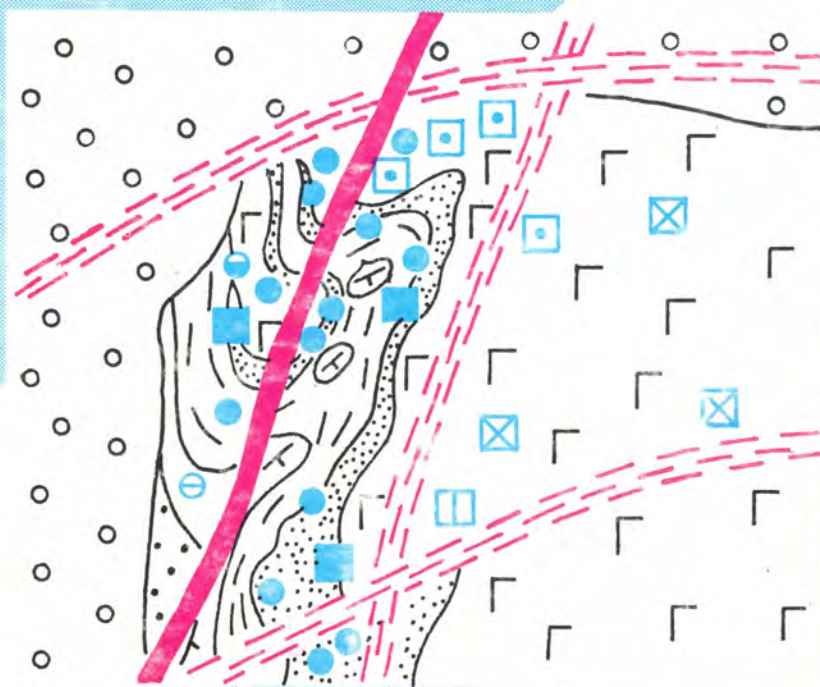


Г20295

КОМИТЕТ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ГЕОЛОГИИ
И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

МАСШТАБ 1 : 200 000



МОСКВА
ГЕОИНФОРММАРК
1994

133

**COMMITTEE ON GEOLOGY AND SUBSURFACE USAGE
OF THE RUSSIAN FEDERATION**

**State Enterprise for Regional Geological Works
(GP "Krasnoyarskgeoltsiomka")**

**B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov, O.A.Barmina, V.V.Komarov
GEOLOGICAL MAP OF THE NORILSK ORE REGION
OF 1:200000 SCALE**

Explanatory Note

Scientific Editors: M.L.Sherman, A.K.Mkrtychian, N.S.Malich

**КОМИТЕТ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ПО ГЕОЛОГИИ И ИСПОЛЬЗОВАНИЮ НЕДР**

**Государственное предприятие по региональным геологическим работам
(ГП "Красноярскгеолсъемка")**

Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков, О.А.Бармина, В.В.Комаров

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО
РАЙОНА МАСШТАБА 1:200 000**

Объяснительная записка

Научные редакторы: М.Л.Шерман, А.К.Мкртычян, Н.С.Малич

**Москва
АО "Геоинформмарк"
1994**

Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200 000. Объяснительная записка /Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков, О.А.Бармина, В.В.Комаров. - М.: АО "Геоинформмарк", 1994. - 118 с. - ISBN 5-900357-01-5.

В монографической объяснительной записке к геологической карте масштаба 1:200 000 Норильского рудного района на современном уровне знаний обобщены материалы по геологическому строению, магматизму и металлогении. В результате геологического доизучения получены новые данные по тектонике, глубинному строению и особенностям формирования различных месторождений полезных ископаемых, обсуждаются представления об условиях образования уникальных платино-медно-никелевых месторождений, в частности, принадлежащих Талнахскому рудному полю. Рассмотрены и обоснованы перспективы района на малосульфидное платинометальное минералообразование, меднопорфировое и другие типы оруденения.

Для широкого круга геологов производственных организаций, специалистов по рудным месторождениям.

Табл. 9. Ил. 10. Библиогр. 156 назв.

Geological Map of the Norilsk Ore Region of 1:200 000 Scale. Explanatory note /B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov, O.A.Barmina, V.V.Komarov. - M.: AO "Geoinformmark", 1994. - 118 p. - ISBN 5-900357-01-5.

The data on geological structure, magmatism, and metallogeny are generalized on the modern level of knowledge in the monographic Explanatory Note for the geological map of the Norilsk ore region of 1:200 000 scale. New data on tectonics, deep structure, and the features of the formation of various ore deposits were obtained as a result of additional geological study, the notions of the conditions of the formation of unique platinum-copper-nickel deposits, and of the Talnakh ore field in particular, were discussed. Perspectives of sulfur-poor platinum metal mineral formation, cooperporphyry and other types of ore mineralization in this region were considered and substantiated.

The Note is intended for geologists of production organizations, specialists in the field of ore deposits.

Tables 9. Illustrations 10. References 156.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (Б.М.Струнин)	5
СТРАТИГРАФИЯ	8
ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. РИФЕЙ (Б.М.Струнин)	8
ВЕНД (О.А.Бармина)	9
ВЕНД-КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА	11
КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	11
ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	16
СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	20
ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	24
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	29
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина, Б.М.Струнин)	32
УГЛЕНОСНОСТЬ ТУНГУССКОЙ СЕРИИ	35
ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	35
ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА (Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков)	37
САМОРОДНАЯ МЕДЬ (О.А.Дюжиков, Б.М.Струнин)	46
ЮРСКАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	48
ЮРСКАЯ-МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ (О.А.Бармина)	48
МЕЛОВАЯ СИСТЕМА (О.А.Бармина)	48
ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (В.В.Комаров)	50
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ	56
ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ (Б.М.Струнин)	56
ЕРГАЛАХСКИЙ КОМПЛЕКС	56
ПЯСИНСКИЙ КОМПЛЕКС	57
РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ	59
КАТАНГСКИЙ (ОГОНЕРСКИЙ) КОМПЛЕКС (Б.М.Струнин)	59
НОРИЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС (Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков)	60
Сульфидные медно-никелевые руды (О.А.Дюжиков, Б.М.Струнин)	70
Платиноиды (О.А.Дюжиков, Б.М.Струнин)	76
ИНТРУЗИИ НЕВЫЯСНЕННОГО ТИПА, АПОФИЗЫ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ (Б.М.Струнин)	79
КУРЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС (Б.М.Струнин)	83
ДАЛДЫКАНСКИЙ КОМПЛЕКС (Б.М.Струнин)	85
АВАМСКИЙ КОМПЛЕКС (О.А.Дюжиков, Б.М.Струнин)	86
МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ (Б.М.Струнин)	86
ТЕКТОНИКА (Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков)	93
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ (Б.М.Струнин)	100
ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ (Б.М.Струнин, О.А.Дюжиков)	107
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Б.М.Струнин)	113
ЛИТЕРАТУРА	114

CONTENTS

PREFACE (B.M.Strunin)	5
STRATIGRAPHY	8
LATE PROTEROZOIC. RIPHEAN (B.M.Strunin)	8
VENDIAN (O.A.Barmina)	9
VEND-CAMBRIAN	11
CAMBRIAN (O.A.Barmina)	11
ORDOVICIAN (O.A.Barmina)	16
SILURIAN (O.A.Barmina)	20
DEVONIAN (O.A.Barmina)	24
CARBONIFEROUS (O.A.Barmina)	29
PERMIAN (O.A.Barmina)	32
COAL PRESENCE IN THE TUNGUS SERIES	35
LATE PALEOZOIC AND EARLY MESOZOIC VOLCANOGENIC FORMATIONS	35
TRIASSIC (B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov)	37
NATIVE COPPER (O.A.Dyuzhikov, B.M.Strunin)	46
JURASSIC (O.A.Barmina)	48
JURASSIC-CRETACEOUS (O.A.Barmina)	48
CRETACEOUS (O.A.Barmina)	48
QUATERNARY (V.V.Komarov)	50
INTRUSIVE FORMATIONS	56
LATE PERMIAN INTRUSIONS (B.M.Strunin)	56
ERGALAKH COMPLEX	56
PYASINSKI COMPLEX	57
EARLY TRIASSIC INTRUSIONS	59
KATANGA (OGONERSKI) COMPLEX (B.M.Strunin)	59
NORILSK COMPLEX (B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov)	60
Sulfide Copper-Nickel Ores (O.A.Dyuzhikov, B.M.Strunin)	70
Elements of the Platinum Group (O.A.Dyuzhikov, B.M.Strunin)	76
INTRUSIONS OF AN UNCERTAIN TYPE, APOPHISISES OF DIFFERENTIATED INTRUSIONS (B.M.Strunin)	79
KUREI COMPLEX (B.M.Strunin)	83
DALDYKAN COMPLEX (B.M.Strunin)	85
AVAM COMPLEX (B.M.Strunin)	86
MESOZOIC INTRUSIONS (B.M.Strunin)	86
TECTONICS (B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov)	93
GEOLOGICAL EVOLUTION (B.M.Strunin)	100
DEPTH STRUCTURE AND REGULAR ORE GENERATION (B.M.Strunin, O.A.Dyuzhikov)	107
CONCLUSION (B.M.Strunin)	113
BIBLIOGRAPHY	114

ВВЕДЕНИЕ

Норильский рудный район известен своими уникальными медно-никелевыми месторождениями. В непосредственной близости от них найдены крупные месторождения каменных углей. Подобное сочетание богатых руд и энергетической базы легло в основу создания крупного горно-металлургического комбината и промышленного центра - г. Норильска с городами-спутниками Кайеркан и Талнах.

О полезных ископаемых в районе Норильска было известно с незапамятных времен. В верховьях р. Пясины археолог Л.П.Хлобыстин нашел стоянку людей бронзового века и обнаружил примитивное оборудование для плавки и литья. Сырьем служила самородная медь, многочисленные проявления которой найдены в последние годы к востоку-северо-востоку от Норильска в вулканогенно-осадочных образованиях триаса.

В XVI-XVII вв. норильскую медь использовали ремесленники г. Мангазея, стоявшего на р. Таз, вблизи ее впадения в Тазовско-Обскую губу. Присутствие платиноидов и никеля в выплавках меди и медных изделиях, найденных при раскопках Мангазеи, подтверждает, что сырьем служили именно норильские руды, для всех типов которых характерны эти металлы.

Первые сведения о полезных ископаемых района Норильска приведены в отчете Ф.Б.Шмидта (1872 г.), который в 1866 г. по приглашению дудинского купца К.М.Сотникова ездил в Норильск для осмотра известных к тому времени месторождений медной руды и каменного угля. Заявка на них была сделана К.М.Сотниковым еще в 1865 г., вследствие чего эти месторождения получили название Сотниковские. В 1868 г. было выплавлено около 20 пудов черновой меди.

В 1915 г. А.А.Сотников, студент горного отделения Томского технологического института, вновь посетил Норильск. Отобранные им образцы горных пород, руд и угля вместе с документацией были переданы для обработки Н.Н.Урванцеву - студенту того же института. Полученные материалы были включены А.А.Сотниковым в (изданную лично в Томске в 1919 г.) брошюру "К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения угля, графита и медной руды в связи с

практическим осуществлением Северного морского пути".

В 1918 г. в Томске при активном содействии известного полярного исследователя адмирала А.В.Колчака был организован Сибирский геологический комитет, который наметил план проведения поисков месторождений каменного угля и меди в районе Норильска. Проведение этих работ в 1919 г. было поручено Н.Н.Урванцеву, получившему первые сведения о норильских дифференцированных рудоносных интрузивах.

Начало планомерного и систематического изучения Норильского района связано с организацией в 1930 г. стационарной геологической службы - экспедиционно-промысловой конторы (начальник Я.С.Ведерников) и выделением в ее составе геологического бюро под руководством А.Е.Воронцова.

В 1934 г. были утверждены запасы северной части месторождения Норильск-I, которые послужили основой для строительства горно-промышленного комбината.

Начиная с 40-х годов геологические исследования охватывают площадь от бассейна Нижней Тунгуски до Карского моря. Цель - укрепление сырьевой базы Норильского комбината. Работы выполняются ПГО "Красноярскгеология" в содружестве с различными научно-исследовательскими институтами (ВНИИОкеангеология, ИГЕМ АН СССР, ИГиГ СО АН СССР, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, ИМГРЭ и др.).

Труды Б.Н.Рожкова "Материалы по металлоносности сибирских траппов" и В.С.Соболева "Петрология траппов Сибирской платформы" [133] явились обстоятельными сводками, определившими главные направления исследований в области изучения магматизма и ассоциирующего с ним оруденения. Норильские месторождения были детально описаны в 40-е годы в фундаментальных работах В.К.Котульского, В.С.Домарева, Н.С.Зонтова и др. В них намечены некоторые особенности вертикальной зональности и вещественного состава рудоносных интрузивов, сделаны первые шаги в разработке ликвационно-магматической гипотезы происхождения медно-никелевых руд. В.К.Котульским было высказано предположение о том, что правобережье ниж-

него течения Енисея, названное им Енисейским рудным полем, перспективно для поисков медно-никелевых и железорудных месторождений.

Крупный вклад в изучение региона в 40-50-е годы внесен Н.Н.Урванцевым, М.Н.Годлевским, Н.М.Шейнманом, Г.Г.Моором, И.А.Коровяковым, Г.Б.Роговером, М.Ф.Смирновым, Г.Д.Масловым и др. В 1955 г. была создана Норильская комплексная геологоразведочная экспедиция.

В 50-60-х годах, в связи с ухудшением качества руд и горно-технических условий эксплуатации месторождения Норильск-1, были широко развернуты геологосъемочные, поисковые и научно-исследовательские работы, которые привели к открытию месторождений Талнахского рудного узла и выявлению ряда перспективных рудопоявлений. Большой вклад в изучение геологии и рудоносности Норильского района в этот период внесли Л.Л.Ваулин, В.С.Голубков, В.А.Даценко, Д.А.Додин, О.А.Дюжиков, В.Н.Егоров, М.К.Иванов, В.Ф.Кравцов, В.А.Люлько, Н.С.Малич, Г.Д.Маслов, В.С.Нестеровский, Я.И.Полькин, Г.Г.Ремпель, Ю.Н.Седых, Т.Н.Сироткина, В.С.Старосельцев, В.К.Степанов, Е.Н.Суханова, Д.М.Туровцев и др.

Большую роль в комплексном изучении площадей, разработке критериев прогноза и поисков месторождений, выявлении конкретных перспективных объектов сыграли средние и крупномасштабные геологосъемочные и геофизические работы, выполненные ПГО "Красноярскгеология" и НИИГА. Эти исследования, а также проведенные в 70-80-е годы поисковые работы, геолого-геофизические и геохимические исследования позволили считать, что в Норильском районе и прилегающих территориях возможно обнаружение новых месторождений сульфидных медно-никелевых руд, железа, платиноидов, самородной меди и других видов сырья.

По мере накопления материалов по Норильскому району, чему в немалой степени способствовало детальное изучение площадей известных и перспективных рудных узлов с большими объемами бурения, геофизических, геохимических и тематических исследований, существующая геологическая основа все более устаревала. В какой-то мере этот пробел восполнили картосоставительские работы ПГО "Красноярскгеология" под руководством Л.Л.Ваулина. Была составлена и в 1981 г. издана сводная геологическая карта Норильского и Талнахского рудных узлов масштаба 1:50 000 (20 листов). При создании карты впервые были использованы новейшие стратиграфические схемы и принципы расчленения магматических образований. Металлогенические построения послужили хорошей основой

для выбора направлений дальнейших поисковых работ.

