского поднятия, в Норильском комплексе известны все типы интрузий, кроме собственно норильского, несущего промышленное оруденение. Даже далдыканский комплекс, имеющий неблагоприятную дайковую морфологию, в интрузии Средняя дайка дифференцирован до троктолитов, имеющих повышенную концентрацию Ni.

Литолого-стратиграфические факторы дополняют структурно-тектонические и характеризуют приуроченность рудных узлов Норильского района к терригенным типам разрезов девонских отложений (нижний перспективный горизонт) и к отложениям тунгусской серии и нижней трети туфолавовой толщи (верхний перспективный горизонт). Очевидно, это обусловлено гипабиссальным уровнем внедрения трапповых интрузий, ниже которого внедрение пластовых интрузий невозможно. Сюда же следует отнести наличие субгоризонтальной слоистости разрезов и способность образовывать ослабленные зоны, благоприятные отслаиванию и межпластовым отрывам по границам с разными физико-механическими свойствами.

На северо-западе Авамской площади, в районе Самоедского вала присутствуют оба благоприятных горизонта. Породы, благоприятные для внедрения субпластовых интрузий, в районе Кыстыктахского рудного узла залегают на глубине 400–1600 м.

К поисковым признакам сульфидного медно-никелевого оруденения относятся группы геофизических, геохимических, минералогических и петрохимических признаков.

Комплекс геофизических признаков, разработанный в весьма хорошо изученном Норильском районе, достаточно широк, кроме данных магнито- и гравиразведки он включает данные специализированных на поиски рудоносных интрузий электро- и сейсморазведки, последние на Авамской площади не проводились. К числу гравимагнитных комплексных поисковых признаков сульфидных медно-никелевых руд относятся:

– приуроченность рудных узлов и месторождений к периферическим частям региональных максимумов магнитного и гравитационного полей, создаваемых промежуточными магматическими очагами;

– наличие на площади линейновытянутых зон локальных гравиметрических и магнитных аномалий или линейных зон высоких градиентов этих полей, являющихся признаками крупных дизъюнктивных нарушений;

– локальные магнитные и гравитационные аномалии, обусловленные возмущающим действием рудоносных интрузий, обладающих повышенной избыточной плотностью и намагниченностью по отношению к вмещающим породам.

На Авамской площади комплексные аномалии, необъяснимые рельефом и стратиграфическим разрезом, отсутствуют. Иконский и Каменский гравитационный максимумы, с положительными магнитными аномалиями не комплексуются в связи со слабой контрастностью последних. Хотя это можно объяснить низким качеством используемой карты магнитных аномалий. Локальные гравимагнитные аномалии есть в пределах Северо-Хараелахского рудного узла, в границах же Кыстыктахского они менее контрастны, выражаются в резких изгибах изоаномал, но четко приурочены к трассе Каменского дайкового пояса.

Геохимические признаки на Авамской площади выявлены по результатам опережающей геохимической съемки масштаба 1 : 200 000 на Авамской площади (Пронин, 1999), материалами которой мы пользуемся. Геохимические потоки рассеяния выделены по результату донного и гидрогеохимического опробования. В связи с возможным развитием на площади работ медно-цеолитового, платино-хромитового и редкометалльного оруденения встает проблема разбраковки аномалий, которые далеко не всегда могут быть образованы интрузиями, несущими сульфидное медно-никелевое оруденение. В этой ситуации мы пошли по пути выделения комплексных аномалий, отражающих, по нашему мнению, специфику данных типов оруденения. Так, например, комплексная геохимическая аномалия меди, ванадия и серебра более свойственна медно-цеолитовому оруденению, в меньшей мере – медно-никелевому и совсем не свойственна платино-хромитовому и редкометалльному (табл. 8.1). Аналогично по результатам гидрогеохимического опробования.

Из всего многообразия минералогических признаков, присущих рудоносным интрузивам и их метасоматическим ореолам Норильского района, на Авамской площади мы оставили обобщенные признаки: осветление – хлоритизацию и скарнирование – ороговикование. В пользу наличия сульфидного медно-никелевого оруденения могут свидетельствовать также знаки халькопирита в шлихах.

Петрохимические признаки могут быть применены с оговоркой в связи с несопоставимостью аналитических данных прошлых лет. Однако расчленение интрузий площади на типы и комплексы произведено в соответствии с Легендой к ГГС-50 (Люлько, 1993). Главное же – это наличие на площади работ коренных выходов и пересечений скважинами дифференцированных интрузивов.

В основу расчета прогнозных ресурсов положен метод аналогий. В качестве эталона используется продуктивность Курейского рудного узла, как наиболее сходного с выделенными прогнозными объектами.

Для расчета прогнозных ресурсов по категории P_3 использована формула (8.1)

$$P_{\text{п}} = g \times S_{\text{п}} \times k_{\text{н}}, \quad (8.1),$$

где $P_{\text{п}}$ – прогнозные ресурсы (тыс. т); g – продуктивность эталона (тыс. т/ км²); $S_{\text{п}}$ – площадь прогнозируемого рудного узла (км²); $k_{\text{н}}$ – коэффициент надежности.

По данным А. С. Варганова, прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ по участкам проявлений Светлогорское и руч. Нижний составляют 359 тыс. т меди и 160 тыс. т никеля, площадь участков – 12,04 км². Общая же площадь перспективных участков Курейского узла составляет 300 км² (Варганов, 1982), отсюда достоверная продуктивность Курейского рудного узла – 1,2 тыс. т/км² меди и 0,53 тыс. т/км² никеля по категории P_3 . Продуктив-

ность же отдельных участков Курейского рудного узла по категории P_2 составляет 30 тыс. т/км² меди и 13,3 тыс. т/км² никеля.

Надежность прогноза оценивается нами как низкая, коэффициент надежности принят равным 0,5, он учитывает возможное сокращение перспективной площади, наличие руд низкого качества и в то же время благоприятную структурную позицию и наличие на площади прогнозируемых рудных узлов прямых поисковых признаков.

Перспективность обнаружения сульфидного медно-никелевого оруденения на площади листа R-46-XIII, XIV оценивается как средняя, близкая к высокой, что позволило выделить здесь Северо-Хараелахский и Кыстыктахский рудные узлы.

Северо-Хараелахский рудный узел на данный момент изучен с достаточной полнотой, чтобы судить о его малой перспективности на обнаружение объектов с промышленным медно-никелевым оруденением. В связи с этим самостоятельного поискового значения этот участок пока иметь не должен и рекомендовать продолжение поисковых работ без дополнительной положительной информации нецелесообразно. Прогнозные ресурсы категории P_3 Северо-Хараелахского рудного узла при площади 73 км² составляют 43,8 тыс. т меди и 19,3 тыс. т никеля.

Кыстыктахский рудный узел практически не изучен, несмотря на всеми отмечаемый факт падения Арылахской и Мастах-Салинской интрузий на восток-юго-восток, то есть вдоль трассы Каменской зоны разломов. На данном участке рекомендуется постановка специализированных поисков масштаба 1 : 50 000. Оценка перспективности производилась методом элементарных ячеек (рис. 8.1) с использованием комплекса поисковых признаков и факторов, разработанных в Норильском районе (табл. 8.1).

Кыстыктахский рудный узел, прогнозируемый на обнаружение дифференцированной интрузии, несущей промышленное сульфидное медно-никелевое оруденение, располагается в зоне сочленения Кыстыктахского поднятия и Самоедского вала с Каменской зоной разломов. Восточная оконечность Каменской зоны разломов характеризуется высокой насыщенностью дифференцированными интрузивными телами норильского и далдыканского комплексов. Гравитационное поле в районе узла характеризуется слабоконтрастной положительной неоднородностью, искажающей нормальную линейность градиентов регионального максимума. Стратиграфическим уровнем локализации предполагаемой рудоносной интрузии норильского комплекса являются отложения тунгусской серии и породы девона, залегающие, по геологическим построениям, на глубине 400–1600 м. Прогнозные ресурсы категории P_3 Кыстыктахского рудного узла при площади 350 км² составляют 210 тыс. т меди и 93 тыс. т никеля.

Перспективность на сульфидные медно-никелевые руды площади листа R-46-XV, XVI оценивается нами как очень низкая (рис. 8.1), поэтому прогнозируемые рудные узлы здесь не выделяются. Это объясняется прежде всего полной закрытостью территории мощным чехлом туфо-лавовой толщи и мезо-кайнозойских образований, а значит и снижением количества действующих признаков и факторов.

Однако в северо-западной части площади в наиболее протяженной Средней дайке, относимой к далдыканскому комплексу, обнаружена дифференциация до троктолитовых габбродолеритов с повышенными содержаниями Ni в них. Данный факт заставляет проводить аналогии с «Великой Дайкой Родезии», в донной части которой известны многочисленные Cu-Ni месторождения. Донная часть больших даек Авамской площади предполагается по подошве туфолавоваы толщн, так как ниже должна быть пластообразная морфология интрузий. Это предположение подтверждается региональной зависимостью морфологии трапповых интрузий от характеристик вмещающих пород. Так, в слоистых отложениях палеозоя доминируют пластовые интрузии, в туфобрекчиях правобоярской свиты – интрузии сложной морфологии, в верхней туфолавоваы толщн – тела секущей морфологии и дайки. Таким образом, нет нужды опасаться, что морфология даек сохранится в этих ин-

трузиях ниже подошвы туфолавовой толщи. Кроме того, данные дайки сопровождаются несвойственными для базитовых интрузий мощными (до 50 м) метасоматическими изменениями экзоконтактовых пород, отмечались даже гранатовые скарны. Причем обладающая почти той же мощностью (30–40 м) дайка катангского комплекса в районе рек Онкой–Ачин и Уохирь практически не имеет метасоматических изменений и раскристаллизована всего до долеритовой структуры. Наличие мощных экзоконтактовых изменений и признаков дифференциации характерны для апофиз дифференцированных интрузий, что интересно даже в интрузиях далдыканского комплекса, рудоносной фацией которых является потенциально промышленный моронговский комплекс.

8.1.2. Медно-цеолитовое оруденение

Перспективы обнаружения промышленных месторождений самородной меди, которые могли бы расширить минерально-сырьевую базу Норильского горно-металлургического комбината, весьма низки. Однако мелкие месторождения самородной меди могли бы стать объектом добычи старательских артелей или малых горных предприятий, так как залегают в приповерхностных условиях. На известных рудопроявлениях Норильского района руды характеризуются высокими содержаниями меди (до 6%), серебра до 10–12 г/т, кроме того они образуют делювиальные россыпи с повышенным содержанием самородков размером до 6 см, легкообогатимы и не требуют сложного оборудования для добычи и обогащения.

На Авамской площади первой очереди листы R-46-XVII, XVIII и R-47-XIII, XIV целенаправленных работ на поиски медно-цеолитового оруденения не проводились. Тем не менее, при камеральной обработке материалов методом элементарных ячеек в юго-западном углу площади был выделен прогнозируемый Уохирьский рудный узел, имеющий свое продолжение и на территорию второй очереди. Прогноз удалось подтвердить во втором маршруте первого полевого сезона по проекту второй очереди в 1999 г.

В бортах р. Уохирь на новом уровне был обнаружен пласт известняков, несущий стратиформную медную минерализацию (рис. 8.2). За три полевых сезона из известняков площади было отобрано 96 проб, на полуколичественный спектральный анализ среднее значение Cu в них составило 0,12%, в 46 среднее значение Cu составило 0,22%, в 26 пробах на химический анализ весом 2,2–7,6 кг содержание Cu колебалось от 0,14 до 2,39%. Работы велись в течение трех полевых сезонов одной-двумя маршрутными парами и не вышли за стадию «геологического молотка». В целом изученность Уохирьского рудного узла можно оценить как весьма низкую (Радько, 2007).

Проявления низкотемпературной медной минерализации в связи с малой глубиной залегания дают многочисленные потоки рассеяния меди и серебра, выявляемые при проведении донного, шлихового и гидрогеохимического опробования. Это обстоятельство по сути является помехой для прогноза других полезных ископаемых, в частности сульфидных медно-никелевых руд. В связи с чем данный тип оруденения был выделен в самостоятельный объект прогноза, хотя он и не представляет пока интереса для промышленности.