В последние десять-пятнадцать лет появилось несколько обобщающих работ, касающихся особенностей магматизма и рудообразования Норильского района, строения рудных узлов и месторождений, вещественного состава руд, стратиграфии, тектоники и глубинного строения региона. Это работы А.Д.Генкина, М.Н.Годлевского, В.В.Дистлера, Д.А.Додина, О.А.Дюжикова, В.В.Золотухина, А.П.Лихачева, Н.С.Малича, Г.Г.Ремпеля, А.В.Тарасова и др. Тем не менее, некоторые вопросы, связанные с природой формирования рудоносных массивов, их внутренним строением, механизмом выполнения интрузивной камеры, нельзя считать решенными. Особое значение приобретает познание глубинного строения, геологической позиции района, особенностей строения платино-медно-никелевых узлов и месторождений, характера соотношения различных групп дифференцированных интрузивов, закономерностей распространения других рудных формаций (меднопорфировая, медно-целитовая и др.). Все эти вопросы рассмотрены в монографии "Геология и рудоносность Норильского района" [21]. Обобщение материалов по геологии и рудоносности Норильского района в указанной книге явилось в значительной степени результатом работ по геологическому доизучению (ГДП) Норильского рудного района, проведенных в 1982-1987 гг. Геологосъемочной экспедицией ПГО "Красноярскгеология" (Б.М.Струнин, Б.Н.Медведев, Н.П.Ермаков и др.) совместно с ИГЕМ АН СССР (О.А.Дюжиков), СНИИГГиМС (О.В.Ваг, Р.Г.Матухин), ВСЕГЕИ (В.С.Певзнер).

Главной задачей ГДП явилось составление новой сводной геологической карты Норильского рудного района масштаба 1:200 000 как основы для научно обоснованного прогноза на ведущие полезные ископаемые и обеспечения выбора площадей для проведения крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ.

По материалам ГДП осуществлена подготовка геологической карты Норильского района к изданию. Работа выполнена в Геологосъемочной экспедиции (ГСЭ) совместно с ведущими геологами Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции ГП "Красноярскгеология", а также ИГЕМ АН СССР (О.А.Дюжиков).

Сводная карта Норильского района составлена на основе анализа и обобщения материалов средне- и крупномасштабных геологосъемочных и региональных геофизических работ, тематических исследований за весь период изучения региона. Карта составлена в единой легенде в соответствии с межрегио-

нальными корреляционными схемами по стратиграфии и магматизму и серийными легендами с необходимыми дополнениями и уточнениями, полученными на основании анализа новейших материалов.

В процессе составления карты отдельные проблемные вопросы обсуждались как на заседаниях редакционной коллегии, в состав которой вошли ведущие специалисты ГГП "Красноярскгеология", ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, ИГЕМ АН СССР, ИГГиГ СО АН СССР, СНИИГГиМС, ИМГРЭ, так и в рабочем порядке, в первую очередь с геологами

Норильской экспедиции, предоставившими новейшие материалы, полученные в последние годы.

Авторы глубоко признательны руководителю ГСЭ М.Л.Кавицкому за внимание и содействие в работе по подготовке карты к изданию и редакторам карты М.Л.Шерману, Н.С.Маличу и А.К.Мкртычяну. Большую помощь на завершающей стадии работ оказали картографы Т.И.Сержантова, Э.В.Егорова, Т.А.Соколова, которым авторы выражают искреннюю благодарность.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

An — анортит

Bo — борнит

Ср — халькопирит

Ср^{Fe-Ni} — халькопирит железисто-никелестый

Ср^t — халькопирит тетрагональный

Срх — клинопироксен

Cub — кубанит

En — энстатит

fat — атомная железистость

Fa — фаялит

Fs — ферросилит

Me — металлы

Mil — миллерит

Mh — моихукит

Ol — оливин

Orx — ортопироксен

Pn — пентландит

Po — пирротин

Po^h — пирротин гексагональный

Po^m — пирротин моноклинный

Pl — плагиоклаз

Put — пугоранит

Tn — талнахит

Tr — троилит

Wo — волластонит

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Норильского рудного района принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования суммарной мощностью более 11 км. Большая часть их отнесена к платформенным образованиям (платформенный чехол), лишь в долине Енисея в отдельных выходах и скважинах установлены рифейские породы, отнесенные к комплексу основания.

В строении платформенного чехла принимают участие терригенные и терригенно-карбонатные отложения венда, кембрия и ордовика, сульфатно-терригенно-карбонатные, иногда соленосные образования силура и девона, карбонатные породы раннего карбона, угленосные отложения среднего-позднего карбона и перми, позднепермские и раннетриасовые вулканогенные образования, терригенные отложения юры и мела, а также рыхлые, преимущественно ледниковые образования четвертичного возраста.

Четвертичные образования почти сплошным чехлом покрывают всю площадь. Относительно хорошо обнажены высокие водоразделы, сложенные платобазальтами. В долинах крупных рек (Кулюмбэ, Туколанд, Чопко и др.) имеются четкие, часто стратотипические, разрезы большинства слагающих район образований. Хорошим, часто уникальным материалом является керн многочисленных (несколько тысяч) скважин глубиной до 2 км и более. Большинство из них пройдено в центральной части района в процессе поисковых, поисково-съёмочных и разведочных работ. На остальной площади пробурены лишь единичные скважины, что в сочетании с плохой обнаженностью не позволяет однозначно решить спорные вопросы геологического строения, в том числе и стратиграфии района, в особенности касающиеся образований рифея-венда.

Материалы многочисленных исследователей не всегда однозначно освещают отдельные стратиграфические уровни. Необычайно широкий диапазон разреза, его большая фациальная изменчивость, сложное геологическое строение вызывают дополнительные трудности в его изучении. Тем не менее, стратиграфия Норильского района в сравнении с другими частями Сибирской платформы изучена достаточно хорошо. Полные стратотипические разрезы палеозоя и мезозоя освещены в многочисленных монографиях, но полученные в последние годы новые материалы требуют уточнения вопросов корреляции отдельных элементов разреза.

Стратиграфическое расчленение проведено на основе действующих региональных стратиграфических схем, разработанных Все-

союзным стратиграфическим совещанием и утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР [116, 117, 118, 119], с учетом сводной легенды Тунгусско-Турханской серии для листов Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000, а также всех новых данных, полученных в процессе составления карты Норильского района.

Описание стратиграфического разреза проведено на основании выделения стратиграфических регионов и районов по методике, рекомендованной Ю.И.Тесаковым, Н.С.Маличем и др. [135]. Проведенное районирование показало, что большая часть Норильского рудного района расположена в пределах крупного Игарско-Норильского стратиграфического региона, имеющего во многом сходный характер геологического развития. Достаточно резкие отличия отдельных элементов разреза нашли отображение в выделении самостоятельных Игарского и Норильского стратиграфических районов, а внутри последних - типов разреза, отвечающих структурно-фациальным зонам на конкретных временных интервалах (кембрий, девон и т.д.). Крупные структурные перестройки на рубежах рифея-венда, карбон-пермь, триас-юра привели к формированию более или менее значительных стратиграфических перерывов и нашли отражение в предлагаемом районировании.

Практически все подразделения расчленены до свит, в ряде случаев - до подсвит и горизонтов, что является главным отличием составленных карт.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. РИФЕЙ

Рифейские образования - составная часть обширной области их распространения (от Енисейского кряжа на юге до р. Гремяка на севере), тяготеющей к долине Енисея и объединенной общими чертами геологического строения и развития. Она выделена как **Енисейский стратиграфический регион**, в котором формирование слагающих его образований связано с позднепротерозойскими процессами деструкции земной коры, рифтогенезом, спредингом и последующей коллизией и орогенезом [91, 103]. Выделенные в пределах Норильского рудного района стратиграфические районы - Норильский и Игарский - соответствуют областям различных геодинамических обстановок.

Средний рифей (R₂)

Губинская свита (R₂gb) - наиболее древние отложения в Норильском стратиграфиче-

ском районе, вскрытые скважиной Гр-1 на р. Гремяка на глубине 1510 м и изученные в основном по шламу [33, 34].

Разрез свиты представлен кварцевыми и олигомиктовыми песчаниками розовато-серыми и желтыми с прослоями алевролитов и темно-серых до черных аргиллитов. Вскрытая мощность губинской свиты - 130 м (по геофизическим данным - не менее 400 м) [33]. Органические остатки отсутствуют. Среднерифейский возраст свиты с долей условности установлен на основании сопоставления со стратотипическими разрезами Игарского района (В.Е.Савицкий, 1967), хорошо изученными в последние годы (В.Ф.Ржевский, 1976-1988; Б.М.Струнин, 1980) [120], и определяется как верхняя часть среднего рифея [118]. Не исключается более древний возраст свиты. Возможно, она является возрастным аналогом мукунской серии Анабарского поднятия [20, 88].

Лудовская свита (R₂ld). В Игарском стратиграфическом районе средний рифей представлен лудовской свитой, вскрытой скважиной ДП-3 на левом берегу Енисея в устье р. Прилучная, и находится, по-видимому, в аллохтонном залегании. Подстилающие образования не вскрыты. По данным Д.В.Синевского (1961 г.), свита представлена филлитовидными серицит-биотитовыми сланцами голубовато-зеленовато-серыми и серыми, залегающими почти вертикально. Структура пород порфиروبластовая, основная масса - микролепидобластовая, бластовая, бласто-алевритовая или микрогранолепидобластовая. Вскрытая мощность свиты - 61 м (в интервале 286,0-346,6 м). Возраст ее с долей условности определяется верхней частью сухопитского горизонта среднего рифея [118].

В стратотипических разрезах Игарского района у о-ва Плахинский (долина Енисея) среднерифейский возраст лудовской свиты подтвержден находками органики [77]. Мощность ее превышает 800 м, а разрез представлен в значительной степени турбидитами.

Поздний рифей (R₃)

К позднему рифею в Норильском стратиграфическом районе отнесены отложения рыбинской свиты, в Игарском - чернореченской. На дневную поверхность они не выходят и вскрыты только единичными скважинами.

Рыбинская свита (R₃rb). Осадки рыбинской свиты вскрыты скважиной Гр-1 на р. Гремяка в интервале от 790 до 1510 м. Этот разрез, составленный в основном по шламу, принят за стратотип свиты [33].

Взаимоотношения рыбинской свиты с подстилающими образованиями губинской свиты неясны. По-видимому, имеет место стратиграфическое несогласие, в результате

чего из разреза выпадают отложения, соответствующие тунгусикскому и осянскому горизонтам позднего рифея [118]. Не исключается тектонический контакт.

Рыбинская свита сложена серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, а также алевролитами и аргиллитами, преобладающими в средней части свиты. В верхней части разреза встречены прослои розово-серых полимиктовых песчаников, плохо сортированных, с линзами гравелитов. Мощность свиты 720 м.

В отложениях рыбинской свиты выделен комплекс микрофитоцитов и микрофоссилий [34], среди которых онколиты известны из рифейских отложений западного склона Анабарского поднятия [20]. Свита довольно условно сопоставляется с верхней частью тасеевского горизонта [118] и также условно - с излучинской свитой Игарского района, т.е. соответствует самой верхней части разреза рифея этого района.

Чернореченская свита (R₃cr) вскрыта скважиной НХ-49 на левобережье р. Енисея к югу от устья р. Хантайка скважинами НХ-53,55 (А.С.Варганов, 1991). Стратотипический разрез ее выделен С.П.Микуцким в 1957 г. в бассейне р. Черная. Взаимоотношения с подстилающими образованиями не ясны (не вскрыты). Данные по Игарскому району (В.Ф.Ржевский, 1976; 1988) позволяют предполагать значительный размыв (стратиграфический перерыв), предшествующий накоплению осадков свиты.

Разрез чернореченской свиты, по данным А.С.Варганова и Л.И.Федотовой, представлен темно-серыми до черных аргиллитами тонкослоистыми, иногда рассланцованными слюдистыми, слагающими до 80% объема. Они ритмично переслаиваются с известняками темно-серыми глинистыми, онколитово-водорослевыми, образуя слои мощностью от 0,1 до 2,4 м. По всему разрезу встречаются прослои (0,1-0,5 м) светло-серых кварцевых песчаников и гравелитов с обильной вкрапленностью пирита. Отмечаются многочисленные жилки кальцита и сидерита. Мощность (неполная) свиты достигает 190 м.

Возраст чернореченской свиты в стратотипических разрезах Игарского района несколько условно датируется поздним рифеем [118] на основании находок микрофитоцитов и микрофоссилий (В.Ф.Ржевский, 1976; 1988).

ВЕНД

Отложения венда залегают на разновозрастных породах рифея с угловым несогласием [120] и представлены сульфатно-терригенно-карбонатными образованиями. В бассейне нижнего течения р. Хантайки они вскрыты

скважинами и изучены А.С.Варгановым и Л.И.Федотовой (1991 г.). Разрезы венда, вскрытые скважинами в бассейнах рр. Гремяка и Рыбная [33, 35], по вещественному составу и фациям существенно отличаются от южных разрезов, что послужило основанием для выделения двух стратиграфических районов - Игарского и Норильского.

В составе венда в Норильском районе выделены гремякинская свита, нижняя и средняя подсвиты полбанской свиты, в Игарском - лайдашнинская свита.

Гремякинская свита (Vgr) вскрыта скважинами в бассейнах рр. Гремяка и Рыбная. Взаимоотношения ее с подстилающими рифейскими образованиями не установлены. В строении свиты по вещественному составу может быть выделено две подсвиты.

Нижнегремякинская подсвита (Vgr1) вскрыта в стратотипическом разрезе по скважине Гр-1 на р. Гремяка [33]. Она сложена сероцветными доломитами известковистыми глинистыми с прослоями доломитовых мергелей и маломощными прослоями ангидрита. Мощность подсвиты 140 м.

Верхнегремякинская подсвита (Vgr2), кроме стратотипического разреза по скважине Гр-1 [33], вскрыта скважинами Гр-16 и Гр-19 в бассейнах рр. Гремяка и Рыбная. В верхнегремякинской подсвите выделены две пачки. Нижняя (30-35 м) сложена доломитами известковистыми глинистыми сероцветными с прослоями красновато-бурых и темно-серых доломитовых мергелей. Верхняя пачка (205 м) представлена мергелями доломитовыми пестроцветными микрослоистыми, часто алевролитовыми со следами местных размывов и подводных оползней. Мощность верхнегремякинской подсвиты - 235 м.

В верхнегремякинской подсвите определены онколиты (*Osagia corticosa* Milst., *Radiosus aff. macarovi* Milst.), микрофитолиты (*Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Nubecularites orbiculatus* Milst.) и акритархи, свидетельствующие о принадлежности верхнегремякинской подсвиты к вендскому (юдомскому) комплексу Сибири [35, 51].

Полбанская свита вскрыта скважинами в бассейнах рр. Гремяка и Рыбная. Ее нижняя граница - согласная. Свита имеет четко выраженное трехчленное строение и подразделена на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты, из которых верхняя отнесена к основанию нижнего кембрия.

Нижнеполбанская подсвита (Vplb1) изучена в стратотипическом разрезе по скважине Гр-19 в бассейне р. Гремяка [33], а также по скважинам Гр-1 и Гр-16 в бассейне р. Рыбная. Она без видимого перерыва залегает на пестроцветных доломитах гремякинской свиты.

В составе нижнеполбанской подсвиты

выделены две пачки. Нижняя (66-80,5) сложена мергелями доломитовыми сероцветными микротонкослоистыми с прослойками гипса и ангидрита. В северном направлении увеличивается сульфатность пород и уменьшается содержание алевроитового материала.

Верхняя пачка (80 м) представлена доломитовыми мергелями серыми и зеленовато-серыми, часто микрослоистыми с желваками, прослоями известняка доломитового светло-серого и линзочками карбонатных конгломератов и гравелитов. Верхняя пачка характеризуется выдержанностью состава по площади и является хорошим маркирующим горизонтом. Мощность нижнеполбанской подсвиты не превышает 160 м.

В отложениях подсвиты наиболее широко распространены акритархи, представленные 21 видом, из которых преобладают 9 видов: *Margominuscula rotunda* Pynch., *Brochoposphosphaera aldanica* Pynch. и др. Комплекс акритарх, известных из отложений вендского (юдомского) комплекса Сибири, а также онколиты и микрофитолиты указывают на вендский возраст нижнеполбанской подсвиты [35, 51].