Перспективность территории на самородную медь обусловлена расположением ее в пределах Большеавамской и Путоранской минерагенических зон, причем последняя специализирована на медно-цеолитовое, медно-никелевое оруденение и исландский шпат (Малич, 1987). Рудовмещающим уровнем являются вулканиты двурогинского и путоранского горизонтов, в которых к западу от территории известны многочисленные проявления самородной меди, в том числе Арылахское непромышленное месторождение и Ма-стах-Халинское рудопроявление. Относительно крупные объекты имеют стратиформный облик, хорошо выдержаны по простиранию, приурочены к нижнему экзо- и эндоконтакту



Рис. 8.2. Меденосные светло-серые и бурые хомогенные известняки.

мощных покровов гломеропорфировых базальтов. Для Арылахского месторождения это надъаянский покров, для Мастах-Халинского рудопоявления – кумгинская свита, для Уохирьского первый и второй покровы гломеропорфировых и олигогломеропорфировых базальтов подошвы верхней пачки верхнемокулаевской подсвиты. Кроме того, на Арылахском месторождении пласт известняков располагается на том же уровне, что и пласт анкарамитовых базальтов, на Уохирьском рудном узле на уровне пласта известняков развиты пластовые интрузии лимбургитов, отнесенные к каменскому комплексу, но имеющие предположительно эффузивную природу. Это подтверждает устное сообщение В. В. Рябова, наблюдавшего на поверхности пластов следы течения.

Необходимо также отметить, что в мощных метасоматитах экзоконтакта больших даек далдыканского комплекса наблюдается вынос Cu, Ba, Sr, Pb. В зоне мощностью не менее 50 м их содержание уменьшается более чем в 2 раза. Такой мощный метасоматоз, несомненно, влияет как на обогащение, так и на переотложение Cu на геохимическом барьере, которым является пласт известняков. Аналогичный процесс, вероятно, происходит и на Арылахском месторождении, но там наблюдается связь с Норильским комплексом, что обусловило их совпадение в пространстве.

Интересно также появление на Уохирьском участке кроме самородной меди более высокотемпературных халькозиновых руд с золотом и гранатовыми скарнами, которые пока не известны на Арылахском месторождении. Это позволяет говорить о возможности появления здесь не только низкотемпературных, но и среднетемпературных гидротерм. В качестве примера необходимо привести ряд месторождений в Перу (Токепала, Куахоне, Келовеко, Сан-Хозе, Серро-Верди). Там, в пределах медного пояса они пространственно связаны со штоками монцонит-порфиров, прорывающих триасовые известняки. Аналогично со штоками и штокообразными дайками монцонит-порфиров связано месторожде-

ние Бингем (США, штат Юта) 640 млн т руды с содержанием Cu 1,066 % (Вольфсон, 1982). Дайки монцонит-порфиоров развиты непосредственно за восточной рамкой листов в пределах Каменского дайкового пояса, их возрастным и фациальным аналогом являются интрузии, относимые нами к далдыканскому и авамскому комплексу, поэтому мы считаем их присутствие весьма важным фактором.

Прогнозно – поисковый комплекс рудоконтролирующих самородную медь факторов и признаков разработан Б. Н. Медведевым по материалам ГДП-200 Норильского района (Медведев, 1990; Струнин, 1987), который нами заимствован практически без изменений, но с небольшими дополнениями и отражен в табличной форме (табл. 8.1).

Оценка прогнозных ресурсов Авамской площади проведена методом элементарных ячеек, перспективность каждой ячейки определялась суммой баллов. Для медно-цеолитового оруденения максимально возможная сумма баллов составляет 33 (табл. 8.1), что приравнивается к 100 %. Оценка перспективности ячеек: высокая 75–100 %, средняя 50–75 %, низкая 30–50 % (рис. 8.1). В основу расчета прогнозных ресурсов положен метод аналогий. В качестве эталона для Арылахского и Уохирьского рудных узлов используется продуктивность Арылахского месторождения, равная 25 тыс. т/км² (Дюжиков, 1976). Для Делочинского прогнозируемого рудного узла используется продуктивность Мастах-Халинского рудного узла, составляющая 2,5 тыс. т/км² (Радько, 1995). Для расчета прогнозных ресурсов по категории P₃ использована формула (8.1).

Коэффициент надежности для всех рудных узлов принят равным 0,5, надежность прогноза оценивается нами как средняя. Однако для Делочинского прогнозируемого рудного узла коэффициент надежности принят равным 0,2, надежность прогноза оценивается нами как низкая. Коэффициент учитывает наличие на площади прогнозируемого рудного узла, коренных проявлений самородной меди, в целом благоприятную структурную позицию участка, подтверждающуюся наличием шлиховых, донных и гидрогеохимических потоков рассеяния.

Перспективность на медно-цеолитовое оруденение площади листа R-46-XIII, XIV оценивается нами как средняя, что позволило выделить в северо-западной четверти территории Арылахский рудный узел. На его территории рекомендуется продолжение специализированных поисков масштаба 1 : 50 000, глубинность исследований – 0–300 м. Оценка перспективности определялась методом элементарных ячеек с использованием комплекса поисковых признаков и факторов (рис. 8.1, табл. 8.1).

Арылахский прогнозируемый на медно-цеолитовое оруденение рудный узел располагается в южном борту Самоедского вала. В геофизических полях не проявлен, отмечаются разломы второго порядка широтного и меридионального простирания. В пределах узла по результатам донного опробования отмечаются повышенные содержания меди, серебра, в шлихах отмечаются знаки золота и самородной меди, в гидрогеохимических потоках – повышенные содержания меди и серебра. Знаки золота для медно-цеолитового оруденения не характерны, но, возможно, это местная особенность гидротермального процесса. Уровень локализации меденосного горизонта – кровля моронговской свиты. Коренные выходы и элювиально-делювиальные развалы пласта известняков мощностью 1–10 м известны от р. Арылах до правого борта р. Кыстыктах. На площади 4 км² проведены поисково-оценочные работы, и эта площадь считается собственно Арылахским месторождением. Прогнозные ресурсы категории P₃ при площади 245 км² Арылахского рудного узла составляют 3062,5 тыс. т меди.

Перспективность на медно-цеолитовое оруденение площади листа R-46-XV, XVI оценивается нами как средняя, что позволило выделить на востоке территории Уохирьский, а в юго-западной четверти прогнозируемый Делочинский рудные узлы. На их территории рекомендуется постановка специализированных поисков масштаба 1 : 50 000, глубинность исследований – 0–300 м. Оценка перспективности определялась методом элементарных

ячеек с использованием комплекса поисковых признаков и факторов, разработанных в Норильском районе (рис. 8.1, табл. 8.1).

Уохирьский прогнозируемый на медно-цеолитовое оруденение рудный узел располагается в апикальной части Аяно-Амбардахского вала, в геофизических полях не проявлен. Отмечаются разломы первого и второго порядка широтного простирания, являющиеся элементами Каменской зоны разломов. В пределах узла по результатам донного опробования отмечаются повышенные содержания меди, серебра, в шлихах отмечаются знаки самородной меди, в гидрогеохимических потоках – повышенные содержания меди и серебра. Уровень локализации меденосного горизонта – кровля нижней пачки верхнемокулаевской подсвиты. Здесь обнаружены один-три пласта известняков мощностью 1–10 м. Прогнозные ресурсы методом аналогий категории P_3 при площади 170 км² Уохирьского рудного узла составляют 2125 тыс. т меди.

Однако в связи с большим количеством прямых данных возможен и прямой расчет прогнозных ресурсов, при этом мы выбираем данные по нижнему пределу. Мощность рудного тела принимаем 1 м, площадь 17 000 000 м², тогда объем 17 000 000 м³. Плотность известняков 2,69 т/м³ по данным 34 анализов. Итого вес руды 45 730 000 т. Среднее содержание Cu по данным 96 проб известняков на полуколичественный спектральный анализ составило 0,12 %, в 46 среднее значение Cu составило 0,22 %, принимаем 0,12 %. Отсюда вес металла 5 487 600 т, с учетом коэффициента надежности 0,5 получаем 2 743 800 т Cu. То есть прямой расчет показывает число того же порядка, что подтверждает высокие прогнозные ресурсы Уохирьского рудного узла.

Делочинский прогнозируемый рудный узел приурочен к сочленению Каменской зоны разломов с Микчандинской. Последняя трассируется дайками трахидолеритов авамского комплекса. Коренное проявление меди пока не обнаружено, его предполагаемый уровень – верхи нижнемокулаевской подсвиты. Выявленный нами поток рудных валунов по р. Чопко уходит в р. Делочи. Валуну представлены прениitizedированными мандельштейнами, иногда с обильной вкрапленностью халькозина, с размером зерен до 4 мм и самородной меди. С данным потоком предшествующими работами были выявлены многочисленные знаки меди в шлихах, золото, а также донные и гидрохимические аномалии. Прогнозные ресурсы методом аналогий категории P_3 при площади 350 км², продуктивности 2,5 тыс. т/км² (Радько, 1995), коэффициенте надежности 0,2, учитывающем отсутствие пока данных о коренном источнике Делочинского прогнозируемого рудного узла составляют 175 тыс. т меди. Оценка перспективности – средняя, надежность низкая.

8.1.3. Платино-хромитовое оруденение

Площадь листа R-46-XV, XVI расположена в западной части Каменской минерагенической зоны, что обусловило ее предположительную перспективность на комплекс эндогенных полезных ископаемых (флогопит, перовскит-титаномагнетитовые, магнетит-апатитовые, редкометалльно-карбонатитовые) (Малич, 1987). Кроме того, по аналогии с Гулинским плутоном (Малич, 1991, 1997), здесь возможно обнаружение платинового, связанного с хромитами, оруденения.

Широкое развитие на северо-востоке площади работ разнообразных щелочно-ультраосновных по составу интрузивных тел приурочено к длинной оси Большеавамской мульды. Интрузии контролируются Каменским дайковым поясом. Щелочно-ультраосновной магматизм территории определил ее отнесение к Маймеча-Котуйской провинции, в пределах которой известны многочисленные месторождения упомянутых выше полезных ископаемых. Участки площади работ с максимальным количеством и разнообразием щелочно-ультраосновных магматических пород тяготеют к региональному гравитационному максимуму,

располагающемуся в центре Большеавамской впадины. Каменский дайковый пояс характеризуется многочисленными потоками рассеяния никеля, титана, хрома, выявленными донным и гидрохимическим опробованием. Высокие содержания этих элементов отмечаются и в коренных породах каменского и авамского комплексов. В пределах данного регионального максимума многие исследователи традиционно выделяют «Каменскую погребенную интрузию» центрального типа щелочно-ультраосновного состава» (Бушканец, 1978).

Оценка перспектив Авамской площади на платино-хромитовое, а также редкометалльное, апатитовое, магнетитовое и флогопитовое оруденение, связанное с щелочно-ультраосновными породами, определялась методом элементарных ячеек. Перспективность каждой ячейки зависит от суммы баллов, которые были присвоены всем рудоконтролирующим признакам и факторам, собранным в табличной форме в прогнозно-поисковый комплекс (табл. 8.1), отражающим рассмотренные выше закономерности. Максимальная сумма баллов для платино-хромитового оруденения составляет 28, которые приравняются к 100 %. Оценка перспективности ячеек: высокая 75–100 %, средняя 50–75 %, низкая 30–50 %. Отсутствие ячеек со средней перспективностью не позволило выделить на площади листа R-46-XV, XVI прогнозируемых рудных узлов (рис. 8.1). Вопрос о переоценке площади на эти виды полезных ископаемых, очевидно, необходимо оставить до получения результатов о поисковом бурении на территории Каменского прогнозируемого рудного узла на соседней с востока площади.

8.2. Региональный прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации

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 (2.19), 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 туфолавовагой 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, были описаны сотни разрезов туфолавовагой толщи, которые, к сожалению, были опробованы полуколичественным спектральным анализом. Аналогично по базальтам туфолавовагой 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 скв. СД-24, приведенного в табл. 4.2. (Радько, 1995ф). В табл. 4.2 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 (КПД пэ) 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 расчете 17/32 или 53 %). Прочие выборки должны быть забракованы, так как обусловлены другими природными процессами, а не динамической дифференциацией.

Таким образом, приведенные данные говорят в пользу 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 туфолоавовой толщи, так как надьяанский 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 (O). Радиус растекания магмы составляет 40 км, то есть до центра Хараелахской мульды, подтвержден данными по скв. СД-24, расположенной в левом борту р. Дьянга. 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 40 км, то есть $2\,512\,000\,000\text{ м}^2$ (при этом предполагается, что вторая половина окружности приходится на прочие дифференцированные интрузии: Талнахскую, Вологочанскую, Норильск-1 и пр.). При мощности соответствующих базальтов мокулаевской свиты, равной 400 м, получаем приблизительный объем магмы, проходившей через камеру Хараелахской интрузии и равный $1\,004\,800\,000\,000\text{ м}^3$ (1000 км^3). При плотности магмы $2,9\text{ т/м}^3$ получим ее количество равное $2\,913\,920\,000\,000\text{ т}$. Таким образом, количество металлов, оставшихся в субвулканической камере Хараелахской интрузии, при содержании Cu – 32 г/т составит $93\,245\,440\text{ т}$ (93 млн т), по Ni – 17 г/т составит $49\,536\,640\text{ т}$ (50 млн т). Предположительно, более половины этого количества образуют руды с некондиционными содержаниями, хотя это соотношение более точно мы определим ниже при анализе распределения продуктивностей (табл. 8.2). Таким образом, ориентировочно в Хараелахской интрузии было образовано в кондиционных рудах порядка Cu – 46 млн т, Ni – 25 млн т, что очень близко к реальным фактическим запасам по месторождению Октябрьское и очень точно для прогнозных ресурсов по категории P₃, несмотря на очень высокую цифру.

8.3. Локальный прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации и кристаллизации

Для качественного локального прогноза используются данные многих скважин, вскрывших дифференцированную рудоносную интрузию, желательнее 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 мульды 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 (Радько, 2014). 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 приближенный 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 1 км^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 анализируют 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 и количественного прогноза, то есть выделенные осевые зоны. Но самыми перспективными и первоочередными участками осевых зон считаются места, рас-

положенные в поле высоких значений продуктивностей. Таким образом, рекомендуется проследить уже имеющиеся рудные тела в перспективную сторону, а не задавать скважины только по одному признаку, пусть даже самому перспективному. Так, наивысшая продуктивность для Вологочанской интрузии (Матвеев, 2005ф) в скв. ОВ-32 составляет 503 тыс. т /км², для Масловской по ОМ-33 составляет 760 тыс. т /км². Скважины ЗФ-9 и ЗФ-10 были заданы в поле продуктивности более 1000 тыс. т/км², 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 1 г/т. Суммарный метропроцент металла по данной скважине вычисляется по известной формуле:

$$\sum m \% = \sum_{i=1}^{i=n} m \times C_i \quad (8.2),$$

где m – мощность пробы, C_i – содержание металла в данном интервале.

Средневзвешенное содержание металла (\bar{C}) в выборке по данной скважине получается, если разделить суммарный метропроцент на сумму интервалов рудных проб, и вычисляется по известной формуле:

$$\bar{C} = \sum m \% : \sum m \quad (8.3).$$

Если же все тот же суммарный метропроцент умножить на площадь в 1 000 000 м², умножить на усредненную плотность рудной породы, равную 3 т/м³, и разделить на 100 %, то получим продуктивность для данной выборки по скважине. То есть под продуктивностью понимается количество металла с содержаниями выше данного на элементарной площадке в 1 км². Для простоты вычислений вышеупомянутые значения представим в виде константы k = 30 000. Отсюда продуктивность по скважине (P_{скв}) будет определяться по формуле:

$$P_{скв} = \sum m \% \times k \quad (8.4).$$

Среднюю продуктивность для данной выборки по всему участку вычислим как простое среднее:

$$P_{уч} = P_{скв} : n \quad (8.5),$$

где n – количество скважин для данной выборки.

Прогнозные ресурсы металла (P) для данного участка вычисляем по известной формуле (Быховер, 1982):

$$P = P_{уч} \times S \times k_{дос} \quad (8.6).$$

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 P₁. Для экстраполяции данной продуктивности за контур достоверности по категории P₂ 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 8.7.

$$S_n^{P1} : S_{n+1}^{P1} = S_n^{P2} : S_{n+1}^{P2} \quad (8.7)$$

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 относительно 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 равна $4,5 \text{ т/м}^3$, 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 8.2 рассчитываем метрограмм. Далее по формуле 8.3 средневзвешенное содержание. Суммарный метрограмм умножаем на площадь в $1\,000\,000 \text{ м}^2$ и на усредненную плотность рудной породы равную 3 т/м^3 и делим на $1\,000\,000 \text{ г}$, 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 (Pскв) будет определяться по формуле 8.4 и далее по формулам 8.5; 8.6; 8.7.

Выборки анализируются, пошагово начиная с низких содержаний Cu и Ni $\geq 0,1$ –1,0 %, 1,5 %, 2,0 %, 3,0 %, 4,0 %, 5,0 %, 10,0 %, 15,0 %, для $\sum Pt \geq 1$ –5, 10 г/т; 20 г/т; 50 г/т. Приведенные продуктивности взяты с очень низким порогом для того, чтобы понять, сколько металла на единицу площади природные процессы сбросили не зависимо от экономических соображений и генетических построений. Составленная таким образом база данных по каждому участку обрабатывалась в программе Surfer-8, итоговые схемы представлены в CorelDraw.

После получения трендов распределения продуктивностей металлов их анализируют на наличие осевых зон. Осевые зоны определяются путем последовательного опускания перпендикуляров к касательным в точке наибольшего изгиба линий равных значений. Направление осевых линий определяется по восстанию интрузии от центральных обла-

стей мульд и прогибов и общих генетических представлений о становлении норильских интрузивов. Осевые линии, определенные по разным пороговым значениям, не должны совпадать, образуя не бесконечно тонкую линию, а пучок кривых, определяющих в своей совокупности осевую зону. Пошаговый анализ распределения позволяет выделить наиболее устойчивые тенденции и участки с наивысшими значениями, выходящими за контуры утвержденных запасов.

Самыми перспективными и первоочередными участками осевых зон считаются места, расположенные в поле высоких значений продуктивностей с устойчивой тенденцией для разных пороговых значений. Таким образом, рекомендуется прослеживать уже имеющиеся рудные тела в перспективную сторону и искать новые тела на входе и выходе осевых зон за контуром утвержденных запасов. Первые скважины ЗФ-8, -9, -10 были заданы в поле высоких значений продуктивностей, что гарантировало изначально более высокий поисковый результат, чем на Масловском месторождении. Аналогично для первых скважин на новых участках ЗФ-38, -41. Скважины ЗФ-12, -14, -15, -28, -29 были заданы на продолжении осевых зон и вскрыли богатые или высокоценные медистые руды (рис. 8.3). Впоследствии в пространстве вокруг них была развита сеть более 60 скважин.



Рис. 8.3. Богатая руда скв. ЗФ-12 и медистая руда скв. ЗФ-28.

В результате анализа распределения продуктивностей Cu, Ni и ΣPt по Октябрьскому месторождению (поля рудников Октябрьский, Таймырский, Комсомольский и Глубокий) (рис. 8.4, 8.5, 8.6) построена эталонная модель продуктивностей с выделением фаций рудоносности. Фации рудоносности сопоставлены с петротипическими аналогами рудоносности, выделенными ранее в ходе поисковых и разведочных работ в Норильском районе (Радько, 2014).

В осевой зоне фронтальной фации, для которой характерно развитие богатых и высокоценных медистых руд, выделяются три подзоны продуктивности: максимальная – Φ_{max} , срединная – Φ_{mez} и минимальная – Φ_{min} (табл. 8.2).

Подзона максимальной продуктивности (Φ_{max}) характеризуется наивысшими значениями продуктивности по Cu от 4000–6000 тыс. т/км² и более до 32 000 тыс. т/км² в скв. КЗ-817, что соответствует петротипическому аналогу Хараелахской интрузии с развитием богатых моихукит-галнахитовых руд и медистых брекчиевидных халькопиритовых руд.

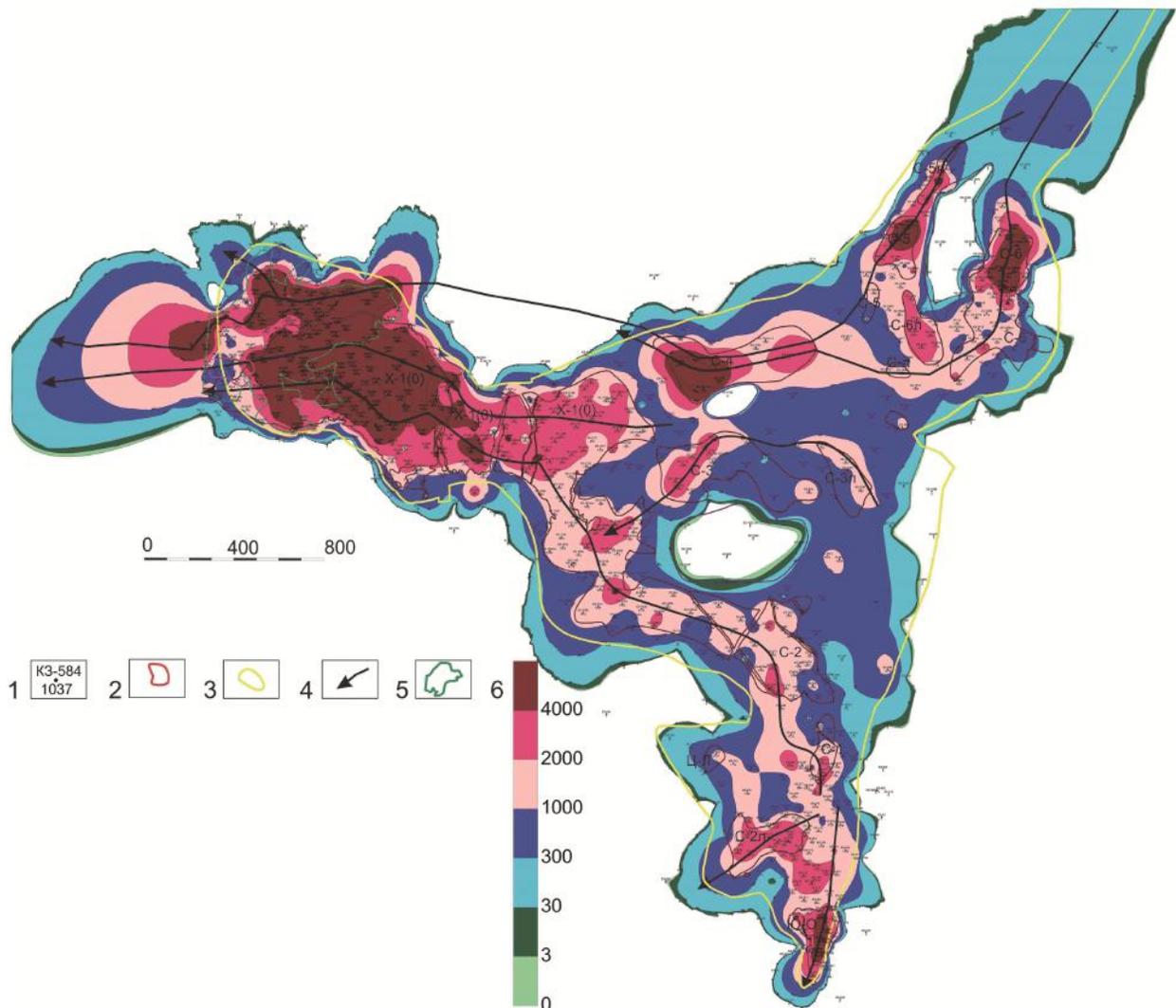


Рис. 8.4. Закономерности распределения продуктивности Cu в пределах Хараелахского рудоносного интрузива при содержаниях Cu или Ni > 0,1%.

1 – буровые скважины ранее пробуренные (в числителе индекс, в знаменателе продуктивность – количество меди на 1 км² в тыс. т); 2 – контуры рудных тел богатых руд по данным детальной разведки (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 3 – контур Хараелахского рудоносного интрузива по предполагаемому выклиниванию пикритовых габбродолеритов (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 4 – осевые линии Хараелахского рудоносного интрузива (зоны максимального потока магмы); 5 – обобщенный контур верхних медистых руд рудника Октябрьский; 6 – шкала продуктивности меди, тыс. т/км² (табл. 8.2).