Среднеполбанская подсвита (Vplb2) вскрыта скважинами в бассейнах рр. Рыбная и Гремяка. Стратотипический разрез подсвиты изучен по керну скважины Гр-19 [33]. Ее нижняя граница - согласная.

Среднеполбанская подсвита сложена серыми и зеленовато-серыми известняками доломитовыми и доломитами известковистыми с прослоями мергелей доломитовых, линзами известняковых конгломератов, прослоями и линзами гипсов и ангидритов. В составе подсвиты выделено 4 пачки.

Первая пачка (76 м) в нижней части (18 м) сложена доломитами глинистыми с прослоями кварцевых песчаников мелко- и среднезернистых. Эти слои являются хорошим маркирующим горизонтом. Верхняя часть пачки (58 м) представлена известняками доломитовыми с прослоями мергелей доломитовых. По разрезу часты линзы конгломератов и стяжения кремней. В северном направлении уменьшается размерность грубообломочного материала и количество глинистой примеси и возрастает доломитистость пород.

Вторая пачка (19 м) сложена доломитами тонко- и микрослоистыми с прослоями гипсов, ангидритов и кварцевых песчаников. Третья пачка (23 м) представлена известняками доломитовыми глинистыми массивными с широко развитыми стилолитовыми поверхностями, желваками кремней, линзами оолитовых известняков.

Завершают разрез среднеполбанской подсвиты мергели доломитовые темно-серые до черных микрослоистые с желваками и про-

слоями светло-серых доломитистых известняков, реже конгломератов (35-51 м). Мощность подсвиты - 180 м.

Среднеполбанская подсвита характеризуется массовым появлением новых форм микрофитолитов и акритарх. Такие формы, как *Trachimniscula minor* (Schep.), *Leiosphosphosphaera microrugosa* Naum., *Paosphosphosphaera selebrosa* Pych., *Pifrenita mirabilis* Naum. и некоторые другие характерны только для этой свиты. Комплекс микрофоссилий и микрофитолитов позволяет отнести отложения подсвиты к венду [35].

Лайдашнинская свита (Vld) в Игарском стратиграфическом районе вскрыта скважинами на левобережье Енисея к югу от устья р. Хантайка, а также встречается в коренных выходах у южной рамки площади по руч. Агапитовскому, где выделен ее стратотип [77]. Свита с размывом и угловым несогласием залегает на разных горизонтах чернореченской свиты. В основании ее прослеживаются кварц-олигмитовые конгломераты и гравелиты.

Лайдашнинская свита сложена красноцветными и серыми до черных аргиллитами и алевролитами, редко мергелями (содержание в объеме свиты - 50-60%), серыми и темно-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками (30-40%), гравелитами и конгломератами (до 10%), незначительную часть объема свиты занимают известняки и доломиты. Мощность свиты - от 260 до 300 м.

По заключению В.А.Шипицына, органические остатки из отложений лайдашнинской свиты входят в биостратиграфический комплекс, содержащий формы *Osagia cf. corticosa* Nar., *Vesicularites tortuosus* Reitl., *V. anfaractus* Z. Zhur., *Nubecularites catagraphus* Reitl. и в целом характеризующий немакит-далдынский горизонт венда.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Сухарихинская свита (V-Є₁sh) в Игарском стратиграфическом районе вскрыта скважинами и частично (верхняя часть) в коренных выходах в бассейне нижнего течения рр. Хантайка и Кулюмбэ. Стратотипический разрез свиты выделен В.И.Драгуновым в 1956 г. на р. Сухариха. В основании свиты отмечается пачка (12,3 м) кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников, согласно залегающих на черных аргиллитах лайдашнинской свиты.

Сухарихинская свита сложена темно-серыми, черными преимущественно водорослевыми и онколитовыми известняками (содержание в объеме свиты - 60%) и светло-серыми, палевыми доломитами (30%), незначительный объем в ее составе (около 10%) занимают песчаники, мергели и карбонатные конгломераты. По всему разрезу свиты отмечаются желваки, корковидные образования черных

кремней с фрагментами водорослей, которые часто образуют биогермы полусферических очертаний до 1,5 см в поперечнике.

В составе сухарихинской свиты выделено две пачки. Нижняя (220-230 м) сложена доломитами (50-60%), онколитово-водорослевыми известняками (40%), мергелями (5%) и песчаниками (5%). Верхняя пачка (280 м) представлена известняками (80%), доломитами (15%), мергелями (5%). В верхней ее части отмечаются прослои песчаников (около 1% от общего состава). Мощность сухарихинской свиты - 500-530 м.

Известняки свиты содержат трубчатую проблематику *Cambrotubulus decurvatus*, которая, по мнению А.В.Ефимовой, распространена как в венде, так и в томмотском ярусе нижнего кембрия. Известковые водоросли представлены видами *Korilophyton inopinatum* (Voron.), *Renalcis polymorphus* Masl., *Gemma inclusa* Luch. и др. и, по мнению В.А.Шипицына, указывают на принадлежность свиты к немакит-далдынскому горизонту венда. Микрофитолиты представлены формами, встречаемыми как в венде, так и в нижнем кембрии. По данным В.Ф.Ржевского [120], возраст сухарихинской свиты определяется как венд-ранний кембрий.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийской системы довольно широко распространены в западной, южной и центральной частях района. Они представлены карбонатными и терригенно-карбонатными сероцветными и пестроцветными образованиями.

Вопросами стратиграфии, литологии, палеонтологического обоснования возраста кембрийских отложений занимались В.А.Даценко, В.И.Драгунов, С.П.Микуцкий, В.А.Марковский, А.В.Розова, А.Г.Кравцов, В.У.Петраков, Н.П.Лазаренко и др.

Формирование кембрийских отложений произошло в двух фациально различных стратиграфических районах - Норильском и Игарском, которые отличаются не только вещественным составом, фациями и мощностью стратиграфических подразделений, но и комплексами органических остатков.

В Игарском районе отложения кембрия представлены мощной (до 2700 м) толщей известняков, иногда органогенных и строматолитовых, известняков глинистых, доломитов и мергелей с прослоями и линзами песчаных известняков, конгломератов, гипсов, ангидритов, а также олистолитов. В Норильском районе мощность кембрийских отложений не превышает 1500 м. Разрез характеризуется большей терригенностью, меньшими мощностями нижне- и среднекембрийских отложений, выпадением отдельных его частей.

Литологическое разнообразие и существенные различия разрезов нижнего и среднего кембрия в Игарском районе обусловили выделение Кулюмбинского и Хантайского типов разреза. Последний отмечается меньшей терригенностью, меньшими мощностями отложений и выпадением из разреза отдельных его частей.

Кембрийская система представлена всеми тремя отделами - нижним, средним, верхним.

Нижний отдел (Є₁)

В составе нижнего отдела в Норильском стратиграфическом районе выделены верхняя подсвита полбанской свиты и краснопорожская свита, в Игарском стратиграфическом районе - краснопорожская свита. Пласт фосфоритового известняка (2,6 м), отнесенный с некоторой долей условности В.А. Даденко [33] к шумнинской свите, в Норильском районе включен в состав краснопорожской свиты, так как он содержит органические остатки нижней части боттомского яруса (соли с *Calodiscus*) и верхней части атдабанского яруса (*Pagetiellus lenaicus* (Toll)).

Верхнеполбанская подсвита (Є₁plb₃) вскрыта скважинами в бассейнах рр. Рыбная и Гремяка. Стратотипический разрез подсвиты выделен в скважине Гр-19 [33]. Нижняя граница - согласная.

В нижней части подсвиты сложена доломитами серыми глинистыми известковистыми и известняками глинистыми, в подошве - доломитистыми. В разрезах присводовой части Гремякинского палеоподнятия часты прослои кварцевых песчаников, которые по периферии структуры замещаются песчанистыми доломитами. Отмечаются прослои ангидрита и желваки кремней. Выше по разрезу верхнеполбанская подсвита представлена мергелями доломитовыми и доломито-известковыми серыми, зеленовато-серыми тонкослоистыми, часто алевролитистыми. В верхней части - прослои известняков и доломитов, на участке северной переклинали и восточного крыла Гремякинского палеоподнятия в составе свиты преобладают известняки глинистые доломитистые. Мощность верхнеполбанской подсвиты не превышает 213 м.

В отложениях подсвиты обнаружены мелкие формы брахиопод и гастропод, трубчатая проблематика *Anabarites trisulcatus* Miss., многочисленные хиолиты (*Exilitheca multa* Sys., *Spinulitheca billingsi* (Sys.), *Allatheca*), хиолительминты (*Torellella Laevigata* (Linn.), *Hyolithellus* sp. и др.). По комплексу органических остатков возраст верхнеполбанской подсвиты определяется томмотским веком раннего кембрия [35]. Выявленный комплекс хиолитов в других районах Сибири ха-

рактерен для суннангинского горизонта, принятого за подошву раннего кембрия [118]. По данным В.И. Драгунова [42], средне- и верхнеполбанская подсвиты уверенно сопоставляются с сухаринской свитой Норильского района.

Краснопорожская свита (Є₁kr) согласно залегает на отложениях верхнеполбанской подсвиты в Норильском стратиграфическом районе и сухарихинской свиты - в Игарском. Сохраняя основные черты своего строения на всей площади, она является хорошим маркирующим горизонтом. Стратотип свиты выделен на р. Сухариха [42].

В Норильском районе отложения краснопорожской свиты вскрыты скважинами в бассейнах р. Рыбная и оз. Пясино и фрагментарно - в коренных выходах по р. Гремяка. Свита сложена известняками глинистыми доломитистыми пестроцветными в нижней половине и сероцветными - в верхней. Нижняя пестроцветная часть свиты обогащена глинистым материалом. Мощность краснопорожской свиты - 115-120 м.

В основании свиты залегает слой (8-12 м, редко до 20 м) органогенного известняка, изобилующего органическими остатками, в основном хиолитами, реже гастроподами. Пестроцветная часть разреза бедна органическими остатками - гастроподы, хиолиты, микрофитоциты. В сероцветной части свиты появляются первые трилобиты, количество которых вверх по разрезу увеличивается. Вблизи кровли присутствуют *Pagetiellus lenaicus* (Toll), *P. ultimus* Iaz., *Triangulaspis rara* Iaz., *T. cf. Iermontovae* Iaz. и др. По комплексу органических остатков возраст краснопорожской свиты определяется томмотским и атдабанскими веками раннего кембрия [33].

В Игарском стратиграфическом районе отложения краснопорожской свиты обнаружены в нижнем течении р. Кулюмбэ, фрагментарно - на правом берегу Енисея и вскрыты скважинами в бассейне р. Хантайка. На р. Кулюмбэ нижняя часть (70 м) краснопорожской свиты сложена известняками глинистыми, доломитистыми пестроцветными, часто горизонтально- и волнисто-слоистыми до комковато-слоистых и желваковых, с прослоями доломитов и мергелей. Средняя часть свиты (120 м) является наиболее пестроцветной и терригенной, представлена мергелями известковистыми и доломито-известковистыми красноцветными и известняками глинистыми. Верхняя часть (90 м) представлена известняками глинистыми желваковыми и комковато-слоистыми сероцветными, редко пестроцветными, в кровле доломитистыми до мергелей доломитисто-известковых.

Мощность краснопорожской свиты в бассейне р. Кулюмбэ - максимальная (до 280 м).

В бассейне р. Хантайка свита при аналогичном составе и строении представлена сокращенным типом разреза, мощность которого не превышает 40 м.

Комплекс органических остатков подобен таковому из отложений свиты в Норильском стратиграфическом районе. Кроме того, в разрезе выявляются три интервала, охарактеризованные различными ассоциациями микрофауны. В нижней части разреза ассоциацию составляют конодонтоморфы (*Fomitchella acinaciformis* Miss., *F. infundibuliformis* Miss.), трубчатая проблематика (*Anabarites ternarius* Miss., *Tiksitheca lici* Miss.), а также *Hyolithellus grandis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus*). Присутствие перечисленных типичных видов свидетельствует о принадлежности вмещающих отложений томмотскому ярусу нижнего кембрия. Более того, нижние слои вполне определенно сопоставляют с нижней зоной томмотского яруса - зоной распространения *A. sunnaginicus*.

В средней части краснопорожской свиты ассоциация органических остатков представлена хиолителлидами (*Hyolithellus* sp., *Torella* sp.), виваксидами (*Sachites* sp.), ханцеллоридами (*Chancelloria* sp.), таммотидами (*Tommotia* sp., *Camenella* sp.). Представители названных видов появляются в томмотском ярусе, переходят в атдабанский и выше по разрезу.

Верхняя часть свиты характеризуется относительным разнообразием и резким обновлением видового состава микрофауны. В ассоциации представлены виваксииды (*Rombicoriculum cancellatum* (Cobb.), *R. insolutum* Miss., *R. walliseri* Mamb.), ханцеллорииды (*Archiasterella robusta* Vass., *A. pentactina* Sdzny), таммотииды (*Iapworthella dentata* Miss., *Conotheca circumflexa* Miss.). Эти виды характерны для атдабанского яруса. Таким образом, возраст краснопорожской свиты по микрофауне определяется томмотским и атдабанским веками раннего кембрия.

Нижний-средний отделы (Є₁₋₂)

Шумнинская свита (Є_{1-2sm}) в Игарском стратиграфическом районе фрагментарно обнажена в долине р. Кулюмбэ (Кулюмбинский тип разреза). Нижняя граница свиты - согласная, четкая. Стратотип ее находится на р. Сухариха [42].

Свита сложена серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками с желваковыми водорослевыми образованиями и темно-серыми до черных тонкослоистыми доломитистыми мергелями и известковистыми доломитами. Мощность шумнинской свиты в бассейне р. Кулюмбэ - 210 м.

Органические остатки представлены трилобитами (*Calodiscus* ex gr. *schucherti*

(Matthew), *C. helena* (Hall), *Triangulaspis* cf. *lermontovae* Iaz., *Hebediscus* ex gr. *attleborensis* (Shal. et Foers.) и др.), археоциатами (*Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Tumuliocyathellus platisseptatus* Zhur., *Porocyathus squamosus* (Zhur.) и др.). Комплекс органических остатков характерен для ботомского, тойонского ярусов раннего кембрия и амгинского - среднего кембрия [33, 118].

В хантайском типе разреза кембрия отложения шумнинской свиты отсутствуют вследствие размыва.

Средний отдел (Є₂)

Среднекембрийские отложения в Норильском стратиграфическом районе подразделены на амгинский и майский ярусы, свиты не выделены. В Игарском стратиграфическом районе к среднему кембрию относятся устьбрусская и лабазная свиты.

Амгинский ярус (Є_{2am}). Отложения амгинского яруса вскрыты скважинами в бассейне р. Рыбная. Они залегают с перерывом на отложениях краснопорожской свиты. Перерыв в осадконакоплении или возможный последующий размыв охватывает стратиграфический интервал от ботомского яруса до верхних горизонтов амгинского яруса [33].

На западном борту Гремячинской антиклинали отложения амгинского яруса представлены известняками доломитовыми глинистыми серыми тонкослоистыми с гастроподами и трилобитами. Мощность разреза - до 2,7 м. На восточном борту антиклинали мощность отложений увеличивается до 7 м. Разрез представлен зеленовато-серыми доломитовыми водорослевыми известняками, содержащими трилобиты (*Pseudanomocarina* cf. *plana* N.Tchern., *P. horrida* N.Tchern., *Corynexochus tersus* Iaz., *Solenopleura* sp., *Kootenia* sp., *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linnr.), *Phalacroma calva* Pokr., *Cotalagnostus* sp. и др.). Органические остатки характерны для верхней половины амгинского яруса среднего кембрия [33].

Майский ярус (Є_{2m}). Отложения майского яруса вскрыты скважинами в бассейнах р. Рыбная и оз. Пясино. Граница с подстилающими породами амгинского яруса - согласная, устанавливается по смене комплекса органических остатков внутри единой пачки пород.

В бассейне р. Рыбная отложения майского яруса представлены серыми и зеленовато-серыми доломитами известковистыми глинистыми и алевроитистыми (50%) и известняками доломитистыми алевроито-глинистыми (50%). По литологическим особенностям и комплексам органических остатков отложения майского яруса подразделяются на три пачки. Нижняя (до 11,5 м) сложена известняками доломитовыми глинистыми серыми с желва-

ковыми водорослевыми образованиями. Трилобиты (*Linguagnostus gronwalli* (Kob.), *Solenopleura magna* N.Tchern., *Corynexochus cf. perforatus* Lerm. и др.) позволяют сопоставить нижнюю пачку с оленекским горизонтом майского яруса. Средняя пачка (70 м) сложена серыми и зеленовато-серыми доломитами известковистыми глинистыми и алевроито-глинистыми и известняками доломитовыми глинистыми с желваковыми водорослями. Характерны беззамковые брахиоподы, трилобиты (*Agraulos selcubicus* Ros., *Phalacroma glandiforina* (And.), *Basometopus cf. breviceps* (And.) и др.). Последние позволяют отнести отложения пачки к джахтарскому горизонту. Для верхней части пачки (25 м) характерны трилобиты (*Leipyge* sp., *Oidagnostus* sp., *Nomagnostus cf. secundus* Pokr. (in coll.)), позволяющие отнести ее к нижней части силигирского горизонта. Верхняя пачка (86 м) сложена темно-серыми до черных доломитами, часто известковыми и известняками доломитовыми алевроито-глинистыми. Характерны трилобиты семейства *Agnostidae*, редкие *Leipyge armata* (Linnr.) и беззамковые брахиоподы. Пачка соответствует верхней части силигирского горизонта майского яруса [33, 118].

В районе оз. Пясино майский ярус представлен доломитовыми известняками пестроцветными глинистыми до мергелей. Отложения характеризуются (по сравнению с разновозрастными образованиями Игарского стратиграфического района) резко сокращенной мощностью (не более 188 м).

Усть-брусская свита (Є₂ub) в Игарском стратиграфическом районе представлена кулюмбинским и хантайским типами разреза. Стратотип свиты выделен С.П.Микуцким в 1960 г. в приустьевой части р. Брус [99].

В кулюмбинском типе разреза отложения выходят на поверхность в нижнем течении р. Кулюмбэ. Нижняя часть свиты, соответствующая суорбалахскому горизонту амгинского яруса, не обнажена. Граница с подстилающими отложениями шумнинской свиты предполагается согласной. Усть-брусская свита сложена известняками (50%) глинистыми и алевроито-глинистыми комковатыми, желваковыми, реже линзовидно- и косослоистыми и мергелями (50%) алевроитовыми, реже песчанистыми.

Нижняя часть свиты пестроцветная, преобладают розовые, сиреневые, красные, зеленые тона. Выше по разрезу - породы зеленовато-серые. Мощность свиты - до 210 м.

Комковато-слоистые известняки содержат многочисленные остатки трилобитов (*Solenopleura recta* N.Tchern., *Anomocarioides amplus* Ros., *Centropleura cricus* Lerm., *Phalagnostus glandiformis* (And.) и др.), брахиоподы, редкие спиккулы и губки. Комплекс

трилобитов характерен для нижней части джахтарского горизонта майского яруса [122].

В хантайском типе разреза отложения свиты обнажены в долине р. Енисея и вскрыты скважинами в бассейне р. Хантайка. На подстилающих осадках краснопорожской свиты они залегают с размывом. Разрез представлен известняками серыми крупнодетритовыми трилобитовыми мощностью 1,3-1,5 м. По комплексу трилобитов отложения усть-брусской свиты сопоставляются с зонами *Tomagnostus fissus* - *Paradoxides sacheri* - *Corynexochus perforatus* - *Anopolenus henrid* верхней части суорбалахского горизонта амгинского яруса и нижней части оленекского горизонта майского яруса (А.С.Варганов, 1991).

Лабазная свита (Є₂lb) в Игарском стратиграфическом районе представлена кулюмбинским и хантайским типами разреза. Практически непрерывный стратотипический разрез свиты изучен по р. Кулюмбэ. Нижняя граница свиты - постепенная, литологически неясно выраженная. Разрез представлен мергелями алевроитовыми, реже песчанистыми и известняками глинистыми и алевроито-глинистыми. В верхней части свиты - породы доломитистые, более терригенные до отдельных слоев (0,1 м) известкового аргиллита. По всему разрезу свиты - линзы и прослои известняковых конгломерато-брекчий и гравелитов, реже органогенно-обломочных и стромаитовых известняков. Породы - зеленовато-серые, реже с розовым, сиреневым оттенками, иногда вишнево-бурые, комковатые, волнисто- и линзовидно-слоистые до желваковых. Характерное для отложений лабазной свиты тонкое ленточное переслаивание мергелей и известняков в породах нижезалегающей усть-брусской свиты практически не встречается. Мощность свиты - 630-740 м.

Многочисленный комплекс трилобитов из отложений лабазной свиты (*Anomocaridae*, *Anomocarina splensens* Lerm., *A. extornata* (Holm. et West.), *Bonneterina saamica* Ros., *B. sachica* Ros., *Sacha perexiqua* Ros., *Plethopeltidae* и др.), по заключению А.В.Позовой, соответствует джахтарскому и силигирскому горизонтам майского яруса [118].

В хантайском типе разреза лабазная свита с размывом залегает на отложениях усть-брусской свиты. Она представлена известняками серыми детритовыми и онколитовыми, мергелями с прослоями известняковых конгломератов, аргиллитов, доломитов. Мощность - не более 300 м.

Богатый комплекс трилобитов характеризует зону *Leipyge laevigata* - *Aldanaspis truncata* верхней части майского яруса (А.С.Варганов, 1991).

В составе верхнего отдела в Норильском стратиграфическом районе выделены чопкинская и туколандинская свиты, в Игарском - орактинская и кулюмбинская.

Чопкинская свита (Є3 ср) обнажена по левым притокам р. Рыбная - рр. Чопко, Мокутей, Тагенар и др., а также вскрыта скважинами в бассейнах р. Рыбная и оз. Пясино. Нижняя граница свиты - согласная, без видимого размыва проходит в литологически однообразной толще пород и обосновывается в основном различием в комплексах органических остатков.

В наиболее полном стратотипическом разрезе по р. Чопко [33] свита сложена темно-серыми и серыми с зеленоватым оттенком известняками, часто глинистыми и мергелями доломитистыми и алевроитистыми. Характерна тонкая слоистость - горизонтальная, ленточная и волнистая, реже косая и линзовидная. Часты подводно-оползневые текстуры. В нижней части свиты отмечаются прослои темно-серых до черных тонкослоистых алевроито-глинистых известковых доломитов. В верхней части - многочисленные прослои массивных и толстоплитчатых комковатых известняков. По всему разрезу (но наиболее часто - в нижней половине свиты) встречаются прослои и линзы известняковых конгломерато-брекчий (олистоцитов).

Севернее, в бассейнах р. Гремяка и оз. Пясино, чопкинская свита представлена известняками глинистыми и алевроито-глинистыми, мергелями, часто доломитовыми и доломитами известковыми с маломощными линзами известковых конгломератов и органических известняков.

Мощность свиты на юге района достигает 1050 м, в северной его части сокращается до 775 м.

Выделенные в стратотипическом разрезе чопкинской свиты по р. Чопко местные зоны [118] содержат много широко распространенных родов и видов трилобитов, известных в Северной Америке, Австралии, Юго-Восточной Азии, а также в отложениях кутугунского горизонта Хараулахского района и сакского яруса р. Кыр-Шабакты [125]. Замковые брахиоподы (*Billingsella satpakensis* Nikif., *B. minima* Yadr., *B. tegula* Yadr., *B. ex gr. perfecta* Ulr. et Coop., *B. subcarinata* Yadr.) из верхней пачки чопкинской свиты характеризуют верхи кутугунского горизонта сакского яруса. Осадки, соответствующие аюсокканскому ярусу, в разрезе свиты отсутствуют, фиксируя время перерыва.

Орактинская свита (Є3 ор). Стратотип свиты описан В.А.Марковским в 1960 г. на р. Орокте (левый приток р. Кулюмбэ) (Б.М.Струнин, 1987; [33]). Кроме этого, свита фрагмен-

тарно обнажена и вскрыта скважинами на р. Хантайка. Нижняя граница свиты - согласная.

Свита сложена зеленовато-серыми известняками глинистыми горизонтально- и волнисто-слоистыми до мелкокомковатых, известняками глинисто-алевритовыми, мелкопесчанистыми доломитистыми волнисто- и косослоистыми и мергелями часто доломитистыми, алевроитистыми и песчанистыми. Для пород характерна ленточная слоистость. Присутствуют горизонты водорослевых известняков и доломитов, прослои известняковых конгломератов, конгломерато-брекчий (олистоцитов), тонкие прослои и линзы известняков органогенно-обломочных и оолитовых. В основании свиты в бассейне р. Кулюмбэ прослеживается пачка конгломерато-брекчий известняковых, в подошве доломитовых, мощностью до 19 м.

Мощность орактинской свиты - от 300 м в бассейне р. Хантайка до 465 м в нижнем течении р. Кулюмбэ.

В отложениях свиты определены трилобиты (*Koldinella convexa* Laz., *Acrocephalites borealicus* (Laz.), *Paucella prima* (Laz.), "*Agnostus*" *simplexiformis* Ros., *Acrocephalela granulosa* Ros., *Kuraspis similia* Ros. и др.), брахиоподы (*Billingsella subcarinata* Yadr., *Billingsella nebulosa* Andr., *Billingsella khantaica* Yadr., *Acrothele salairica* Aksarina, *Acrothele* sp. и др.). По комплексу органических остатков отложения орактинской свиты соответствуют нганасанскому, тавгийскому и модуйскому горизонтам аюсокканского и сакского ярусов [122, 123, 124, 125].

Туколандинская свита (Є3 тк) обнажена по рр. Чопко, Мокутей, Левый Омнутах, Туколанда и др. и вскрыта скважинами в бассейнах р. Рыбная и оз. Пясино. Выделена Г.Д.Масловым в 1959 г. со стратотипом в бассейне р. Туколанда. Отложения свиты согласно залегают на осадках чопкинской свиты и резко отличаются от них литологически.

Туколандинская свита сложена известняками серыми глинистыми линзовидно- и комковато-слоистыми до сгустковых, известняками алевроито-глинистыми доломитистыми тонковолнисто- и косослоистыми, известняками строматолитовыми массивными светло-серыми и мергелями доломитистыми пестроцветными, чаще красноцветными тонковолнисто- и косослоистыми со знаками ряби, трещинами усыхания. Отмечаются редкие прослои доломитов. Строматолитовые известняки часто слагают биогермы, к которым примыкают известняки органогенно-обломочные и оолитовые. Мергели характерны для верхней части свиты. По всему разрезу наблюдаются линзы известняковых конгломерато-брекчий. Литологически свита довольно выдержана на всей площади. Наиболее существ-

венные отличия установлены в долине р. Лев.Омнутах, где наиболее широко развиты подводнооползневые текстуры и линзы олистолитов, известняковых конгломерато-брекчий и гравелитов, составляющие до 30-50% объема отдельных пачек [33].

Мощность свиты - от 300-370 м на большей части площади до 550 м в бассейне р. Чопко.

В отложениях туколандинской свиты определены трилобиты (*Amorphella* aff. *magna* Ros., *Paracoldinia* aff. *striata* Ros., *Eoacidaspis* aff. *salairica* Polet., *Ketyna ketiensis* Ros., *Kaninia* sp. и др.) и брахиоподы (*Eoorthis remnicha* (Winch.), *E. sublineocosta* (Yadr.), *E. sabus* Walc., *E. wichitaensis* (Walc.), *E. texana* (Walc.), *E. altivertex* Yadr., *Hyenella texana* (Walc.)). По заключению А.В.Розовой [122, 123], отложения, содержащие перечисленные комплексы трилобитов, вероятно, соответствуют орактинскому и кетыйскому горизонтам аксайского яруса. Брахиоподы, по заключению Т.П.Чикиневой, характеризуют хос-нелегерский горизонт аксайского яруса.

Кулюмбинская свита (Є3к1), впервые выделенная В.А.Марковским в 1960 г. в нижнем течении р. Кулюмбэ, обнажена в бассейне р. Кулюмбэ, приустьевых частях рр. Хантайка, Убойная, в нижнем течении р. Туколанда. Нижняя граница свиты - согласная, четкая. Наиболее полный разрез изучен на р. Кулюмбэ.

Свита сложена известняками глинистыми доломитистыми тонколинзовидно-волнисто-слоистыми до желваковых, известняками массивными строматолитовыми, онколитовыми, оолитовыми, доломитами известковистыми, мергелями доломитовыми. Отмечаются линзы конгломератов, гравелитов. Характерными особенностями являются ритмичность ее строения и трансгрессивный характер осадконакопления каждого из ритмов. В основании ритмов залегают мергели доломитовые, реже известково-доломитовые. Средняя часть представлена известняками доломитистыми и доломитами известковистыми. В кровле ритмов залегают известняки строматолитовые, часто с сутурными швами, переслаивающиеся с оолитовыми и онколитовыми известняками. Породы свиты окрашены в серые, зеленоватые, розоватые до красновато-бурых и желтоватые цвета. По всему разрезу отмечаются знаки ряби, трещины усыхания, глиптоморфозы каменной соли, подводно-оползневые явления, внутриформационные размывы. Мощность свиты в бассейне р. Кулюмбэ - от 640 м до 840 м.

В Игарском стратиграфическом районе кулюмбинская свита может быть разделена на три крупные пачки, соответствующие био-стратиграфическим зонам. Нижняя пачка в

основании сложена массивными строматолитовыми известняками с линзами известняковых гравелитов и конгломератов, выше - пестроцветными доломитами, известняками, мергелями. Характерны трилобиты зоны "Faciura-Garbiella" энцийского горизонта. Средняя пачка представлена тонкослоистыми пестроцветными глинистыми доломитами, известняками, мергелями с прослоями массивных строматолитовых известняков. Характерны трилобиты зоны "Amorphella-Jurakia" юракийского горизонта. Завершается разрез пестроцветными водорослевыми известняками, тонкослоистыми известковыми доломитами и доломитовыми известняками с трилобитами зоны "Kujandaspis-Dolgeuloma-Kaninia" кетыйского горизонта.

Выделенные биостратиграфические зоны хорошо прослеживаются по площади и позволяют сопоставлять кулюмбинскую свиту с туколандинской свитой Норильского стратиграфического района. В целом комплекс трилобитов и брахиопод из отложений кулюмбинской свиты, отвечающий энцийскому, юракийскому и кетыйскому горизонтам, выделенным несколько условно в объеме, установленном А.В.Розовой [123], позволяет отнести свиту к части сакского и аксайскому ярусам верхнего кембрия [33, 122, 123, 124].

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

В Норильском рудном районе отложения ордовикской системы пользуются широким распространением, слагая крылья, реже присводовые части Дудинского и Хантайско-Рыбинского валообразных поднятий. Они представлены сульфатоносными карбонатными и терригенно-карбонатными образованиями. В северном направлении наблюдается общее сокращение мощностей, возрастание степени доломитистости и сульфатоносности пород.

Вопросами литологии, стратиграфического расчленения и корреляции ордовикских отложений, палеонтологического обоснования их возраста занимались В.А.Даценко, В.И.Драгунов, В.А.Марковский, А.В.Розова, С.П.Микуцкий, В.У.Петраков, А.А.Высоцкий, Ю.И.Тесаков, О.Н.Андреева, А.Г.Ядренкина и др.