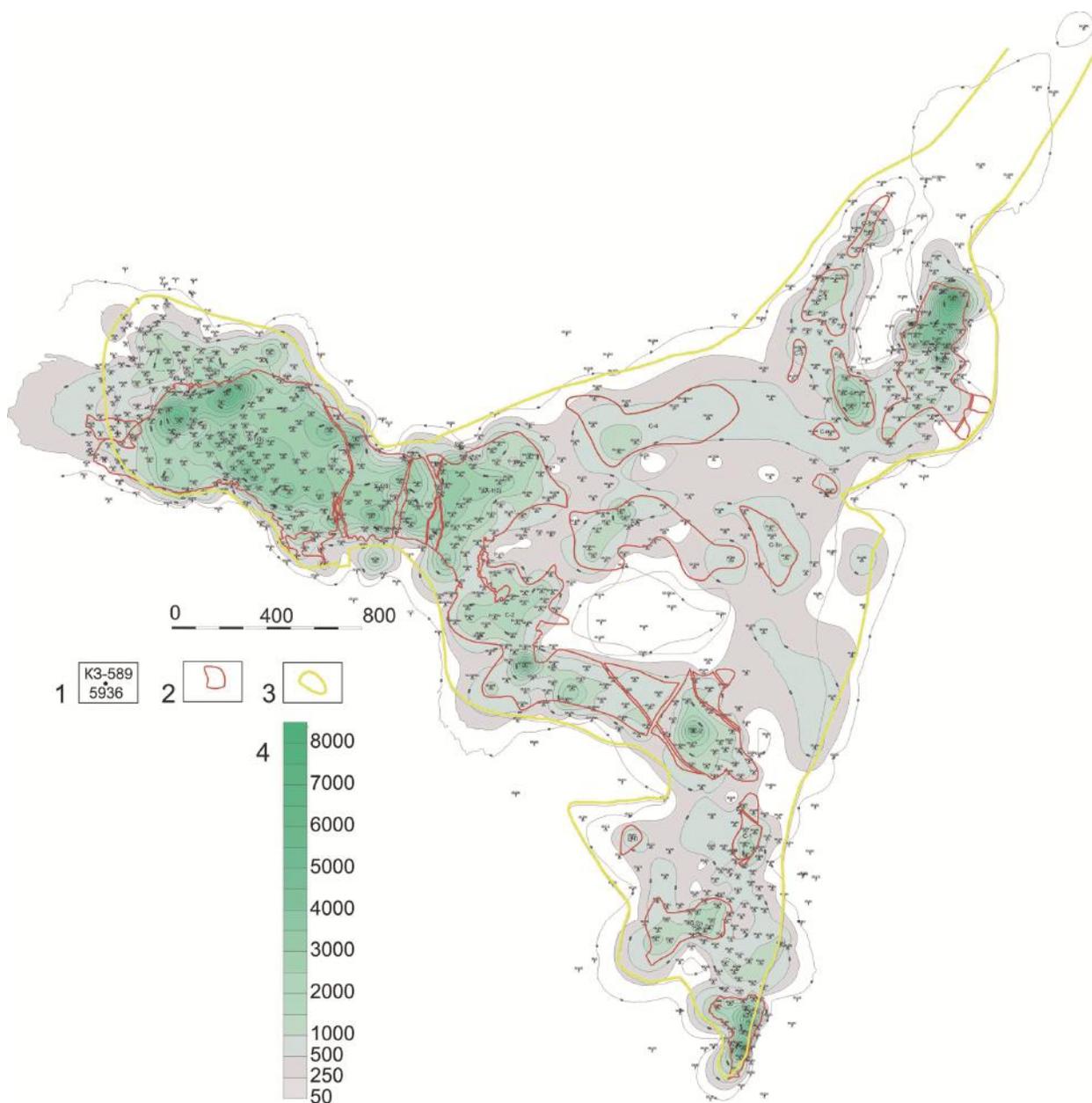


Рис. 8.5. Закономерности распределения продуктивности Ni в пределах Хараелахского рудоносного интрузива при содержаниях Cu или Ni >0,1%.

1 – буровые скважины ранее пробуренные (в числителе индекс, в знаменателе продуктивность – количество никеля на 1 км² в тыс. т); 2 – контуры рудных тел богатых руд по данным детальной разведки (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 3 – контур Хараелахского рудоносного интрузива по предполагаемому выклиниванию пикритовых габбродолеритов (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 4 – шкала продуктивности никеля, тыс. т/км².

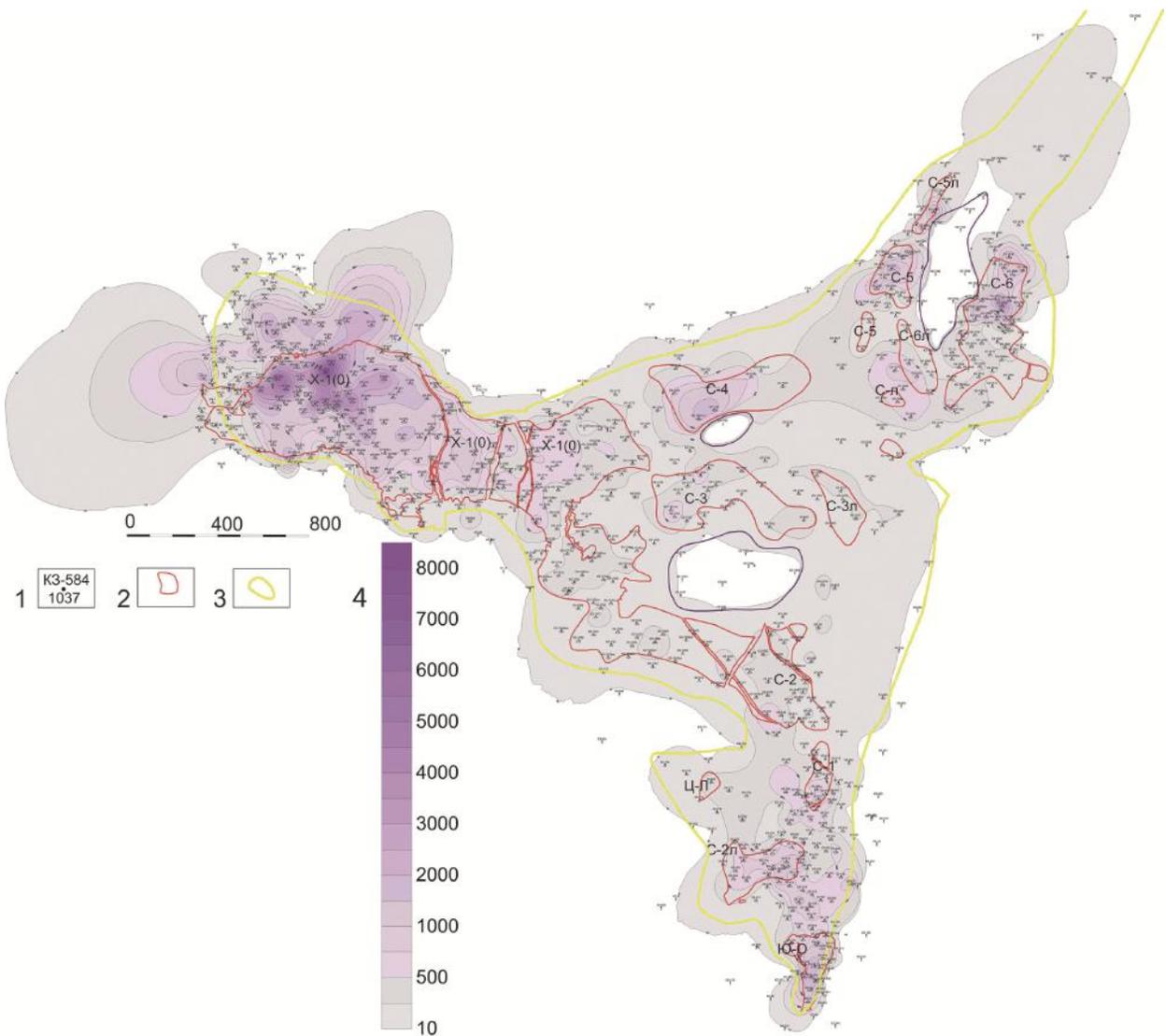


Рис. 8.6. Закономерности распределения продуктивности ΣPt в пределах Хараелахского рудоносного интрузива при содержаниях Cu или $Ni > 0,1\%$.

1 – буровые скважины ранее пробуренные (в числителе индекс, в знаменателе продуктивность – количество суммы платиноидов на 1 км^2 в т); 2 – контуры рудных тел богатых руд по данным детальной разведки (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 3 – контур Хараелахского рудоносного интрузива по предполагаемому выклиниванию пикритовых габбродолеритов (Ваулин, 1975; Кравцов, 1987ф); 4 – шкала продуктивности ΣPt , т/км².

Эталонные фации рудоносности Хараелахского дифференцированного интрузива

Фация	Подзона	Продуктивность по Cu, тыс. т/км ²	Цвет	Петротипический аналог рудоносности
Фронтальная–осевая	Ф _{max}	4000–6000 и более	Бордовый	Октябрьское месторождение, Ср богатые и медистые руды
	Ф _{mez}	2000–4000	Красный	Октябрьское месторождение, Ср-Ро богатые и медистые руды
	Ф _{min}	1000–2000	Розовый	Октябрьское месторождение, Ро богатые и медистые руды
Фронтальная–фланговая	Фф _{max}	300–1000	Синий	Масловское месторождение, Ср-Ро вкрапленные и прожилковые руды
	Фф _{min}	30–300	Голубой	Зуб-Маркшейдерское месторождение, Ср-Ро вкрапленные руды
	Ф ₀	3–30	Зеленый	Круглогорский тип, Ср-Ро бедные вкрапленные руды
Центральная	Ц _{max}	300–1000	Синий	Масловское месторождение, Ср-Ро вкрапленные и прожилковые руды
	Ц _{min}	30–300	Голубой	Зуб-Маркшейдерское месторождение, Ср-Ро вкрапленные руды
	Ц ₀	3–30	Зеленый	Круглогорский тип, Ср-Ро бедные вкрапленные руды
Тыловая	Т _{max}	3–30	Зеленый	Круглогорский тип, Ср-Ро бедные вкрапленные руды
	Т ₀	Менее 3	Светло-зеленый	Оганерский тип (безрудный)

Срединная подзона продуктивности (Ф_{mez}) характеризуется промежуточными значениями продуктивности по Cu от 2000 до 4000 тыс. т/км², что соответствует петротипическому аналогу Хараелахской интрузии с развитием мощных тел богатых халькопирит-пирротиновых руд или халькопиритовых руд, а также высокоценных медистых брекчиевидных халькопиритовых руд.

Подзона минимальной продуктивности (Ф_{min}) характеризуется относительно низкими значениями продуктивности по Cu от 1000–2000 тыс. т/км², что соответствует петротипическому аналогу Хараелахской интрузии с развитием тел рядовых богатых пирротиновых руд или медистых брекчиевидных халькопирит-пирротиновых руд.

При проведении поисковых работ на богатые и высокоценные медистые руды в этих подзонах можно с высокой гарантией надеяться на подсечение рудных тел богатых руд за контуром утвержденных запасов.

Значения от 300 до 1000 тыс. т/км² характерны для флангов фронтальной фации (Фф_{max}) и осевой зоны Центральной фации (Ц_{max}) рудоносных интрузий, в которых развиты кондиционные вкрапленные руды в такситовых и пикритовых габбродолеритах. На территории Хараелахской интрузии Центральная фация пока изучена недостаточно для ее эталонирования, но она хорошо изучена на Масловском месторождении интрузива Норильск-1. В связи с чем в качестве петротипа флангов фронтальной фации (Фф_{max}) и осевой зоны Центральной фации (Ц_{max}) выбираем осевую зону Масловского месторождения, для которой характерны вкрапленные халькопирит-пирротиновые руды с прожилками сплошных сульфидных руд мощностью до 1 м. В скв. ОМ-33 отмечалось максимальное для Масловского месторождения значение продуктивности по меди, которое состави-

до всего 760 тыс. т/км². Таким образом, при проведении поисковых работ на Cu-Ni руды в полях развития этих двух подзон можно с высокой гарантией надеяться на подсечение кондиционных вкрапленных руд и лишь в исключительных случаях маломощных рудных тел рядовых богатых руд.