Вопрос о положении границы между кембрием и ордовиком на Сибирской платформе, в частности в разрезе на р. Кулюмбэ, является дискуссионным. По данным А.В.Розовой [122, 123, 124], нижняя граница ордовика находится в основании ныйского горизонта и совпадает с подошвой верхнего тремадока. По мнению А.Г.Ядренкиной и Ю.И.Тесакова [107, 135], граница ордовика проводится в основании мансийского горизонта (подошва тремадокского яруса). Нами, учитывая дискуссионность проблемы, принята вторая точка зрения.

Ордовикская система представлена всеми тремя отделами - нижним, средним, верхним.

Нижний отдел (O₁)

В составе нижнего отдела выделены уйгурская и ильтыкская свиты.

Уйгурская свита (O₁ug) кроме стратотипического разреза, изученного А.В.Розовой в 1970 г. в среднем течении р. Кулюмбэ, фрагментарно обнажена по рр. Хантайка, Турумакит, Туколанда, Мокутей, Тагенар, Убойная и др., а также вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Дудинка, Болгохтох, Пясины, Рыбная и Имангда. Нижняя граница свиты - согласная.

Свита представлена ритмично переслаивающимися серыми и зеленовато-серыми известняками (60-80%) глинистыми и алевроитистыми, оолитовыми, водорослевыми, органогенно-детритовыми, пестроцветными доломитами, мергелями, алевролитами, аргиллитами, редко известковистыми песчаниками. В северном направлении в составе свиты возрастает роль доломитов.

В стратотипическом разрезе на р. Кулюмбэ в составе уйгурской свиты выделено две пачки. Для нижней пачки (100 м) характерны резкое преобладание (до 80%) известняков в общем объеме пород, их темно-серый, почти черный цвет и массивные текстуры для водорослевых и оолитовых известняков. Для глинистых и алевроитистых известняков, глинистых доломитов, мергелей, алевролитов и аргиллитов характерны светло-серые и пестроцветные тона окраски, текстуры мелководной обстановки с многочисленными следами перемыва, трещинами усыхания, косой, линзовидной, конволюнтной слоистостью, знаками ряби и глиптоморфозами каменной соли. Брахиоподы (*Tetralobula cf. texana* Ullr. et Coop., *T. mediacostata* Yadr., *Apheorthis khandakiansis* Yadr. и др.), моноплакофоры (*Kirengella ayakthica* S. Ros., K. sp.), трилобиты (*Dolgeuloma abunda*, *D. dolganensis* и др.) свидетельствуют о принадлежности нижней пачки к лопарскому биостратиграфическому горизонту тремадокского яруса [107, 135].

В верхней пачке (140 м) при общем преобладании в составе известняков увеличивается роль глинистой и терригенной составляющей пород. В верхней части разреза (50 м) преобладают доломиты глинистые, мергели, алевролиты. Граптолиты (*Callograptus aff. staufferi* Rued., *Dictyonema flabelliforme* var. *kulumbense* Obut. et Sob.), брахиоподы (*Tetralobula syntrophopsiana* Yadr., *T. subquadrata* Yadr., *Archaeorthis rosovae*), трилобиты (*Plethopeltidies magnus* Z. Max., *Loparella loparica* Ros., *Plethopeltides* Z. Max.) характеризуют лопарский горизонт тремадокского

яруса [107, 135]. Мощность уйгурской свиты колеблется от 240 до 340 м.

Ильтыкская свита (O₁il) кроме стратотипического разреза, выделенного А.В.Розовой в 1970 г. в среднем течении р. Кулюмбэ, фрагментарно обнажена в разрезах рр. Хантайка, Убойная, Туколанда, Левый Омнутах, Тагенар и др., а также вскрыта скважинами в бассейне рр. Рыбная, Норилка, Болгохтох, Дудинка, Туколанда, Имангда и др. Нижняя граница свиты - согласная с постепенным переходом.

Свита представлена ритмично переслаивающимися известняками, доломитами, мергелями, алевролитами и аргиллитами. В нижней части ритмов преобладают известняки темно-серые до черных массивные, часто водорослевые, оолитовые и органогенно-обломочные с многочисленными етилолитовыми швами, линзами и горизонтами конгломерато-брекчий. Они сменяются серыми и светло-серыми глинистыми тонкослоистыми известняками. Завершаются ритмы серыми доломитами и доломитизированными известняками либо пестроцветными алевролитами, аргиллитами и мергелями.

На юге Норильского рудного района (бессейн рр. Туколанда, Омне) в общем объеме свиты известняки составляют 60-70%, доломиты в нижней и особенно в средней части - до 30-50%, в верхней части их маломощные прослои имеют подчиненное значение. В меньшей степени характерны пестроцветные мергели и алевролиты. В северном направлении (рр. Тагенар, Левый Омнутах и др.) наблюдается значительное возрастание (до 60-70%) роли доломитов в составе свиты, повышенная сульфатонность пород, присутствие желваков и линз халцедона.

В составе ильтыкской свиты в стратотипическом разрезе на р. Кулюмбэ выделено три пачки.

Нижняя пачка (220 м) представлена преимущественно известняками с прослоями доломитов, пестроцветных мергелей и алевролитов. Водорослевые биогермы сопровождаются линзами осадочных брекчий. В отдельных горизонтах доломитов появляются линзы кремней. Палеонтологически пачка охарактеризована значительно лучше, чем подстилающие и перекрывающие отложения. Трилобиты (*Apatokephalus nyaicus* Ros., *Nyaya nyaisensis* Ros.), брахиоподы (*Apheorthis submelita*), конодонты (*Cordylodus aff. proavus* и др.) характеризуют ныйский горизонт тремадокского яруса. Кроме того, к нижней пачке ильтыкской свиты отнесены самые верхи (15 м) лопарского горизонта [107, 135].

В составе средней пачки (до 335 м) возрастает роль доломитов, особенно в верхней половине ее, где доломиты составляют до 50-60% объема. Широко развита вторичная доло-

митизация, породы сильно кавернозные, содержат глиптоморфозы каменной соли, часты трещины усыхания. Фаунистическая характеристика - бедная. Редкие брахиоподы (*Angarella ? ustini* S. Ros., *Finkelburgia convexa* Yadr., *F.ex gr.crassicostellata* Copp.), моноплакофоры (*Nyuella incerta* S. Ros.), первые акритархи (*Tasmanites martinsonii*) и хитинозои (*Desmochitina minor*, *D.aff. nodosa*, *Rhabdochitina*) позволяют отнести пачку к угорскому горизонту аренигского яруса раннего ордовика.

Верхняя пачка (130 м) сложена известняками с резко подчиненными прослоями доломитизированных известняков, доломитов, алевролитов и аргиллитов. Часты линзы известняковых брекчий. В нижней части встречаются отдельные биогермные постройки с линзами и желваками халцедона. Трилобиты (*Biolgina sibirica* Z.Max., *Pseudomera weberi* (Z.Max.), *Bathyurellus cf. nonnullus* Tschug., *Gomophyrus* sp.) и моллюски (*Tolmatchovia glabra*) являются очень характерными, хорошо диагностируемыми видами кимайского горизонта аренигского яруса [107, 135]. Мощность ильтыкской свиты - 600-720 м.

Средний отдел (O₂)

В составе среднего отдела выделены гурагирская, ангирская и амарканская свиты.

Гурагирская свита (O_{2gr}) кроме стратотипического разреза, изученного В.И.Драгуновым в 1964 г. в среднем течении р. Кулюмбэ, фрагментарно обнажена в разрезах рр. Турумакит, Туколанд, Левый Омнутах, а также вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Норилка, Имангда, Болгохтох. Нижняя граница - согласная, с постепенным переходом.

Свита сложена пестроцветными, преимущественно красноцветными мергелями, алевролитами, песчаниками, в меньшей степени глинистыми и алевроитистыми доломитами и аргиллитами. К северу возрастает сульфатонность пород, вплоть до появления в разрезах скважин прослоев ангидритов и гипсов. В разрезе на р. Кулюмбэ изредка встречаются маломощные водорослевые постройки. Характерны вишнево-красные, розовые, сиреневые и фиолетовые цвета, часто наблюдается пятнистая, штриховатая и узорчатая окраска, многочисленные текстурные признаки мелководья - знаки ряби, течения и внутриформационных перебивов, линзовидная и косая слоистость, трещины усыхания, текстуры взмучивания, следы подводных оползней, глиптоморфозы каменной соли и т.д.

В стратотипическом разрезе на р. Кулюмбэ в составе гурагирской свиты выделены три пачки.

Нижняя пачка (137,5 м) сложена ритмично переслаивающимися пестроцветными

доломитистыми мергелями, песчанистыми, глинистыми и алевроитистыми доломитами, аргиллитами, алевролитами с единичными прослоями кварцевых песчаников.

Основную часть средней пачки (66 м) составляют песчаники (60-95%) светло-серые до белых кварцевые мелко-, среднезернистые горизонтально-волнисто-слоистые с прослоями красно-бурых и темно-фиолетовых линзовидно-волнисто-слоистых кавернозных алевролитов, аргиллитов, доломитовых мергелей. В верхней части пачки перечисленные разности пород переслаиваются с доломитами розовыми, серыми тонкогоризонтально-слоистыми.

Верхняя пачка (60 м) сложена ритмично переслаивающимися мергелями, алевролитами, аргиллитами, часто известковистыми, доломитами глинистыми и алевро-глинистыми кавернозными с единичными прослоями песчаников кварцевых, в верхней части пачки с тонкими прослоями и линзами известняков серых органогенных и пелитоморфных, к которым приурочены основные находки фауны. Здесь же встречен горизонт (0,2-0,3 м) обломочно-детритовых известняков с обильной (3-5%) вкрапленностью пирита и халькопирита, тонкими (1-3 мм) прожилками малахита и азурита. Содержание меди - 0,27-0,47%. Горизонт прослежен в бассейне р. Кулюмбэ на 6 км. Меденосность на этом уровне установлена в бассейнах рр. Турумакит, Хантайка и севернее оз. Мелкое.

Мощность гурагирской свиты в разрезах рр. Кулюмбэ и Хантайка достигает 280 м, уменьшаясь до 195 м (бассейн р. Туколанд) и 135 м (район г. Норильска).

Органические остатки в породах свиты крайне редки и приурочены к ее нижней части, где найдены лингулиды плохой сохранности, и в основном к верхней части, где обнаружены типичные для вихоревского горизонта брахиоподы (*Angarella jaworowskii* Asatk.), остатки проблематичных животных (*Myconia belostotzkayae* S.Ros.et. Nikif.), комплексы конодонтов, лингулиды нового рода *Leontiella*, новый комплекс остракод, а также акритархи (*Trachisphaeridium leoptodermum*, *Baltisphaeridium nanum*, *Tasmanites*). Комплекс фаунистических остатков позволяет отнести гурагирскую свиту к вихоревскому горизонту лланвирнского яруса [107, 135].

Ангирская свита (O_{2an}) кроме стратотипического разреза, выделенного коллективом авторов (В.А.Марковский, А.В.Розова, Ю.И.Тесаков и др.) в 1975 г. в среднем течении р. Кулюмбэ, фрагментарно обнажена в разрезах рр. Аякли, Турумакит, Таликит, Омнутах, Рыбная, Хантайка, а также вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Убойная, Дудинка, Норилка и др. и в районе оз. Пясино. Нижняя граница свиты - отчетливая, резкая с раз-

мывом. Повсеместно в основании разреза отмечены гальки фосфоритов.

В центральной и южной части площади (бассейны рр. Имангда, Фокина, Кулюмбэ) свита сложена известняками серыми и темно-серыми органогенными и органогенно-детритовыми, реже глинистыми и песчанистыми пелитоморфными горизонтально- и волнисто-слоистыми, иногда комковатыми с прослоями алевролитов и аргиллитов, часто известковистых темно-серых и зеленовато-серых листоватых. В нижней части свиты на р. Кулюмбэ встречаются линзовидные прослои кварцевых песчаников и гравелитов, в верхней - единичные прослои доломитов. В северной части площади (район оз. Пясино) свита в основании сложена аргиллитами, выше - известняками и доломитами с маломощными прослоями гипсов и ангидритов. Мощность свиты колеблется от 65 м (бассейн р. Фокина) до 21 м, уменьшаясь к северу.

Ангирская свита соответствует волгинскому горизонту лландейльского яруса Международной стратиграфической шкалы. На границе вихоревского и волгинского горизонтов происходит практически полное обновление всех видов органических остатков не только на видовом, но и на более высоком таксономическом уровне. Комплекс фауны и микрофауны в породах этой свиты богат и разнообразен - остракоды зоны *Soanella maslovi*, которая является очень устойчивой и прослеживается по всей Сибирской платформе на уровне волгинского горизонта [135], брахиоподы, трилобиты, гастроподы, конодонты, табуляты. Комплекс органических остатков позволяет уверенно датировать возраст ангирской свиты началом лландейльского века [107, 135].

Амарканская свита (O_{2am}) кроме стратотипического разреза, выделенного тем же коллективом авторов в 1975 г. в среднем течении р. Кулюмбэ [135], обнажена в разрезах по рр. Аякли, Турумакит, Таликит, Омнутах, Рыбная, Хантайка, а также вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Убойная, Дудинка, Норилка и др. Нижняя граница свиты - согласная с небольшим внутриформационным размывом. В бассейне р. Кулюмбэ в основании свиты повсеместно прослеживается слой песчаников серых кварцевых известковистых мощностью до 5 м.

Свита сложена ритмично переслаивающимися пестроцветными (вишнево-красными, зелеными, серыми, фиолетовыми, сиреневыми) алевролитами и аргиллитами, часто известковистыми волнисто- и косослоистыми, реже песчаниками известковистыми светло-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми косо- и горизонтально-слоистыми, мергелями серыми и пестроокрашенными с прослоями известняков пелитоморфных глини-

стых, глинисто-алевритистых, песчанистых и органогенно-обломочных. Нижняя половина свиты отличается более доломитистым составом. Степень терригенности пород возрастает в южном направлении. В северной части площади в скважинах встречены единичные маломощные прослои гипсов и ангидритов. Мощность амарканской свиты колеблется в пределах 40-68 м, уменьшаясь к северу.

Наиболее характерными элементами комплекса органических остатков свиты являются многочисленные остракоды зоны *Quadrilobella recta* киренско-кудринского горизонта, встречены брахиоподы рода *Rostricellula*, мшанки *Stigmatella tungusensis*. Возраст свиты датируется верхней частью лландейльского века [107, 135].

Средний-верхний отделы (O₂₋₃)

Загорнинская свита (O_{2-3zg}) завершает разрез ордовика в Норильском рудном районе. Кроме р. Кулюмбэ, где находится ее стратотип, выделенный в 1975 г. [135], фрагментарно разрезы свиты известны в бассейнах рр. Фокина, Убойная, Аякли, Микчанда, а также вскрыты скважинами в бассейне рр. Норилка, Рыбная, Имангда, Фокина, Убойная, Дудинка и Болгохтох. Нижняя граница свиты в целом согласная отчетливая, несогласие отмечается только в бассейне нижнего течения р. Хантайка.

В составе свиты резко преобладают аргиллиты серые и зеленовато-серые известковистые с линзами, желваками и прослоями органогенных известняков, реже глинистых и алевритистых, в основании отмечаются прослои кварцевых песчаников. Аргиллиты, как правило, слабо битуминозные, в верхней части свиты с включениями зерен и конкреций пирита и марказита. По всему разрезу свиты встречаются обломки фосфоритизированных раковин, зерна и галька фосфоритов.

В стратотипическом разрезе на р. Кулюмбэ загорнинская свита по фаунистическим комплексам и, отчасти, литологическому составу расчленяется на три пачки, соответствующие чертовскому, баксанскому (средний ордовик) и долборскому (верхний ордовик) горизонтам [135]. Нижняя пачка (8 м) сложена переслаивающимися аргиллитами известковистыми и известняками органогенно-обломочными, глинистыми и алевритистыми пелитоморфными, в нижней части с прослоями известковых песчаников. Возраст нижней пачки ограничен чертовским горизонтом лландейльского яруса среднего ордовика. Фаунистическая характеристика его определяется брахиоподовым комплексом с *Mimella rapna* Andr. - руководящей формой этого горизонта, остракодовым - зоны *Bodenia*

aspera, конодонтовым комплексом с *Phragmodus inflexus* Stauffer, трилобитами.

Средняя пачка (35-38 м) сложена аргиллитами известковистыми с прослоями, линзами, желваками известняков органогенно-обломочных, содержащих разнообразный комплекс раковинной морской фауны. Средняя пачка по комплексу органических остатков соответствует баксанскому горизонту лландейльского яруса среднего ордовика. Качественно новым в его составе является развитие большого количества мшанок, криноидей, отчасти ругоз и табулят. Исключительно многочисленны остракоды, конодонты, трилобиты [135].

Верхняя пачка (8,5 м) представлена аргиллитами темно-серыми до черных, часто битуминозными с крупными конкрециями пирита. Основанием для отнесения этой пачки пород к долборскому горизонту лландейльского яруса верхнего ордовика может служить появление в верхней части разреза остракод *Paraschmidtella bipunctata*, кораллов циртофиллид [135] и брахиопод (*Hesperorthis tricenaria* (Conrad), *H. katangensis* Nikif., *Mimella gibbosa* Andr., *Oepikina gibbosa* Andr., *Rostricellula subrostrata* Nikif.), которые, по заключению А.В.Санжара, известны в низах долборского горизонта.

Большая часть отложений верхнего ордовика в Норильском рудном районе уничтожена предсилурийским размывом, вследствие чего в ряде разрезов осадки долборского горизонта отсутствуют. Общая мощность загорнинской свиты колеблется от 35 до 110 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийская система представлена отложениями нижнего и верхнего отделов, которые обнажаются в краевых частях Хантайско-Рыбнинского и Дудинского валообразных поднятий и изучены по керну многочисленных скважин. Они представлены карбонатной морской толщей, и лишь в составе верхней ее части присутствуют лагунные сульфатонесущие осадки.

В основу стратификации силурийских отложений положены материалы коллектива авторов под руководством Ю.М.Тесакова и Н.Н.Предтеченского [129, 130, 131], предложивших новую стратиграфическую схему расчленения силурийских отложений, основанную на биостратиграфических данных и утвержденную Сибирским редакционным межведомственным стратиграфическим комитетом (СибРМСКа) в 1979 г. [118].

Формирование силурийских отложений происходило в двух фациально различных стратиграфических районах - Норильском и Игарском. Разрезы их отличаются вещественным составом, фациями и мощностью стра-

тиграфических подразделений. Игарский район характеризуется наиболее представительным типом разреза, развитым в бассейнах р. Кулумбэ и верхнего течения р. Хантайки, максимальными мощностями отложений (до 1000 м).

Норильский район охватывает бассейны рр. Дудинка, Фокина, Рыбная, Имангда, Микчанда и др. Опорным является разрез по скважине СП-21 [131]. Стратотипические разрезы таликитской, омнутахской, хюктинской, макуссской и постничной свит выделены в бассейне р. Имангда [129, 131], чамбинской и угинюкской свит - в среднем течении р. Горбиачин [130].

Нижний отдел (S₁)

В Игарском стратиграфическом районе в составе нижнего отдела выделены чамбинская, угинюкская, танименская и муктэнская свиты. В Норильском стратиграфическом районе этому уровню соответствуют чамбинская, таликитская, омнутахская и хюктинская свиты.

Чамбинская свита (S₁чм) обнажена в бассейнах рр. Кулумбэ, Хантайка, Рыбная, в среднем течении рр. Аякли и Таликита, а также в бассейнах рр. Норилка, Фокина, Убойная, Имангда, где она вскрыта скважинами. Повсеместно породы свиты со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях загорнинской свиты среднего-позднего ордовика.

Свита имеет близкое строение в обоих стратиграфических районах. Низы разреза (20 м) представлены аргиллитами черными граптолитовыми тонкогоризонтальнослоистыми, обильно пиритизированными. В Норильском районе в чамбинской свите по литологическому составу выделяются две пачки.

Нижняя пачка (до 50 м) представлена черными и темно-серыми тонкогоризонтальнослоистыми аргиллитами, часто известковистыми, в основании граптолитовыми, сменяющимися вверх по разрезу ритмично переслаивающимися подобными аргиллитами и серыми, иногда битуминозными, с редкими прослоями плотных мергелей и линзами известковистых конкреций.

Верхняя пачка (41 м) сложена серыми глинистыми тонкоплитчатыми известняками и массивными мергелями с прослоями пелитоморфных известняков.

В Игарском районе чамбинская свита отличается большим разнообразием состава и представлена черными и темно-серыми аргиллитами, переслаивающимися с глинистыми известняками и мергелями. Черные аргиллиты в основании свиты здесь сохраняют зональную форму граптолитов *Demirastrites triangulatus*, по которой эта свита датируется

средним лландовери [129]. В бассейне р. Аякли (Норильский стратиграфический район) в чамбинской свите распространены граптолиты *Pseudoclimacograptus aff. hughesi* (Nich.), *Pernerograptus sp.*, *P. ex gr. revolutus* (Kur.), *Demirastrites pectinatus* (Kich.), датирующие возраст в объеме зон *Cyphus-triangularis* майероканского горизонта, т.е. самых верхов нижнего - основания среднего лландовери [131].

Мощность чамбинской свиты - от 40 до 160 м. Наибольшие мощности отмечаются в Игарском стратиграфическом районе.

Угийская свита (Sjg) обнажена в разрезах бассейна р. Кулюмбэ и верхнего течения р. Хантайка. Она согласно залегает на известняках чамбинской свиты.

В составе свиты преобладают глинистые известняки, частью детритовые и органогенные с прослоями известковистых аргиллитов и мергелей. Характерен исключительно богатый и разнообразный фаунистический комплекс.

В нижней части свиты, сложенной глинистыми известняками серыми линзовидно-комковатыми и тонкослоистыми с редкими прослоями мергелей и аргиллитов, широко представлены брахиоподы (*Dalmanella neocrassa*, *Delejina ex gr. hybrida*, *Eocoelia hemisphaerica*, *Eoplectodonta pumila* и др.), граптолиты, табуляты, трилобиты, остракоды [131].

Средняя часть свиты сложена ритмично переслаивающимися тонкослоистыми глинистыми известняками и известковистыми аргиллитами с редкими обломками брахиопод и трилобитов. Верх свиты представлен комковатыми органогенными известняками с пачками рифогенных, содержащих многочисленные табуляты (*Favosites gothlandicus*, *Multisolenia tortuosa*) и строматопоры. В органогенных известняках встречены брахиоподы (*Pentamerus oblongus*, *Hesperorthis rubeli*, *Strophomena pectenoides* и др.), ругозы, трилобиты. Завершают разрез кавернозные коралловые известняки. Мощность угийской свиты - 190-270 м.

Все встреченные в разрезе формы фаунистического комплекса характерны для стратотипа угийской свиты р. Горбиачин, где она относится к хаастырскому горизонту верхнего лландовери [129, 131].

Таликитская свита (SjtI). В Норильском стратиграфическом районе возрастным аналогом угийской является таликитская свита. Она обнажена в разрезах по рр. Рыбная, Аякли, Таликит, в бассейнах рр. Норилка, Фокина, Убойная, Имангда вскрыта скважинами. Нижняя граница свиты - согласная.

Таликитская свита отличается от угийской преобладанием в разрезе мергелей и известковистых аргиллитов, менее четкой рит-

мичностью строения, групповым составом фауны, содержит меньшее количество остатков табулят, ругоз, криноидей. Раковинный полидетрит в большинстве случаев не является породообразующим. Граптолиты - достаточно многочисленны и встречаются по всему разрезу.

Нижняя и средняя части таликитской свиты сложены серыми известковистыми аргиллитами и мергелями с редкими прослоями комковатых глинистых известняков, с массовым развитием брахиопод, особенно таких как *Borealis borealis* и *Eocoelia hemisphaerica*. Верхняя часть свиты представлена глинистыми известняками с прослоями мергелей и карбонатных брекчий. Здесь широкое распространение имеют табуляты *Favosites gothlandicus* Lam., *Parastriatopora rhizoides* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz. В среднем течении р. Омнутах в составе верхней части свиты резко преобладают известковистые аргиллиты. Мощность таликитской свиты - 76-270 м.

По фаунистическому комплексу и литологическому составу таликитская свита коррелируется с хаастырской свитой Мойеронского района и отнесена к хаастырскому горизонту верхнего лландовери [129, 131].

Танименская свита (Sjtn) обнажена в разрезах бассейна р. Кулюмбэ и верхнего течения р. Хантайка. Она согласно залегает на отложениях угийской свиты, отличаясь от нее большей пестротцетностью.

Танименская свита разнообразна по составу, литолого-фаунистическим особенностям и комплексам органических остатков. Нижняя часть ее сложена светло-серыми органогенными и глинистыми известняками с редкими прослоями известковистых аргиллитов и мергелей. Характерны табуляты (*Favosites gothlandicus* Lam., *Parastriatopora sp.*, *Striatopora rhizoides* Sok.), брахиоподы (*Dalmanella neocrassa* (Nikif.), *Anabaria sp.*, *Lingulella sp.*), трилобиты (*Bumastus barriensis* Murch.), ругозы. Средняя часть свиты - пестротцетная, представлена мергелями, которые здесь резко преобладают, и глинистыми известняками буровато-коричневой и зеленовато-серой окраски. Определен характерный комплекс остракод: *Beyrichia sp.*, *Bolbinella sp.*, *Costaegera sp.*, *Sibiritia jucunda* Abusch. Комплекс табулят и брахиопод подобен приведенному для нижней части разреза. Верхняя часть свиты сложена глинистыми и органогенно-детритовыми известняками с редкими маломощными прослоями брекчированных конгломератовидных известняков. Характерны брахиоподы (*Delejina ex gr. hybrida* (Sow.), *Stegerhynchia extendilatus* Lop.) и кораллы (*Multisolenia tortuosa* Fritz). Мощность танименской свиты - 115-170 м.

Танименская свита по комплексу орга-

нических остатков и литологическому составу коррелируется с агидийской свитой Мойеронского района и может быть отнесена к агидийскому горизонту лландоверийского яруса [120, 131].

Омнутахская свита (Sjom). В Норильском стратиграфическом районе возрастным аналогом танименской является омнутахская свита. Наиболее полные разрезы вскрыты в обнажениях на р. Омнутах и скважиной СП-21.

Омнутахская свита в отличие от танименской характеризуется большей глинистостью, распространением планктонной фауны по всему разрезу. Нижняя граница здесь проводится по смене серых комковатых известняков пачкой пестроцветных изветковых аргиллитов и мергелей, а в отдельных разрезах и аутигенных брекчий. Выше свита представлена ритмичным чередованием серых и зеленовато-серых комковатых детритовых известняков, известняков, известковистых аргиллитов. Верхняя часть свиты сложена комковатыми известняками, ритмично переслаиваемыми с известковыми мергелями, реже аргиллитами. Мощность омнутахской свиты - 100-170 м.

Фаунистический комплекс - табуляты (*Favosites gothlandicus* Lam.), брахиоподы (*Lenatoechia elegans* (Nikif.), *L. ramosa* (Nikif.), *Stegerhynchus pseudonuculus* Nikif. et T.Modz., *Anabaria rara* (Nikif.) и др.), граптолиты (*Monograptus distans* (Portl.), *Streptograptus nodifer* (Tornquist.)). Комплекс брахиопод и граптолитов характерен для агидийского горизонта верхнего лландовери [130, 131].

Муктэнская свита (Sjmk) вскрывается в береговых обнажениях р. Кулюмбэ и скважинами в бассейне р. Хантайка. Граница между муктэнской и танименской свитами, как правило, не обнажена или же в контактовой зоне, как наиболее ослабленной, находятся траппы. Не исключен незначительный перерыв в осадконакоплении, фиксируемый либо комковатыми узловатыми известняками с прослоями внутрiformационных конгломератов в верхней части танименской свиты, либо песчанистыми известняками низов муктэнской.

Свита довольно разнообразна по составу. Разрез ее начинается алевро-песчаными известняками, сменяющимися вверх по разрезу известняками, известняками глинистыми с прослоями черных известковистых аргиллитов. Верхняя часть сложена исключительно известняками серыми и светло-серыми массивными толстоплитчатыми волнисто-слоистыми, среди которых преобладают органические и детритовые. Мощность муктэнской свиты не превышает 140 м.

Фаунистические остатки малочисленны, особенно по сравнению с одновозрастными свитами смежных районов. В небольших

по мощности строматопорово-коралловых постройках полным доминантом является *Favosites gothlandicus moyeroensis*. Кроме того, присутствуют *Miltisolenia tortuosa* Fritz., *Subalveolites subulosus* Sok. et Tes. Встречены единичные или редкие брахиоподы *Fardenia propra*. В скв.С-5 (бассейн р. Моген) Г.А.Тартышной определены конодонты *Ozarcodina typica* Br. et Mehl., *Ligonodina* sp., *Trichonodella* sp. По литологическому составу, строению и органическим остаткам муктэнская свита коррелируется с хакомской свитой р. Мойеро [129] и может быть отнесена к хакомскому горизонту венлокского яруса.

Хюктинская свита (Sjhk). В Норильском стратиграфическом районе возрастным аналогом муктэнской является хюктинская свита. Она обнажена в бассейнах рр. Аякли, Таликит, Имангда, Омнутах, в бассейнах рр. Норилка, Фокина, Убойная - вскрыта скважинами. Нижняя граница свиты - согласная.

В нижней части представлена серыми биогермными (водорослево-строматопоровыми и кораллово-строматопоровыми) известняками, с желваками и конкрециями черных кремней, с прослоями доломитов и доломитовых мергелей. Известняки, как правило, доломитизированы. Выше по разрезу биогермные известняки сменяются серыми комковатыми и желваковистыми известняками с гастроподами и пелециподами с прослоями тонкослоистых известняков и мергелей. В кровле свиты встречены небольшой кораллово-строматолитовый биостром и криноидные известняки, по которым проводится ее верхняя граница. Мощность хюктинской свиты - 60-193 м.

Брахиоподы *Fardenia propra* (Lop.), встреченные в нижней части свиты, и *Hyattidina? acutisummitatus* Nikif. et T.Modz. - в средней части, свидетельствуют о принадлежности свиты к хакомскому горизонту венлокского яруса [131].

Верхний отдел (S₂)

В Игарском стратиграфическом районе в составе верхнего отдела выделены конгдинская и панкагирская свиты, в Норильском - макусская и постническая.

Конгдинская свита (S₂kn) обнажена в бассейне р. Кулюмбэ и вскрыта скважинами в верхнем течении р. Хантайка. Нижняя граница - согласная.

В целом карбонатная свита характеризуется преобладанием пелитоморфных известняков, а также постоянным присутствием терригенной примеси, появлением единичных прослоев доломитовых мергелей, доломитов и гипсов со следами биотурбаций, трещин усыхания, ходов илоедов, небольших внутрiformационных размывов. В разрезе присутствуют прослои ракушняковых (криноидных и

водорослевых биогермных) и брекчированных известняков. Характерны тонкие слоистость и плитчатость, повсеместная битуминозность пород и появление в верхах разреза желваковых включений фосфоритов. Фаунистический комплекс скуден, представлен единичными видами табулят, брахиопод и остракод.

Низы разреза свиты сложены глинистыми пелитоморфными известняками (в бассейне р. Моген - песчаными комковатыми известняками) с обилием прослоев брекчированных и биостромных разностей, ритмично переслаивающимися с известковистыми аргиллитами и мергелями. Здесь определены транзитные формы табулят (*Favosites gothlandicus* Jam.), остракоды (*Schrenckia* cf. *multa* Abusch., *Costaegerina* sp.), брахиоподы (*Howellella* sp., *Howellella elevataeformis* Lop., *Hyattidina* (?) *acutisummitatus* Nikif. et T.Modz).