Значения от 30 до 300 тыс. т/км² характерны для слаборудоносных флангов фронтальной фации (Ф_{фmin}) и флангов Центральной фации (Ц_{min}) рудоносных интрузий, в которых развиты некондиционные вкрапленные руды. Самая лучшая скв. МП-28 на Зуб-Маркшейдерском месторождении, известном как забалансовое, имеет продуктивность 182 тыс. т/км², самая лучшая скв. НП-13 в Верхнебыстринском интрузиве имеет продуктивность 157 тыс. т/км². Оба этих проявления, возможно, образуют единый интрузив, в связи с чем выбираем Зубовский тип в качестве петротипа бедного вкрапленного оруденения.

Значения от 3 до 30 тыс. т/км² характерны для безрудных флангов фронтальной фации (Ф₀), безрудных флангов Центральной фации (Ц₀) рудоносных интрузий, осевой зоне тыловой фации (Т_{max}) рудоносной интрузии или осевой зоне безрудного массива. Для этих флангов характерно развитие такситоподобных габбродолеритов в апофизах, традиционно относимых к круглогорскому типу, с рудной зоной мощностью около 10 м со средним содержанием 0,1 % Cu.

Значения менее 3 тыс. т/км² характерны для безрудных интрузий и дальних флангов рудоносных интрузий, что соответствует примерно рудной зоне мощностью около 1 м с содержанием менее 0,1 % Cu. Петротипическим аналогом данного типа вкрапленного оруденения выступают многочисленные интрузии оганерского комплекса, традиционно считающегося нерудоносным, но иногда с признаками дифференциации.

Локальный прогноз методом продуктивностей в пределах всего Хараелахского рудоносного интрузива стал возможен только после создания базы данных по 719 скважинам детальной разведки. Аналогично для Талнахского интрузива по данным 457 скважин. В результате выяснилось, что вся площадь Хараелахского и Талнахского интрузива имеет весьма значительный ресурсный потенциал (табл. 8.3 и 8.4). При сравнении Талнахского и Хараелахского интрузивов установлено, что по площади Талнахский интрузив составляет 42,3 %, по степени рудоносности меди – 29,5 %, никеля – 36,9 %, платиноидов – 41,68 %. По значениям максимальной продуктивности Талнахского интрузива, которое в скв. КЗ-262 составляет всего 6294 тыс. т/км², можно предположить, что эрозией срезано 2/3 массива, аналогичного известной части Хараелахского интрузива. Аналогично слабоизученная в силу больших глубин северная часть Хараелахского интрузива соответствует известной части Талнахского интрузива. Таким образом, полная реконструкция количества металлов в Хараелахском и Талнахском интрузивах без юго-западной ветви равна их сумме, умноженной на 2, Cu – $(78,9 + 24,0) \times 2 = 206$ млн т; Ni – $(34,9 + 16,5) \times 2 = 102,8$ млн т; $\sum Pt - (8360 + 17\ 500) \times 2 = 51\ 720$ т плюс юго-западная ветвь. Отсюда Cu – $206 + 9 = 215$ млн т; Ni – $102,8 + 4,1 = 107$ млн т; $\sum Pt - 51\ 720 + 4150 = 55\ 870$ т.

По данным 491 скважины, вскрывших рудную зону Талнахского интрузива, при содержаниях Cu или Ni более 0,1 % вычислена средняя продуктивность серы по месторождению 7,185 млн т/км². Зная известную площадь Талнахского интрузива 20,31 км² количество серы в нем оценивается в $20,31 \times 7,185 = 146$ млн т. По данным 744 скважин, вскрывших рудную зону Хараелахского интрузива при содержаниях Cu или Ni более 0,1 % вычислена средняя продуктивность серы по месторождению 11,905 млн т/км². Зная известную площадь Хараелахского интрузива 27,7 км² количество серы в нем оценивается в $27,7 \times 11,905 = 330$ млн т. Средняя продуктивность серы в Хараелахском интрузиве в 1,67 раз выше чем в Талнахском, это подтверждает ранее выдвинутую гипотезу о том, что слабоизученная в силу больших глубин северная часть Хараелахского интрузива соответ-

Таблица 8.3

Прогнозные ресурсы Cu, Ni и Σ Pt по Хараелахскому интрузиву в целом

Объект прогноза	Площадь, км ²	Продуктивность, млн т/км ² ; т/км ²	Количество металла		
			Cu, млн т	Ni, млн т	Σ Pt, т
Вся рудная зона Хараелахского интрузива при Cu или Ni > 0,1 %	27,7	Cu – 2,85 Ni – 1,26 Σ Pt – 632,1	78,92	34,89	17 500
В том числе рудная зона при Cu или Ni > 0,7 %	22,7	Cu – 2,66 Ni – 1,17 Σ Pt – 539,4	60,2	26,4	12 206
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 %	18,1	Cu – 2,42 Ni – 1,06 Σ Pt – 556,8	43,89	19,14	10 081
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 % за контуром утвержденных запасов	9,9	Cu – 2,42 Ni – 1,06 Σ Pt – 556,8	24,1	10,5	5538

Таблица 8.4

Прогнозные ресурсы Cu, Ni и Σ Pt по Талнахскому интрузиву в целом

Объект прогноза	Площадь, км ²	Продуктивность, млн т/км ² ; т/км ²	Количество металла		
			Cu, млн т	Ni, млн т	Σ Pt, т
Вся рудная зона северо-восточной ветви Талнахского интрузива при Cu или Ni > 0,1 %	15,68	Cu – 1,53 Ni – 1,03 Σ Pt – 532,9	23,99	16,15	8356
В том числе рудная зона при Cu или Ni > 0,7 %	12,15	Cu – 1,4 Ni – 0,96 Σ Pt – 249,1	17,0	11,66	3027
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 %	6,91	Cu – 0,83 Ni – 0,69 Σ Pt – 265,2	5,74	4,77	1833
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 % за контуром утвержденных запасов	4,17	Cu – 0,83 Ni – 0,69 Σ Pt – 265,2	3,46	2,88	1106
Вся рудная зона юго-западной ветви Талнахского интрузива при Cu или Ni > 0,1 %	4,63	Cu – 1,95 Ni – 0,89 Σ Pt – 896,2	9,03	4,12	4149
В том числе рудная зона при Cu или Ni > 0,7 %	3,52	Cu – 1,84 Ni – 0,79 Σ Pt – 839,1	6,48	2,78	2954
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 %	1,72	Cu – 2,21 Ni – 0,85 Σ Pt – 1066,1	3,8	1,46	1834
В том числе богатые и медистые при Cu или Ni > 2,0 % за контуром утвержденных запасов	1,3	Cu – 2,21 Ni – 0,85 Σ Pt – 1066,1	2,87	1,11	1386
ИТОГО:	20,31		33,02	20,27	12 505

ствуется известной части Талнахского интрузива. Таким образом, реконструированное количество серы Хараелахского интрузива составит $146 + 330 = 476$ млн т. Эродированная часть Талнахского интрузива приблизительно равна известной части Хараелахского массива, таким образом реконструированное количество серы Талнахского интрузива составит все те же 476 млн т. Отсюда общее количество серы составит около 952 млн т.

Исходя из расчетов, выполненных ранее через интрузивные камеры Талнахского рудного узла, прошло около 2000 км^3 магмы. При плотности магмы $2,9 \text{ т/м}^3$ получим ее количество равное $5\,800\,000\,000\,000$ т. Отсюда можно вычислить содержание серы в базальтовой магме, осевшей в виде ликвированных сульфидов $952 \text{ млн т} / 58\,000\,000\,000 = 0,0164\%$, что является обычным для базальтовых магм. Таким образом, **проблема несоответствия** «...малой растворимости серы в базитовых магмах (0,10–0,15 масс. %)» (Золотухин, 1988) и большого количества сульфидных руд в камерах дифференцированных интрузий, упомянутая в гл. 2, нашла свое простое решение в рамках теории динамической дифференциации и кристаллизации. Получается, что уникальные месторождения Талнахского рудного узла образовали всего 10% серы от ее возможного количества в магматической системе.

Итак, проведем сравнение количества металлов и прочих характеристик, полученных при расчете алгоритмов регионального и локального прогнозов. Для регионального прогноза удвоим значения, так как они были рассчитаны для полуокружности. По меди $93 \times 2 = 186$ млн т против 215 млн т, по никелю $50 \times 2 = 100$ млн т против 107 млн т. В результате необходимо констатировать высокую сходимость цифр, полученных независимыми методами расчетов, хотя для прогнозов достаточно было бы определить просто порядок цифр. Неучтенными остались прогнозные ресурсы Норильского и Вологодчанского рудных узлов. Однако известно, что фактические запасы Норильского рудного узла составляют всего 5% от запасов Талнахского рудного узла, возможные же запасы Вологодчанского рудного узла едва ли их превышают.

Территория Октябрьского месторождения изобилует локальными слабоизученными участками, которые требуют разбуривания, хотя бы по сети 100×200 м. Причем не очень понятно, почему площадь уникального по качеству и количеству Cu-Ni руд месторождения до сих пор не покрыта такой буровой сетью. Видимо, ранее предполагалось, что это будет сделано на стадии эксплуатационной разведки из подземных горных выработок. Однако сейчас можно констатировать, что за без малого полувековой период эксплуатации Октябрьского и Талнахского месторождений ни разу не задавались поисковые подземные выработки, выходящие на 100 м и более в неизвестность за пределы контура утвержденных запасов.

В свете последних поисковых успехов ООО «Норильскгеология», согласно «Программе геологоразведочных работ в Норильском регионе на период 2011–2016 годов», уже в 2014 г. поисковые работы в пределах горного отвода Талнахского рудного узла проводятся одновременно по пяти поисковым проектам (Радько, 2014). По одному из них в 2012 г. скв. РТ-16, заданной методом продуктивностей, за контуром утвержденных запасов подсечено тело богатых руд мощностью 14,9 м, а скв. РТ-14 – тело мощностью 4,6 м. По другому проекту, в скв. ЮМ-10 богатая руда 2,2 м, по третьему 2,6 м в СФ-20.

Кроме того, по данным 719 скважин установлена средняя мощность рудной зоны с бортовым содержанием более 0,1% Cu или Ni, она составляет для Хараелахского интрузива 56,85 м. При этом средневзвешенные содержания составили: Cu – 1,4%, Ni – 0,69%, суммы платиноидов 5,21 г/т, а средняя мощность Хараелахского интрузива в целом составила 86,59 м. При площади Хараелахского интрузива $27,7 \text{ км}^2$ его объем составляет $2\,398\,543\,000 \text{ м}^3$ или $2,4 \text{ км}^3$. Отсюда можно достаточно точно определить количество

объемов магмы, прошедшей через камеру Хараелахского интрузива ($1000 \text{ км}^3 : 2,4 \text{ км}^3 = 417$ объемов). А также величину мощности интрузива в случае, если бы это была закрытая система ($1000 \text{ км}^3 : 27,7 \text{ км}^2 = 36 \text{ км}$).

Аналогичный прогноз методом продуктивностей сделан и на значительно слабее изученном Вологочанском интрузивном массиве (рис. 8.7). Наивысшая продуктивность по меди для Вологочанской интрузии в скв. ОВ-32 составляет 503 тыс. т/км², что значительно ближе к Масловскому (в ОМ-33 продуктивность 760 тыс. т/км²), чем на Зуб-Маркшейдерском (в МП-28 максимальная продуктивность 182 тыс. т/км²), или на Верхнебыстринском (в НП-13 максимальная продуктивность 157 тыс. т/км²). В одной из самых лучших скважин – ДМ-1, вскрывшей вкрапленные руды на месторождении Норильск-1, максимальная продуктивность составляет 617 тыс. т/км². В скв. же ДМ-14, вскрывшей жилу богатых руд метровой мощности, продуктивность составила 1059 тыс. т/км², причем продуктивность только во вкрапленных рудах составляет всего 349 тыс. т/км². На месторождении Норильск-1 в 1940-х годах была отработана линза богатых руд мощностью до 5 м при ширине 130 м и длине 300 м, в этом случае реконструированная максимальная продуктивность месторождения Норильск-1 составила бы 4167 тыс. т/км². Вологочанское месторождение взято на баланс как забалансовое, но при продолжении работ во фронтальной фации интрузива велика вероятность обнаружения здесь кондиционных вкрапленных руд на малых глубинах и, возможно, богатых руд.

В Южно-Пясинской и Вологочанской ветвях Пясинско-Вологочанского интрузивного массива, в восточной его части установлен открытый на юго-восток максимум средне-взвешенных и максимальных содержаний никеля, меди и платиноидов (по скв. ОВ-32; ОВ-29; ОВ-25 содержания никеля до 1,37%; меди до 1,60%, платиноидов до 8,65 г/т), продуктивности, изомощностей интрузивных тел, а также горизонтов габбродиоритов, пикритовых и троктолитовых габбродолеритов. При этом характер изменения средне-взвешенных содержаний и продуктивности по данным всех скважин может свидетельствовать о смене рудных фаций в интрузиве и переходе его в наиболее богатую фронтальную часть.

Данный фактический материал хорошо согласуется с выделенными ранее закономерностями, а также вертикальной и латеральной зональностью талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Главным является тот факт, что во фронтальной части интрузий отмечается наивысшая степень дифференциации и рудоносности, но с погружением интрузии к центру мульды степень рудоносности и дифференциации падает, хотя отмечаются локальные максимумы. По нашим представлениям, необходимо вскрыть три осевые зоны (ветви) во фронтальной фации Пясинско-Вологочанского интрузива, где должны находиться богатые Cu-Ni руды.

Южно-Пясинская ветвь наиболее изучена, вскрыта 21 скважиной из 35 вскрывших Пясинско-Вологочанский интрузивный массив. В средней части интрузивной ветви проведены оценочные работы, по результатам которых на государственный баланс поставлены как забалансовые сульфидные медно-никелевые руды. Ширина изученной части интрузии колеблется от 0,75 до 2,2 км, длина более 17 км. Ширина осевой зоны с относительно богатым вкрапленным оруденением составляет всего 250–500 м с расширением к фронтальной части. Осевая зона прослежена и оконтурена только в центральной фации массива, во фронтальной части пятью скважинами изучен только северный фланг интрузива. Таким образом, наиболее интересная в поисковом отношении фронтальная часть осевой зоны бурением не охарактеризована, не прослежена и не оконтурена с юго-востока от скважин НВ-12, ОВ-32 и ОВ-25, в которых вскрыто наиболее богатое вкрапленное оруденение.

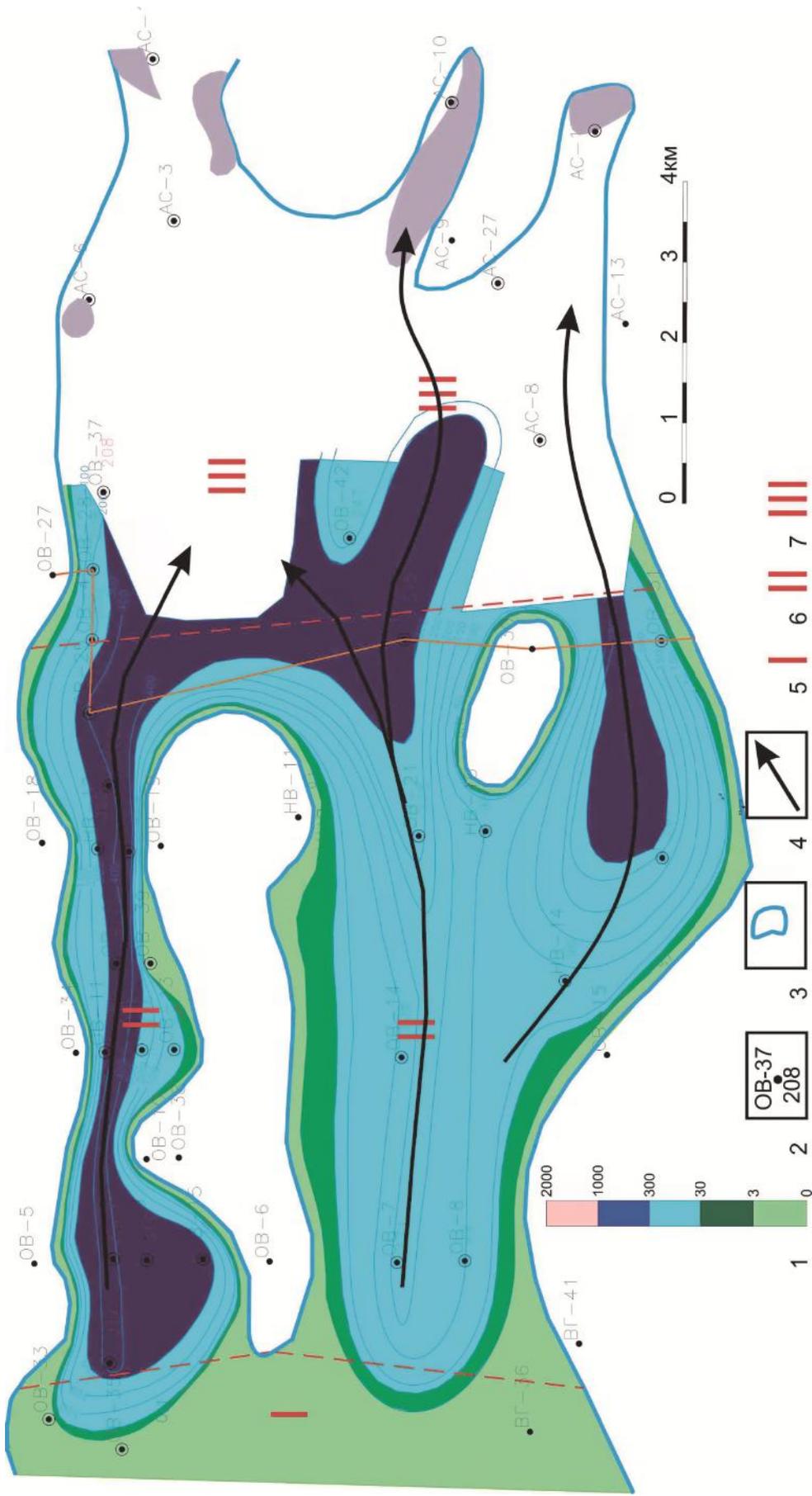


Рис. 8.7. Закономерности распределения продуктивности Cu в пределах Вологодчанского рудоносного интрузива при содержаниях Cu или $\text{Ni} > 0,1\%$.

1 – шкала продуктивности меди, тыс. т/км² (табл. 8.2); 2 – буровые скважины ранее пробуренные (в числителе индекс, в знаменателе продуктивность – количество меди на 1 км² в тыс. т); 3 – контур Вологодчанского рудоносного интрузива по предполагаемому выклиниванию троктолитовых габродолеритов (Матвеев, 2005ф); 4 – осевые линии Вологодчанского рудоносного интрузива (зоны максимального интрузива (зоны максимального потока магмы); 5 – Тыловая фация; 6 – Центральная фация; 7 – Фронтальная фация (прогнозируемая).

Вологочанская ветвь вскрыта шестью скважинами. Ширина изученной части интрузии колеблется от 0,75 до 3 км, длина более 17 км. Параметры осевой зоны не установлены, она может проходить как южнее линии ОВ-7, ОВ-14, так и севернее ее. В Центральной фации массива интрузивная ветвь подсечена шестью скважинами, во фронтальной части – двумя, расстояние между скважинами 1,5–5 км. Наиболее интересная в поисковом отношении фронтальная часть осевой зоны к северо- и юго-востоку от скв. ОВ-29 с наиболее богатым во всем Пясинско-Вологочанском массиве вкрапленным оруденением бурением не охарактеризована. Неясно положение осевой зоны Вологочанской ветви во фронтальной части интрузии, так как она может быть развернута по направлению на скв. АС-3 или АС-27, или пройти севернее ОВ-42 на АС-10. Наиболее богатое вкрапленное оруденение в относительно маломощной (61 м) интрузии скв. ОВ-29 делает этот участок первоочередным.

Южно-Вологочанская ветвь вскрыта шестью скважинами. Ширина изученной части интрузии колеблется от 0,7 до 2,5 км, длина более 12 км, очевидно, что она не оконтурена с юго-запада от скв. НВ-9. Параметры осевой зоны не установлены, она может проходить севернее линии НВ-9, ОВ-31 и далее в район скважин АС-8 и АС-27. В скв. НВ-9 обнаружено вкрапленное оруденение мощностью 10 м с условным никелем 0,91 %. В центральной фации массива интрузивная ветвь подсечена тремя скважинами, во фронтальной части – тремя. Интрузию окружают весьма интенсивные контактовые изменения, не свойственные столь малой мощности. Наличие резких неоднородностей в строении позволяет предполагать, что осевая зона Южно-Вологочанской ветви еще не вскрыта в связи с малым количеством скважин, расположенных на расстоянии 2–3 км, что явно недостаточно для получения положительного поискового результата.

В настоящее время хорошо опойскована лишь 1/7 перспективной площади интрузива. Наиболее интересная фронтальная часть интрузива вскрыта только в бортовых частях, где в девяти скважинах повсеместно отмечалась дифференциация до такситоподобных, троктолитовых и пикритовых габбродолеритов с сульфидной вкрапленностью. Низкие содержания Cu до 0,87 % и Ni до 0,45 % объясняются неблагоприятными в бортах мощных интрузий условиями, обусловленными крутыми до 30–45° углами залегания дифференциатов. Несомненно, что в осевых зонах фронтальной фации Пясинско-Вологочанского интрузива в пределах Восточно-Пясинского участка, где ожидается пологое залегание интрузива, существуют более благоприятные условия для накопления богатых Cu-Ni с платиноидами руд на глубинах 250–900 м. Таким образом, во фронтальной части единого интрузивного тела можно предполагать слияние осевых линий интрузий с резким увеличением рудоносности вплоть до образования богатых руд.

8.4. Аналоговый прогноз сульфидных Cu-Ni руд в рамках модели динамической дифференциации

Для лучшего понимания процесса динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы необходимо внедрить в практику геологоразведочных работ и приемы аналогового моделирования природных процессов, как несравнимо более дешевых по сравнению с опытами плавления базальтовой магмы. Наиболее наглядный аналог – это проточное озеро, в которое вливается ручей с мутной водой, а выливается с водой более светлой. Если замерить содержание взвеси на входе и выходе и дебит воды, то можно точно предсказать, какое количество осталось в озере. Хорошим аналогом является весьма хорошо изученный механизм образования россыпей, с которым у месторождений норильского типа очень много сходства. Однако для россыпей невозможно установить, сколько воды утекло, а вот базальты норильского района хорошо обнаже-

ны, залегают горизонтально, не метаморфизованы, что позволяет с большой точностью реконструировать объем магмы, прошедшей через камеры и степень ее дифференциации. Еще одним аналогом является механизм заполнения агатовых миндалин (Радько, 2013), упрощенная математическая модель которого легла в основу модели динамической дифференциации. Сходство механизмов дифференциации трапповых интрузий норильского типа с динамикой водных потоков объясняется, очевидно, их общей подчиненностью законам гидродинамики, а также другим свойствам жидкостей, типа ликвации и экстракции.

Аналоговая модель разрабатывалась мной параллельно в расчете на техническое воплощение в виде лабораторной модели. В основе данной модели лежит идея низкотемпературного гидродинамического способа извлечения компонентов (НГСИК). Физико-математическая модель (НГСИК) идентична опубликованной в статье (Радько, 1991) и более подробно изложена в гл. 2. Однако вместо магмы – промышленные сточные воды, вместо сульфидного расплава – дитизон. Дитизон – это тяжелая жидкость, нерастворимая и несмачиваемая в воде, но легко испаряющаяся на воздухе. Дитизон в исходном состоянии имеет изумрудно-зеленый цвет, далее по мере насыщения тяжелыми металлами становится желтым, а при полном насыщении красным, что очень важно и наглядно для демонстрационной модели. Это вещество имеет свойство адсорбировать из воды тяжелые металлы, оставляя их на фильтре (известняк и т. п.) при испарении. При механическом перемешивании с водой дитизон разбивается на мельчайшие шарики, которые при быстром оседании на дно емкости сливаются в капли и линзы. Таким образом, сточные воды с пиритинохранилища можно пропустить через емкость из прозрачного плексигласа или стекла, в начале которой будет подаваться чистый дитизон, в конце емкости он, обогащенный Cu, Ni, будет откачиваться из донных линз. Далее дитизон направляется на испарение на фильтре и конденсацию в холодильнике, которые осуществляются в замкнутой системе. После значительного обогащения фильтров Cu и Ni они направляются на анализ (при больших объемах на переплавку). Очищенный дитизон вновь подается в сточные воды. Параметры процесса должны быть подобраны для непрерывной подачи, откачки, испарения и конденсации дитизона. Таким образом, мы получим замкнутый цикл для дитизона и открытый, но регулируемый для сточных вод.