Верхняя часть разреза представлена серыми и зеленовато-серыми тонкоплитчатыми массивными, иногда брекчированными известняками с водорослевыми и глинистыми разностями. Здесь встречены ветвистые табуляторы *Parastriatopora kureikiana*. В известняках в бассейне р. Моген (скважина С-5) Г.А.Тартышной определены конодонты *Ozarkodina* sp., *Trichonodella* sp. Мощность свиты не превышает 140 м.

По органическим остаткам и литологическому составу конгдинская свита коррелируется с тукальской Курейского района и соответственно относится к тукальскому горизонту лудловского яруса [129, 131].

Макуская свита (S_2mk). В Норильском стратиграфическом районе возрастным аналогом конгдинской является макуская свита. Она обнажена в бассейнах рр. Аякли, Таликит, Имангда, Омнутах, в бассейнах рр. Норилка, Фокина, Убойная - вскрыта скважинами. Нижняя ее граница - согласная, проводится по появлению характерных тонколинзовидно-слоистых полосчатых известняков. Макуская свита (отличается от конгдинской несколько большей глинистостью, доломитостью, сульфатоносностью, ограниченным распространением строматолитовых и водорослевых образований).

В составе свиты выделяются две пачки. Нижняя (85 м) представлена ритмичным чередованием серых и зеленовато-серых тонкослоистых полосчатых глинистых пелитоморфных известняков и серых, реже черных массивных или слабокомковатых известняков, содержащих криноидный детрит. Отмечаются прослои строматолитовых известняков, карбонатных брекчий и известковых доломитов. В этой пачке определены *Hyattidina parva* (Nikif.), *Strophodonta omnutakhensis* Lop., *Lepeditia lumata* Ab.

В верхней пачке (до 75 м) по степени сульфатоносности выделяются два типа разреза. Первый тип представлен серыми и голубовато-серыми массивными доломитами, чередующимися с черными, темно-серыми тонкослоистыми глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями с прослоями известняков. Второй тип характеризуется ритмичным переслаиванием аналогичных доломитов, доломитовых мергелей и ангидритов. Доломитистость и сульфатоносность разреза, как и его мощность, возрастают в западном и восточном направлениях от зоны Норильско-Хараелахского разлома, фиксируя конседиментационные прогибы. В верхней пачке определены *Schrenckia multa* Ab., *Healdianella inornata* Ab., *Hyattidina? acutisummitatus* Nikif. et T.Modz.

Несколько отличен разрез макуской свиты в бассейне р. Имангда, где он вскрыт скважинами ИС-1, 19, 32, ИМ-14 и представлен почти исключительно глинистыми известняками с прослоями органических. К верхам приурочены прослои доломитов и редкие желваки ангидритов. Мощность свиты - 70-160 м.

По составу органических остатков и литологическому сходству с тукальской свитой Курейского района макуская свита отнесена к тукальскому горизонту лудловского яруса [13].

Панкагирская свита. Нижняя подсвита (S_2rp1). Панкагирская свита входит в состав двух ярусов - пржидольского (верхний силур) и жединского (нижний девон). К пржидольскому ярусу - холюканскому горизонту - условно отнесена нижняя подсвита.

Нижнепанкагирская подсвита в бассейне р. Кулюмбэ обнажена в виде отдельных пачек среди интрузий долеритов или задернованных участков и вскрыта скважинами, в бассейне р. Хантайка - вскрыта скважинами. Нижняя граница свиты - согласная.

В составе нижнепанкагирской подсвиты - глинистые доломиты светло-серые слоистые тонко- и среднеплитчатые, чередующиеся с массивными доломитами кремовыми сахаровидными кавернозными, прослои известняков, ангидритов и доломитовых брекчий, образовавшихся в результате выветривания сульфатных пород. В бассейне р. Моген скважиной С-4 вскрыт существенно сульфатный разрез, где мощность пластов ангидритов и доломит-ангидритов достигает 20 м. Органические остатки отсутствуют.

Мощность нижней подсвиты не превышает 150 м. Она соответствует, по-видимому, холюканской свите Майеронского района и условно относится к холюканскому горизонту пржидольского яруса [129, 131].

Постническая свита (S_2ps). В Норильском стратиграфическом районе возрастным

аналогом нижнепанкагирской подсвиты является постническая свита. В силу значительной относительно нижнепанкагирской подсвиты сульфатоносности и широкого распространения малоустойчивых к выветриванию доломитовых мергелей породы свиты в естественных выходах достаточно полно не вскрываются. В скв. СП-21 нижняя граница свиты проводится по первому появлению пластовых ангидритов.

В постнической свите по степени сульфатоносности выделяется два типа разреза. Первый тип (глинисто-известняково-доломитовый) представлен зеленовато-серыми тонкогоризонтальнослоистыми доломитовыми мергелями, доломитами песчанистыми, глинистыми, черными аргиллитами, карбонатными брекчиями с единичными прослоями известняков обломочных или строматолитовых и ангидритов. Второй (доломитово-сульфатный) тип разреза характеризуется переслаиванием доломитов глинистых, иногда брекчиевидных с включениями ангидрита с мергелями доломитовыми. Присутствуют пласты голубовато-серых ангидритов массивных либо брекчиевидных. Максимальные мощности прослоев ангидритов и ангидрит-доломитов достигают 20 м. Первый тип разреза развит (по данным бурения) в пределах палеоподнятий, в целом совпадающих в плане с Хантайско-Рыбнинским и Дудинским валами. В прогибах между указанными поднятиями накапливались осадки второго типа.

Для пород свиты характерны пестрые (зеленые, лилово-серые, желто- и палево-серые) тона окраски, многочисленные стяжения и кристаллы гипса, глиптоморфозы каменной соли, следы перемылов и трещины усыхания.

На палеоподнятиях мощность свиты не превышает 70-80 м, в зонах прогибов достигает 100-130 м.

Постническая свита соответствует нижней подсвите панкагирской свиты и условно относится к холюканскому горизонту пржидольского яруса [131].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонской системы обнажаются в бортах Хантайско-Рыбнинского и Дудинского валообразных поднятий и изучены по керну многочисленных скважин. Они представлены красноцветными сульфатно-карбонатно-терригенными и сероцветными сульфатно-карбонатными, в ряде случаев соленосными образованиями. Граница между силурийской и девонской системами в разрезах северо-запада Сибирской платформы [131] принята на уровне основания верхней подсвиты панкагирской свиты (Игарский стратиграфический район) и ямпахтинской свиты (Но-

рильский стратиграфический район), объединивших части разрезов, традиционно относившиеся ранее всеми исследователями к позднему силуру [34]. Отчленение данных отложений от позднесилурийской толщи весьма затруднительно ввиду практически полного отсутствия органических остатков в большинстве разрезов.

Основная информация о составе и строении разрезов девонских отложений получена в процессе проведения буровых работ ПГО "Красноярскгеология" (Г.Д.Малов, Л.Л.Ваулин, Б.М.Струнин и др.). Изучением этих отложений занимались А.Г.Матухин, Н.С.Малич, Г.Д.Маслов, В.В.Меннер, О.В.Вааг, А.В.Ван и другие исследователи.

Существенные отличия в составе, фациях, мощностях девонских отложений, представленных всеми тремя отделами, позволили для большинства свит выделить два типа разреза: первый - терригенно-карбонатный и второй - сульфатно-терригенно-карбонатный. Учитывая новые данные, в бассейнах рр. Имангда и Нералах можно выделить сульфатно-карбонатно-соленосный тип разреза. Первый тип разреза, характеризующийся минимальными мощностями отложений (600-800 м), развит в районе рр. Каларгон, Талнах, Имангда, Микчанда, Кулюмбэ; второй тип с максимальными мощностями (1500-2300 м) установлен в районе озер Пясино, Арылах, Глубокое, Лама, рр. Икэн, Тальми, Кета-Ирбо, Фокина. Выделяется также переходный тип разреза или зоны фациальных переходов, совпадающие с конседиментационными флексурами, ограничивающими палеоподнятия.

Нижний отдел (D_1)

В составе нижнего отдела выделены ямпахтинская, хребтовская, зубовская, курейская и разведочнинская свиты. Возрастным аналогом ямпахтинской и хребтовской свит в Игарском стратиграфическом районе является верхняя подсвита панкагирской свиты.

Ямпахтинская свита (D_{1jm}) в Норильском стратиграфическом районе выделена группой исследователей (Ю.М.Тесаков, Н.Н.Предтеченский и др.) в 1979 г. у оз. Ямпахта [129, 131]. Нижняя граница - согласная, отчетливая.

В бассейнах рр. Фокина, Икэн и оз. Пясино выделены два типа разреза ямпахтинской свиты. Первый тип (терригенно-карбонатный) представлен доломитами песчанистыми серыми, мергелями, карбонатными брекчиями. Отмечаются линзы и прослои известняков. Второй (сульфатно-терригенно-карбонатный) представлен доломитами серыми массивными с прослоями и линзами брекчиевидных голубовато-серых ангидритов и гипсов. Отмечаются пластовые строматолиты. Мощность свиты - от 20 до 120 м.

По составу и стратиграфическому положению отложения ямпахтинской свиты весьма сходны с разрезом верхней панкагирской подсвиты на р. Кулюмбэ, где В.И. Драгуновым были найдены остатки *Tiverina vermiculata* Sok. et Tes., что послужило некоторым основанием для отнесения этих отложений к раннему девону [131].

Хребтовская свита (D_{1hr}) в Норильском стратиграфическом районе выделена группой исследователей (Ю.И. Тесаков, Н.Н. Предтеченский и др.) в 1979 г. на руч. Хребтовом (приток р. Валак) [129, 131]. Нижняя граница свиты устанавливается по смене плотных доломитовых рыхлыми доломитовыми мергелями.

В бассейнах рр. Фокина, Икэн и оз. Пясино, в строении хребтовской свиты выделены два типа разреза. первый тип (терригенно-карбонатный) представлен зеленовато-серыми тонкослоистыми мергелями с прослоями массивных красновато-бурых, доломитами серыми до черных, аргиллитами. В разрезах второго типа (сульфатно-терригенно-карбонатного) развиты серые мергели доломитовые, доломиты, реже аргиллиты, ангидриты и гипсы в виде маломощных прослоев. Ангидриты иногда замещаются целестином. Доломиты в ряде случаев содержат постройки строматолитов, а аргиллиты - редкие остатки остракод и бесчелюстных *Steinaspis miroshnikovi* Obr., *Syathaspis miroshnikovi* Obr. Строматолитовые доломиты фациально замещаются оолитовыми, образующими прослой (до 0,2-0,3 м) или линзы. Мощность хребтовской свиты - от 30 до 90 м.

Сопоставление хребтовской свиты с верхней подсвитой панкагирской свиты и отнесение ее к раннему девону достаточно условное.

Панкагирская свита. Верхняя подсвита (D_{1pn2}). Панкагирская свита в полном объеме выделена группой исследователей (Ю.М. Тесаков, Н.Н. Предтеченский и др.) в 1979 г. на р. Кулюмбэ [129, 131]. Верхнепанкагирская подсвита фрагментарно обнажена и вскрыта скважинами в бассейне р. Кулюмбэ и в нижнем течении р. Хантайка. Нижняя граница подсвиты - согласная.

В нижней части верхнепанкагирская подсвита представлена известняками серыми и светло-серыми доломитистыми горизонтально- и косослоистыми. В породах часты трещины усыхания, следы размывов, стиллолитовые швы. В верхней части подсвиты сложена доломитами и мергелями серыми и светло-серыми глинистыми и известковистыми тонкослоистыми с прослоями известняков темно-серых глинистых, реже мергелей, ангидритов и гипсов. Мощность верхней панкагирской подсвиты - 100-120 м.

В нижней части подсвиты определены табуляты *Tiverina vermiculata*. Верхняя часть

содержит скорее всего девонский комплекс табулят: *Favosites kozlowskii*, *Riphalolites? prostratus*, *Parastriatopora aff. fallacis*, *Thamnopora sp.*, *Caliapora? sp.* Верхнепанкагирская подсвита условно сопоставляется с верхами мукдэкэнской свиты Мойеронского района и соответственно относится к раннему девону [131].

Зубовская свита (D_{1zb}) обнажена по рр. Хунюляк, Убойная, а также вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Ергалах, оз. Пясино, рр. Икэн, Микчанда, Нералах, Кета-Ирбо. Зубовская свита выделена Н.Н. Урванцевым в 1939 г. в окрестностях г. Норильска. Она согласно залегает на отложениях хребтовской свиты, а в Игарском стратиграфическом районе - верхней подсвиты панкагирской свиты. Не исключено, что в ряде случаев имеет место несогласный контакт зубовской свиты с нижезалегающими отложениями. В основании разреза отмечаются прослой брекчий и гравелитов с доломит-целестиновым цементом (до 13,1% Sr).

В бассейнах рр. Фокина, Ергалах, оз. Пясино в отложениях зубовской свиты выделены два типа разрезов. Первый тип - терригенно-карбонатный (60-80 м), представлен мергелями доломитовыми, доломитами, доломитами глинистыми, карбонатными брекчиями, аргиллитами доломитовыми.

Второй тип - сульфатно-терригенно-карбонатный (120-183 м), в нижней части (100 м) представлен пестроцветными мергелями, аргиллитами, доломитами, гипсами и ангидритами. В середине нижней части прослеживается маркирующий горизонт - "горозубовский ангидрит" - пласт (10-20 м) сульфатов, содержащих тонкие прослой или примесь доломитового и глинистого материала, который иногда перекрывается прослоем (0,2-0,3 м) строматолитовых доломитов. В среднем течении р. Нижний Ергалах скважиной ПЕ-6 на этом уровне вскрыт пласт каменной соли мощностью до 10 м. В верхней части (90 м) второй тип представлен серыми, зеленовато-серыми иногда красновато-бурыми доломитистыми мергелями, аргиллитами, доломитами с прослоями и единичными пластами (1-7 м) серых ангидритов. В верхней половине разреза переслаивание пород имеет ленточный характер. Аргиллиты из этой части разреза содержат остатки остракод и эвриптерид.

В бассейнах рр. Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо зубовская свита сложена пестроцветными и сероцветными мергелями и аргиллитами, доломитами с прослоями ангидритов, каменных солей. В нижней части наблюдаются песчанистые мергели, линзы алевролитов, песчаников красно-бурых целестиносодержащих. На правом берегу р. Нералах скважиной ГОС-4 на уровне "горозубовского ангидрита"

вскрыты два пласта каменной соли мощностью 4,3 и 5,8 м.

Мощность зубовской свиты колеблется от 60 до 185 м, достигая максимума на юге площади в бассейне рр. Серебряная и Фокина.

Из палеонтологических остатков в отложениях зубовской свиты найдены остатки панцирных рыб (*Cyathaspis miroshni - kovi* Obr, *Cephalaspidae*), отпечатки ракоскорпионов (*Stylonurus menneri* Nov.) и брахиопиды (*Lingula cf. linguiscula* Ticks., *L.konicki* Schn.), которые позволяют датировать ее возраст как жединский век [12, 78, 95].

Курейская свита (D1kr), согласно перекрывающая отложения зубовской, впервые выделена В.В.Меннером в 1958 г. в среднем течении р. Курейки.

В стратотипическом разрезе в районе г.Норильска в строении курейской свиты выделены две пачки. Нижняя сероцветная пачка (20-30 м) сложена серыми известковистыми и доломитистыми аргиллитами, иногда алевроитистыми с редкими прослоями доломитов и темно-серых известняков с многочисленными фаунистическими остатками. В низах толщи встречаются линзы серых ангидритов и гипсов.

Верхняя пестроцветная пачка (50-50 м) сложена аргиллитами известковистыми и доломитистыми зеленовато-серыми, фиолетовыми, красно-коричневыми, красно-бурыми. В нижней части разреза - тонкие прослои глинистых известняков, содержащих основную массу палеонтологических остатков. В кровле пачки появляются серые и темно-серые аргиллиты тонкослоистые до листовых и прослои обломочно-детритусовых фосфоритов.