Данный способ аналоговой модели необходимо на ранних стадиях исследования применять как демонстрационную упрощенную модель с примитивной геометрической формой. На более поздних, когда получены принципиальные параметры метода, предлагается переходить к моделированию формы интрузии с дальнейшим выходом на количественный прогноз сульфидных Cu-Ni руд на различных участках моделируемого интрузива.

В перспективе возможно применение этого метода и для очистки сточных вод, естественно с заменой дитизона на более дешевый и менее вредный для природы реагент. В применяемых технологиях очистки сточных вод характер движения потока турбулентный, а не ламинарный, значит возможно только хаотичное и неравномерное проникновение реагента в воду, что резко снижает качество очистки воды. В предложенном способе движение воды ламинарное, движение частиц реагента правильное, тотальное по всему поперечному сечению потока, что в режиме динамического равновесия образует как бы сплошной «войлок» из траекторий реагента. Отличие от ранее известных схем заключается в том, что перед лабораторными испытаниями, необходимо сделать расчет параметров установки, то есть рассчитать длину, высоту, ширину емкости в зависимости от дебита поступающей воды, скорости осаждения обособлений реагента, его количества и самое главное – скорости диффузии извлекаемых элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе выделены фации интрузивного и эффузивного магматизма, необходимые для успешного прогноза сульфидных медно-никелевых руд в Норильском районе. Фации, не имеющие к прогнозу прямого отношения, в этой работе не рассматривались, так как их количество в десятки раз превышает описанные в данной работе. Сходство механизмов образования кумулуса и физической химии базальтовой магмы с процессами в водной среде явилось основанием для выделения фаций интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района.

Фаціальний аналіз інтрузивного і еффузивного магматизма, виконаний на основі генетическої і математическої моделі динаміческої дифференціації, успішно застосовувався автором для кількісного регіонального і локального прогнозу Cu-Ni руд в Норильському районі. В 1995 г. автором був складений звіт про ГГС-50 з загальними пошуками і ГГК на Дьангінській і Тальмі-Кумгінській площах і обґрунтовані перспективи виявлення багатих Cu-Ni руд в Тальмінському і Іконському інтрузивах. В 1998 г. в звіті про ГДП-200 Авамської площі першої черги автором був зроблений прогноз медно-цеолітового оруденення. А вже літом 1999 г. в процесі маршрутної завершення в бортах рек Уохирь і Кэтэрэ були виявлені ознаки крупного стратиформного місорождення міді з прогнозними ресурсами більше 3 млн т, о чом в «Таймыркомприродресурси» була подана заявка (№ 1 от 29.03.2007 г.).

На Масловській площі автор брав участь в обґрунтуванні постановки пошукових скважин в осевій зоні інтрузива і виділенні багатокраплених медно-никелевих руд, в результаті чого в складі вкраплених руд прийняті до ведення запаси збагачених прожилково-вкраплених руд в кількості близько 15 млн т, протокол № 2028 засідання ГКЗ Роснедра от 30.09.2009 г. Аналогічний прогноз в 2006 г. був зроблений на Середньовологочанській площі, завершення буренням планується в кінці 2015 г.

В 2008–2014 гг. участвовал в шести ежегодных тематических отчетах «Ревизионные работы по оценке перспектив флангов и глубоких горизонтов Талнахского рудного узла на богатые медно-никелевые руды». В результате количественного локального прогноза на принципиально новой основе было обосновано заложение скважин ЗФ-8, -9, -10, -12, -14, -15, -28, -29, -38, -41, -68, которые за контуром утвержденных запасов вскрыли богатые и высокоценные медистые руды. В результате впервые за последние 23 года на Талнахском рудном узле был сделан прирост запасов богатых и медистых руд по результатам поискового бурения. Кроме того, дано обоснование на получение новой лицензии к западу от рудника Октябрьский, где автором рекомендовано заложение нового рудника для открытой разработки богатых и высокоценных медистых руд на малых глубинах.

В 2011 и 2012 гг. скважины РТ-16, РТ-4 и РТ-9, рекомендованные в тематическом отчете за 2010 г., за контуром утвержденных запасов вскрыли богатую руду мощностью соответственно 14,9; 4,5 и 6,5 м. В 2014 г. за контуром утвержденных запасов при завершении бурения рекомендованных перспективных участков по проекту «Поиски и оценка богатых медно-никелевых руд на южном фланге поля рудника Маяк скважинами ЮМ-5 и ЮМ-10 вскрыты богатые руды, в ЮМ-13 вкрапленные руды, а по проекту «Поиски богатых медно-никелевых руд на восточных флангах рудника Скалистый скважинами СФ-5, СФ-14 и СФ-6 вскрыты высокоценные медистые руды, а СФ-13, СФ-19 и СФ-20 богатые.

Кількісний прогноз сульфидних медно-никелевих руд на основі генетических представлень дозволив автору на різних участках попадати в багату або високоцінну медисту руду первими ж скважинами, приведеними вище. Це дозволяє достатньо скептично відноситися до сучасним дорогостоячим геофізическим, геохіміческим і мінералогіческим методам, маючим, як правило, дуже низку пошукову

эффективность. Для расчетов автором был использован имеющийся фактический материал, значение которого было ранее не понято, не верно истолковано, недооценено или засекречено, что еще раз говорит о важности правильного понимания механизмов природных процессов. Причем необходимо всегда стремиться найти очень простое объяснение, близкое к примитивному и банальному, а значит легко поддающееся математическому моделированию и, в итоге, более дешевое. Этот подход позволил избежать ссылок на ничем непроверяемые неизвестные типа «мантия, флюид, температура, давление», которыми любят объяснять все закономерности современные деятели геологической науки, игнорируя при этом параметры типа скорости, времени, плотности, дебита, площади, силы, вязкости, диффузии, массы и пр., рассмотренные в этой работе.

Другой стороной медали, не имеющей прямого отношения к прогнозу медно-никелевых руд и тем не менее вытекающей из фактического материала о строении туфолавовой толщи, является вопрос о причинах крупномасштабного траппового магматизма на границе перми и триаса, ставшего началом новой мезозойской эры. Автор попытался избежать современной интерпретации о рифтогенной природе траппового магматизма Сибирской платформы, в связи с отсутствием фактов латеральных движений, подтверждающих рифтогенез при формировании туфолавовой толщи. Для полноты глобальной тектонической истории Земли, видимо, необходимо не отрицать фиксистскую точку зрения, а выработать новую синтетическую теорию, где точно указать место и время преобладания этих механизмов. Для объяснения циклического характера магматизма автором предложена гипотеза «гравитационного удара», которая может стать основой для новой синтетической тектонической теории. Гипотеза «гравитационного удара» является частным случаем еще более общей космологической гипотезы становления Солнечной системы, математическая модель которой впервые предложена автором. В отличие от современных космологических моделей, изобретенных физиками и математиками, данная модель «по-ньютоновски» проста. Причем без всякой подгонки, исходя из одной независимой аксиомы, удалось с высокой точностью (0,24–1,8 %) вычислить массы шести из восьми планет Солнечной системы. Едва ли современные космологические модели могут продемонстрировать такую точность в реконструкции событий возрастом порядка 5 млрд лет без ссылок на «темную материю» и «темную энергию». Таким образом, дальнейшее развитие глобальной тектоники будет предопределено поиском космических причин, без которых понять геологические процессы уже невозможно. В этом свете, все эти представления о глобальном рифтогенезе, плюмах и «горячих точках» являются скорее достижениями прошлого века, а не нового тысячелетия.

Данная книга является результатом 30-летнего исследования о научном прогнозировании медно-никелевых руд в Норильском районе. Достоверный количественный прогноз медно-никелевых с платиноидами руд вполне реален не только в смысле его вычислений, но и весьма высокой поисковой эффективности при заверке бурением. Эта работа является дальнейшим развитием представлений норильских геологов о магматизме и прогнозе оруденения, и поэтому хотелось бы выразить большую признательность моим учителям: В. А. Люлько, Ю. Н. Амосову, под руководством которых я писал разделы в Опорную легенду геологической карты масштаба 1 : 50 000, серия Норильская и составлял отчет о ГС масштаба 1 : 50 000 на Дьянгинской и Тальми-Кумгинской площадях. Б. М. Струнину, В. В. Круговых и всей методической школе Красноярской геологосъемочной экспедиции, которая при проведении ГДП-200 Норильского района научила меня правильному ведению полевых наблюдений, дешифрированию АФС и составлению геологических карт. Н. С. Маличу, проводившему экспертизу записок к листам R-46-XVII, XVIII и R-47-XIII, XIV Авамской площади на НРС МПР РФ при ВСЕГЕИ. С большой благодарностью вспоминаю профессоров и доцентов КИЦМ В. С. Кузубного, П. П. Пискорского, Р. А. Цыкина, Л. В. Глухову, Б. П. Чеснокова, Л. В. Махлаева, прививших вкус к настоящему научному

исследованию. Благодарю за научную порядочность Naldrett A. J., Chusi Li, которые имея сходные представления на генезис норильских руд, всегда ссылались на мою более раннюю работу (Радько, 1991), которую им показал В. А. Федоренко и А. В. Люлько. Многочисленными и достаточно объемными статьями по этому вопросу эти профессора сильно продвинули исследования генезиса норильских месторождений, к сожалению, только за рубежом. Однако они не имели доступа к всему фактическому материалу и ставили целью скорее преподавание предмета в университетах, а не прогноз сульфидных медно-никелевых руд. В этом смысле данная книга является «нашим ответом Чемберлену», так как ставит своей целью не рекламу высокоточной аналитики в рудных минералах, оплаченную грантами производителей лабораторного оборудования, а реальный, ответственный прогноз сульфидных медно-никелевых руд. Благодарю Е. Л. Гуревича, С. Neunemann, В. Э. Павлова, А. В. Соболева, С. В. Соболева, Н. А. Криволицкую за включение моих материалов в статьи, опубликованные в зарубежных изданиях. Благодарю моих коллег и оппонентов, укрепивших своими замечаниями мою уверенность в правильности гипотезы – гипотезы динамической дифференциации: Б. Н. Медведева, В. Н. Михайлова, А. Б. Душаткина, Н. А. Криволицкую, С. П. Ерыкалова, В. В. Ситникова, С. А. Вилинского, А. В. Люлько, И. А. Матвеева, С. К. Михалева, К. В. Шишаева, В. М. Калугина, Р. М. Латыпова, П. Г. Падерина, А. Ф. Деменюк, В. О. Халенева, Е. А. Киселева, Н. И. Кокорина, Н. И. Симонова, А. А. Полозова, Н. П. Кузнецову, Л. М. Шадрина, М. П. Савушкина, И. Н. Тушенцову, О. П. Легезину. Благодарю моих коллег Я. М. Пелипенко, Л. Г. Федотову, С. В. Ульянову, Г. И. Легезина, выполнивших весьма трудоемкие расчеты для прогнозно поисковой модели Талнахского рудного узла. А. А. Полозова, Е. И. Кондратьева, Н. И. Симонова, Л. В. Урбадаеву оказавшим большую помощь в переводе текстов на английский язык и общении с иностранными коллегами. Большая благодарность моему самому компетентному оппоненту О. Н. Симонову, замечания которого позволили более доходчиво объяснить сущность гипотезы о становлении траппового магматизма Норильского района. Особая благодарность шефу и другу С. Г. Снисару, обеспечившему внедрение в практику геологоразведочных работ методов локального прогноза сульфидных медно-никелевых руд, основанных на модели динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы. Большое спасибо Природе, которая всегда ставила моим прогнозам самую высокую оценку, материализуя их в реальные пересечения рудных тел.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

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

Бушканец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д. Каменская магматическая провинция щелочных пород // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири (сб. статей). Тр. НИИГА, 1970. 184 с.

Бушканец Ю. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Тунгусская серия. R-46-XV, XVI (оз. Сохатиное). – М., 1976.

Бушканец Ю. С., Судаков Л. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тунгусская. R-46-XVII, XVIII. – М., 1978.

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

Вольфсон Ф. И., Дружинин А. В. Главнейшие типы рудных месторождений. – М.: Недра, 1982. 383 с.

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

Геология Сибирской платформы / Под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. – М.: Недра, 1966. 447 с.

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

Гор Ю. Г. Модели палеоэкосистем и их использование в геологии Таймыра. – СПб.: Недра, 1995. 191 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.

Горяинов И. Н. О генезисе Талнахского месторождения // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. С. 182–196.

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

Дараган-Суцов Ю. И. О поздепалеозойско-раннемезозойской вулканогенной толще Тунгусской синеклизы // Советская геология, 1984, № 11. С. 89–96.

Даценко В. А. и др. Геологическая карта Норильского района и прилегающих территорий масштаба 1 : 200 000. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1969. 163 с.

Добрецов Н. Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49, № 7. С. 587–604.

Душаткин А. Б., Седов В. Н., Савушкин М. П., Радько В. А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Маймеча-Котуйская. Лист R-46-XVII, XVIII. – Норильск, 2000. 164 с.

Егоров Л. С., Гольдбург Т. Л., Шихорина К. М. Геология и петрография магматических пород Гулинской интрузии // Гулинская интрузия ультраосновных щелочных пород. Тр. НИИГА, 1961. Т. 122. С. 3–115.

Егоров Л. С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм. – Л.: Недра, 1991. 260 с.

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

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. – М.: Наука, 1967. 232 с.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Дюжиков О. А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). – Новосибирск: Наука, СО, 1989. 240 с.

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

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.

Иванова Т. К., Рогожин В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, серия Туруханская. Листы R-46-XXV, XXVI. – М., 1972. 82 с.

Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – СПб.: Роскомнедра, 1995. 124 с.

Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 (Объяснительная записка). – Л.: Аэрогеология, 1977. 108 с.

Кинг Э. А. Космическая геология. – М.: Мир, 1979. 381 с.

Кравцов В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г. Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла // Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. – Л.: Недра, 1971. С. 8–30.

Круговых В. В. Миоспоры триаса вулканогенных отложений Тунгусской синеклизы // Бореальный триас. – М.: Наука, 1987. С. 48–57.

Криволицкая Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. – М.: Товарищество КМК, 2014. 305 с.

Криволицкая 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. С. 393–398.

Криволицкая Н. А., Соболев А. В., Михайлов В. Н. Новые данные о формационной принадлежности пикритовых базальтов норильского района // ДАН, 2005, т. 402, № 1. С. 1–6.

Криволицкая Н. А., Рудакова А. В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия, 2009, № 7. С. 675–698.

Криволицкая Н. А., Соболев А. В., Кузьмин Д. В. Уникальные зональные оливины из ультрабазит-базитового массива норильского района // ДАН, 2009, т. 429, № 4. С. 518–522.

Круговых В. В., Могучева Н. К. Палино- и фито-стратиграфия опорного разреза триаса мыса Цветкова на восточном Таймыре (Сибирь) // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 4. С. 535–550.

Кузнецов Ю. А. Проблемы происхождения и формационного анализа магматических образований. – М.: Наука, 1990.

Лайтфут П. С., Зотов И. А. Геология и геохимия магматического комплекса Садбери (Онтарио, Канада) и генезис сульфидно-никелевой минерализации, связанной с импактным расплавом // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, № 5. С. 387–420.

Ленькин Е. Н. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист R-(45)–47. – М., 1975.

Лихачев А. П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – М.: Эслан, 2006. 496 с.

Лютько В. А., Нестеровский В. С., Говердовская Т. Г. Магматогенные брекчии никеленосных трапповых интрузий // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. – Л.: НИИГА, 1972. С. 123–127.

Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. – М.: Недра, 1975. 216 с.

Малич Н. С., Туганова Е. В. и др. Металлогеническая карта северо-запада Сибирской платформы масштаба 1 : 500 000. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987.

Медведев Б. Н. Самородная медь в эффузивах северо-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1990, № 6. С. 107–113.

Межвилк А. А., Суханова Е. Н., Даценко В. А. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Туруханская. Листы R-45-XXIX,XXX. – М.: Недра, 1967. 76 с.

Мейен С. В. Следы трав индейских. – М.: Мысль, 1981. 159 с.

Мейен С. В. Эволюция и систематика высших растений по данным палеоботаники. – М.: Наука, 1992. 174 с.

Налдретт А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. – СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

Павлов В. Э., Флутто Ф., Веселовский Р. В., Фетисова А. М., Латышев А. В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли, 2011, № 5. С. 35–50.

Поисковые критерии сульфидных руд Норильского типа / Под ред. В. С. Соболева. – Новосибирск: Наука, 1978.

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

Полькин Я. И. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000, лист R-46,47 – р. Хета. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 104 с.

Полькин Я. И. Стратиграфия вулканогенных образований северо-западной части Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 145, 1965. С. 75–97.

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

Радько В. А., Седов В. Н., Савушкин М. П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Маймеча-Котуйская. Лист R-47-ХIII,ХIV (Норильск), 2000. 125 с.

Радько В. А. О признаках крупного стратиформного месторождения меди на севере плато Путорана // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Вып. 8. – Красноярск 2007. С. 126–130.

Радько В. А. Агаты, сердолики, яшмоиды Норильска. – СПб., 2013. 128 с.

Радько В. А. Локальный прогноз сульфидных Cu-Ni с платиноидами руд методом продуктивностей в пределах Хараелахского рудоносного интрузива // Природные ресурсы Красноярского края, 2014, № 20. С. 75–79.

Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. (Новосибирск, 1981).

Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. – М.: Недра, 1982. 293 с.

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

Рябов В. В. и др. Магматические образования Норильского района. Т. 1. – Новосибирск: Нонпарель, 408 с.

Соболев А. В., Криволицкая Н. А., Кузьмин Д. В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология, 2009, т. 17, № 3. С. 276–310.

Соболев В. С. Петрология траппов. – Новосибирск: Наука, 1986. 207 с.

Спижарский Т. Н. Сибирская платформа // Геологическое строение СССР. Т. 3. Тектоника. – М.: Госгеолтехиздат, 1958.

Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е. – СПб., 1992. 120 с. (Межвед. Страт. Ком.).

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 212 с.

Структуры траппов Сибирской платформы / Под ред. М. Л. Лурье. – Л.: Недра, 1976. 171 с.

Струнин Б. М. и др. Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1 : 200 000. – М.: АО «Геоинформмарк», 1994. 118 с.

Суханова Е. Н. О принципиальной модели рудоносных интрузивов Норильского типа и ее применимости // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Мат-лы II Норильской геологической конференции. – Изд-во Норильского ГМК, 1971. С. 159–162.

Тальвирский Д. Б. Тектоника Енисей-Хатангской нефтегазоносной области и сопредельных территорий по геофизическим данным. – М.: Недра, 1976.

Тараховский А. Н., Старицына Г. Н. Ханарская рудоносная интрузия // Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. – Л., 1975. С. 24–31.

Тектоническая карта Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Н. С. Малич. – Л.: Аэрогеология, 1980.

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

Урванцев Н. Н. Черты магматизма северо-западной окраины Сибирской платформы // Инф. бюлл. НИИГА. Вып. 20. – Л., 1960.

Федоренко В. А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика, 1981, № 6. С. 78–88.

Федоренко В. А., Дюжиков О. А. Гипербазит-базитовый эффузивный вулканизм Норильского района // Сов. геология, 1981, № 9. С. 98–106.

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.

Халенев В. О. Изотопный состав гелия и аргона в палеофлюидах Масловского рудопроявления (Норильско-Талнахский район) // Региональная геология и металлогения, 2009, № 39. С. 85–99.

Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. – М.: Мир, 1985. 140 с.

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

Burgess S. D., Bowring S. A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. *Sci. Adv.* 1, e1500470 (2015).

Black B. A., Elkins-Tanton L. T., Rowe M. C., 2012. Magnitude and consequences of volatile release from the Siberian Traps. *Earth and Planet Sci. Let.*, v. 317–318. P. 363–373.

Chusi Li, Edward M. Ripley., 2009.6. New Developments in Magmatic Ni-Cu and PGE Deposits (eds.) – Beijing: Geological Publishing House.

Chusi Li, Edward M. Ripley, Anthony J. Naldrett, 2009. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in the plumbing system of the Siberian Traps. *Geology*, March, v. 37; no. 3, p. 259–262.

Elkins-Tanton L. T., Hager B. H., 2000. Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and eruption of the Siberian flood basalts. *Geophysical Research Letters*. v. 27., p. 3937–3940.

Fedorenko V. A., Lightfoot P. S., Naldrett A. J. et al., 1996. Petrogenesis of the Siberian flood basalts sequence at Noril'sk, north central Siberia. *Int. Geology Rev.*, v. 38., p. 99–135.

Fedorenko V. A., Czamanske G., 1997. Results of neV field and geochemical studies of the volcanic rocks of the Maymacha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia. *Intern. Geol. Rev.*, v. 39, p. 479–531.

Gurevitch E. L., Heunemann C., Radko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J. P., Feinberg H. 2004. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts. *Tectonophysics*, v. 379, p. 211–226.

Heunemann C., Krasa D., Soffel H. C., Gurevitch E. L., Bachtadse V., 2004. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. Earth and Planet Sci. Let., v. 218, p. 197–213.

Naldrett A. J., 1992. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood-basalt. Economic Geology, v. 87, p. 1945–1962.

Naldrett A. J., Lightfoot P. S., 1994. The Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region Siberia: A model for giant magmatic sulfide deposits associated with flood-basalt. In Proceedings of Symposium on Giant Ore Deposits, Queen's University, May 1992, Society of Economic Geology Special Publication No. 2, p. 81–123.

Sobolev S. V., Sobolev A. V., Kuzmin D. V., Krivolutskaya N. A., Petrunin A. G., Arndt N. T., Radko V. A., Vasilev Yu. R., 2011. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes. Nature, vol. 477. P. 312–316.

**Фондовая литература
(неопубликованные геологические отчеты)**

Люлько В. А. и др. Опорная легенда геологической карты масштаба 1 : 50 000. Серия Норильская. НКГРЭ, Норильск, 1993.

Люлько В. А., Амосов Ю. Н. и др. Металлогеническая карта (на медь и никель) Северо-западной части Сибирской платформы масштаба 1 : 200 000. НКГРЭ, Норильск. Фонды НКГРЭ, 1975.

Маслов Г. Д., Комарова М. З. и др. Геология и полезные ископаемые Норильского района. (Отчет геолого-стратиграфической партии за 1961–1963 гг.). Норильск. Фонды НКГРЭ, 1964.

Маслов Г. Д., Стеценко Н. С. и др. Окончательный отчет Норильской ГСП о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов R-45-105-A,B за 1965–1967 гг. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1967.

Радько В. А., Кузнецова Н. П., Душаткин А. Б. и др. Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 с общими поисками и мелкомасштабным глубинным геологическим картированием на Дьянгинской и Тальми-Кумгинской площадях за 1987–1995 гг. Листы: R-45-82-A,B; R-45-82-B,Г; R-45-83-A,B; R-45-60-B (в,г); Г (в,г); R-45-71-A,B; R-45-71-B,Г; R-45-72-A,B; R-45-72-B,Г; R-46-49-B; R-45-61-A. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1995.

Радько В. А. и др. Отчет о разработке и внедрении Легенды Маймеча-Котуйской серии листов Госгеолкарты-200 на 1994–1997 гг. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1997.

Радько В. А., Душаткин А. Б., Седов В. Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 на Авамской площади. Листы R-46-XVII,XVIII; R-47-XIII,XIV за 1993–1998 гг. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1998.

Струнин Б. М., Медведев Б. Н., Ермаков Н. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Норильского района. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 Норильской площади (листы R-45-XVII,XVIII,XXI (восток), XXII–XXIV,XXVII–XXX, XXXIII–XXXVI; R-46-XII,XIX,XXV,XXXI в 1982–1987 гг. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1987.

Федоренко В. А., Дюжиков О. А. Структурно-фациальный анализ вулканогенных образований Норильского района в связи с поисками медно-никелевых руд. Норильск. Фонды НКГРЭ, 1978.



Виктор Александрович РАДЬКО

**ФАЦИИ ИНТРУЗИВНОГО И ЭФФУЗИВНОГО
МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА**

Контакт по E-mail: Agatradko@mail.ru

Корректор *Е. А. Зотова*

Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 29.04.16. Формат 60 × 84/8. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 28,25. Уч.-изд. л. 23,5. Тираж 300 экз. Заказ 30005190.

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153