В бассейне р. Фокина нижняя пачка курейской свиты (30 м) сложена в основном серыми реже зеленовато-серыми доломитовыми мергелями с прослоями доломитов; пестроцветная толща (44-52 м) - аргиллитами, в верхней части с заметной примесью песчаного материала.

В бассейнах рр. Микчанда, Нералах, Имангда, свита представлена красно-бурыми и серыми аргиллитами доломитистыми и известковистыми, мергелями пестроцветными с прослоями доломитов и известняков. Мощность свиты колеблется от 30 до 100 м, уменьшаясь на палеоподнятиях.

В породах курейской свиты собраны многочисленные остатки бесчелюстных (гетеростраки), рыб (артродир, кистеперых, акантод), ракоскорпионов, остракод. Этот комплекс палеонтологических остатков позволяет отнести курейскую свиту к зигенскому ярусу [12, 78, 95].

Разведочнинская свита (D1rz) развита в бассейнах р. Фокина, о. Пясино, рр. Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо; на юге фрагменты разведочнинской свиты вскрываются

по рр. Фокина, Моген, Кулюмбэ и др. Свита впервые выделена Н.Н.Урванцевым в 1956 г. в районе г. Норильска. Нижняя граница - согласная.

В разрезах разведочнинской свиты выделены четыре пачки. Нижняя (7-18 м), известная под названием "нижняя фосфоритоносная" или "тентакулитовая", сложена серыми, зеленовато-серыми, иногда шоколадно-коричневыми аргиллитами с мелкими (0,5-2 см в диаметре) фосфоритовыми желваками и стяжениями глинистого сидерита, тонкими прослоями и линзами костных брекчий, содержащих обломки и желваки фосфоритов. Вторая пачка (40-70 м) представлена шоколадно-коричневыми листоватыми аргиллитами, преобладающими в нижней части, с прослоями серых аргиллитов и фосфатно-детритусовых пород, количество которых резко увеличивается к верхам, в результате чего пачка становится сероцветной. Третья пачка (70 м) сложена серыми, коричневыми и черными аргиллитами, часто карбонатизированными, с прослоями анкеритизированных известняков. К этой части разведочнинской свиты приурочены основные палеонтологические находки. Четвертая (верхняя) пачка (6-12 м) - пестроцветная фосфоритоносная. Сложена аргиллитами с алевроитовой примесью, количество которой увеличивается вверх по разрезу до появления линз алевролитов и тонкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников, содержащих глауконит, желваки фосфатов, костно-раковинный детрит.

В разрезе р. Кулюмбэ встречены прослои алевролитов с большим количеством обломков кислого стекла. Породы сильно окремнены, напоминая по облику силицилиты, и содержат повышенное количество марганца. В целом они аналогичны вулканогенно-осадочным образованиям разведочнинской свиты Игарского района [13].

В бассейне р. Фокина и оз. Пясино мощность разведочнинской свиты - 110-235 м, в бассейнах рр. Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо - 0-130 м. Выпадение из разреза пород свиты обусловлено предмангуровским размывом.

Разведочнинский горизонт является одним из наиболее важных межрегиональных реперов при сопоставлении разрезов девона Сибирской платформы. Совместное нахождение в отдельных разрезах остатков морских беспозвоночных, рыб и растений представляют особую ценность для биостратиграфии, так как дает возможность проводить сопоставление разнофациальных толщ. Подчеркивая это обстоятельство М.А.Ржоненицкая, В.Н.Дубатов и др. существенно уточнили возраст разведочнинского горизонта, обосновывая (по результатам изучения брахиопод, табулят и рыб) необходимость отнесения его к эмскому ярусу раннего девона.

В составе среднего отдела выделены мантуровская и юктинская свиты.

Мантуровская свита (D_{2mt}) в Норильском стратиграфическом районе распространена на значительно большей площади, чем нижезалегающая разведочнинская. Отложения свиты вскрыты скважинами в бассейнах р. Фокина, озер Пясино и Арылах, рр. Икэн, Тальми, Хараелах, Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо и др. Свита впервые выделена Г.Д.Масловым в 1947 г. в окрестностях г. Норильска. Кратковременный региональный перерыв в основании свиты наиболее отчетливо проявлен в разрезах восточной части площади в бассейнах рр. Микчанда и Имангда.

В стратотипическом разрезе в районе г.Норильска мантуровская свита представлена пятью пачками, выделить которые повсеместно на площади Норильского стратиграфического района не представляется возможным. Свита здесь представлена пестроцветными, реже сероцветными аргиллитами песчанистыми, алевроитистыми (преобладают в низах разреза), аргиллитами доломитистыми, мергелями, глинистыми доломитами. В нижней части - редкие прослои песчаников и глинистых известняков, желваки фосфоритов и линзы костных брекчий; в верхней - линзы, а ближе к кровле пласты (до 7-12 м) гипсов и ангидритов. Здесь же появляются линзовидные залежи каменной соли (до 10-12 м).

В бассейнах р. Фокина, озер Пясино и Арылах, рр. Икэн, Тальми в строении мантуровской свиты выделены две пачки. Нижняя (55-125 м) сложена пестроцветными мергелями доломитовыми, реже известковистыми, глинистыми доломитами, доломитами и глинистыми песчаниками. Последние, как правило, приурочены к нижней части. В отдельных разрезах наблюдаются линзы и прослои ангидритов, каменных солей и доломитовых брекчий.

Верхняя пачка (до 600 м и более) представлена двумя типами разрезов. Консидментационные поднятия в пределах Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов обусловили формирование терригенно-карбонатного типа разреза сокращенной мощности (9-160 м). В нем преобладают доломиты, доломитовые мергели и глинистые доломиты с эпизодическими линзами сульфатов и каменных солей. В разрезах второго (сульфатно-терригенно-карбонатного) типа, развитого значительно шире, чем предыдущий, наряду с глинистыми доломитами и доломитовыми мергелями широко представлены гипсы, ангидриты и каменные соли, слагающие горизонты мощностью до 150-170 м и более (сульфатно-карбонатно-соленосный тип разреза) в бассейнах

рр. Икэн, Тальми и оз. Арылах, где мощность свиты превышает 810 м.

В бассейнах рр. Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо в строении мантуровской свиты, мощность которой уменьшается здесь до 65-275 м, также выделены две пачки. В составе нижней пачки (45-85 м) преобладают пестроцветные аргиллиты и алевролиты доломитовые и известковые, мергели доломитовые с прослоями глинистых доломитов и известняков, реже ангидритов и каменных солей. Верхняя пачка (185-215 м) также представлена двумя типами разрезов. Первый тип сложен сероцветными и пестроцветными карбонатными брекчиями, доломитовыми мергелями и аргиллитами с прослоями доломитов, известняков, гипсов, ангидритов. В разрезах второго типа широко развиты ангидриты, гипсы, каменные соли. В прослоях - доломитовые мергели и аргиллиты. На отдельных участках в составе резко преобладают каменные соли (соленосный тип разреза).

Мощность мантуровской свиты - от 65 до 810 м и более.

Собранные в породах мантуровской свиты остатки рыб, брахиопод, остракод, фораминифер позволяют отнести вмещающие породы к эйфельскому и низам живетского яруса [95].

Юктинская свита (D_{2jk}) обнажена по рр. Имангда, Макус, Самоедская Речка, а также вскрыта скважинами в бассейнах р. Фокина, озер Пясино и Арылах, рр. Икэн, Тальми, Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо. Свита впервые выделена Н.Э.Шульц в 1956 г. в бассейне р. Бахта. Нижняя граница свиты - согласная.

В бассейнах рр. Фокина, Убойная, озер Пясино и Арылах, рр. Икэн, Тальми в строении юктинской свиты выделены два типа разрезов. Первый (карбонатный) распространен в районе г. Норильска, на отдельных участках в бассейне рр. Фокина, Убойная, оз. Арылах, отличается сокращенными мощностями (10-60 м) и очень слабой сульфатностью, представлен преимущественно доломитами кавернозными и кремнистыми, в меньшей степени известняками и карбонатными брекчиями. В бассейне р. Болгохтох скважина С-10 вскрыла разрез (22 м), представленный зелено-серыми мергелями, выше слабодоломитизированными серыми известняками с обильными фаунистическими остатками. Второй (сульфатно-карбонатный) тип разреза развит значительно шире по площади, чем предыдущий и распространен на восточном, западном и юго-западном побережьях озер Пясино и Арылах, в бассейнах рр. Фокина, Убойная. Он представлен доломитами, ангидритами, мергелями и известняками.

В бассейнах рр. Микчанда, Нералах, Имангда разрез юктинской свиты начинается

пачкой (1-46 м) карбонатных брекчий, среди обломков которых присутствуют глинистые известняки и доломиты. Среднюю пачку (8-16 м) составляют серые и темно-серые доломитовые известняки с прослоями темных тонкослоистых глинистых разностей, верхнюю (5-8 м) - серые, иногда сахаровидные доломитовые известняки и доломиты. Разрезы юктинской свиты здесь характеризуются более известковым составом карбонатов и наличием залежей каменных солей.

Мощность юктинской свиты изменяется от 10 до 190 м, достигая максимума в бассейнах рр. Икэн и Тальми.

В породах юктинской свиты собраны многочисленные остатки гастропод, пелеципод, трилобитов, наутилоидей, табулят, криноидей, которые позволяют определить ее возраст как позднеживетский век среднего девона [95].

Верхний отдел (D₃)

В составе верхнего отдела выделены нахохозская, каларгонская и фокинская свиты.

Нахохозская свита (D₃нк) встречена во всех разрезах девонских отложений района. Свита впервые выделена Г.Д.Масловым в 1961 г. на руч. Нахохоз. Нижняя граница свиты - согласная.

В бассейнах р. Фокина, озер Пясино и Арылах, рр. Икэн, Тальми, Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо и др. в строении нахохозской свиты выделяются два типа разрезов. Первый (терригенно-карбонатный), приуроченный к конседиментационным поднятиям, представлен красно-бурыми и пестрыми мергелями доломитовыми, доломитами глинистыми, аргиллитами. В бассейнах рр. Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо отмечаются прослои гипсов и ангидритов. Разрезы этого типа характеризуются сокращенными мощностями (0-60 м).

Второй (сульфатно-терригенно-карбонатный) тип разреза отличается большим содержанием гипсов и ангидритов и возрастанием мощности до 100-190 м. Наибольшей сульфатностью характеризуются разрезы нахохозской свиты в полосе от р. Микчанда на севере до р. Кета-Ирбо на юге. Отдельные пласты сульфатов, часто с каменной солью (вскрыты в скважинах ГОС-16, ИМ-6, 7 и др.) достигают мощности 15-20 м.

В центральной части района отмечается уменьшение мощности свиты, вплоть до ее выклинивания, исчезновение красноцветов и сульфатов, увеличение песчано-алевритовой примеси и появление прослоев известняково-доломитовых брекчий.

В долине р. Куломбэ нахохозская свита представлена красно-бурыми и зеленовато-серыми алевритистыми мергелями с прослоями глинисто-алевритистых известняков и доло-

митов (до 40 м). Мощность нахохозской свиты - от 0 до 190 м.

Комплекс палеонтологических остатков в нахохозской свите беден. Это остатки костей рыб и фораминифер (*Parathurammina tuberculata* Lip., *P. ex gr. dagmarae* Sul.). Фаунистические остатки, а также залегание между надежно палеонтологически охарактеризованными толщами юктинской и каларгонской свит позволяет отнести нахохозскую свиту к нижней части франского яруса [95].

Каларгонская свита (D₃кл) вскрыта скважинами в бассейнах рр. Фокина, Убойная, Дудинка, оз. Пясино, рр. Икэн, Тальми, Микчанда, Имангда, Кета-Ирбо. Свита, выделенная Г.Д.Масловым в 1958 г. в районе Норильска, с размывом залегает на пестроцветных отложениях нахохозской свиты.

Свита представлена двумя типами разреза. Первый - карбонатный, формирование которого обусловлено конседиментационными поднятиями в пределах Дудинского и Хантайско-Рыбинского валовообразных поднятий, и второй - сульфатно-карбонатный, развитый в унаследованных прогибах, с его разнообразностью - сульфатно-карбонатно-соленосным типом (бассейн р. Нералах, скважины НМ-5, 6, 7).

В строении каларгонской свиты выделено три пачки. Первые две из них имеют особенно четкие два типа разреза, причем сульфатно-карбонатные разрезы отличаются большей мощностью и часто большей стратиграфической полнотой по сравнению с карбонатными.

Нижняя пачка в разрезах карбонатного типа сложена серыми доломитами, карбонатными брекчиями с редкими прослоями сульфатов. Содержание карбонатных брекчий уменьшается в верхней части пачки, здесь же появляются прослои темно-серых известняков с фаунистическими остатками. В нижней части прослеживается базальная пачка (до 12 м) ритмично переслаивающихся песчаных мергелей и глинистых доломитов, иногда карбонатных брекчий. На уровнях кратковременных перерывов между ритмами в разрезах сульфатно-карбонатного типа фиксируются пласты ангидрита. В целом для сульфатно-карбонатного типа отложения каларгонской свиты характерно значительное число пластов ангидритов и гипсов (до 20 м). Мощность нижней пачки в полных разрезах карбонатного типа составляет 10-80 м, в сульфатно-карбонатных она увеличивается до 120-150 м.

Средняя пачка обычно начинается прослоями карбонатных брекчий. Она сложена известняками коричневатого-серого, серого цвета в различной степени доломитизированными, глинистыми с прослоями мергелей, глинистых доломитов, карбонатных брекчий. В верхах ее отмечаются оолитовые и водорос-

левые известняки, линзы мелкогалечных конгломератов. Самая верхняя часть пачки (до 6,0 м) сложена карбонатными брекчиями с прослоями и линзами глинистых известняков. Мощность средней пачки в разрезах карбонатного типа - 0-50 м, в сульфатно-карбонатных разрезах - до 90 м.

Верхняя пачка (0-95 м) в бассейнах рр. Фокина, Убойная, Каларгон и др. представлена серыми, темно-серыми часто глинистыми и известковистыми доломитами с прослоями доломитистых черных аргиллитов, иногда с линзами карбонатных брекчий. В бассейнах рр. Болгохтох, Микчанда, Имангда пачка имеет существенно известняковый состав. В разрезах сульфатно-карбонатного типа гипсы и ангидриты присутствуют в доломитах в виде отдельных линз и маломощных прослоев.

Мощность каларгонской свиты - от 10 до 320 м. Минимальная мощность отмечена в скважине С-10 (р. Болгохтох).

По многочисленным сборам остатков фораминифер, гастропод, брахиопод, пелелипод, остракод, водорослей возраст каларгонской свиты определен как франкий-фаменский века позднего девона [95].

Фокинская свита (D3fk) вскрыта скважинами на довольно значительной территории. Единственные ее выходы на дневную поверхность известны на р. Фокина, где она впервые выделена Г.Д.Масловым в 1964 г. Свита согласно перекрывает каларгонские отложения, и только в бассейне р. Имангда в основании ее фиксируется размыв.

Фокинская свита представлена двумя типами разрезов. В составе первого - терригенно-карбонатного (мощность - от 0 до 390 м) преобладают мергели доломитовые, аргиллиты с прослоями известняков, доломитов, карбонатно-глинистых брекчий. Второй тип - сульфатно-терригенно-карбонатный (мощность - до 430 м), представленный ангидритами, доломитами, мергелями доломитовыми, аргиллитами с прослоями солей, приурочен к конседиментационным прогибам, тогда как первый - к их краевым частям. В бассейнах рр. Имангда, Нералах и оз. Пясино скважинами в разрезе фокинской свиты вскрыты мощные солевые залежи.

В строении фокинской свиты выделены две пачки. Нижняя сложена серыми и коричнево-серыми доломитами, зелено-серыми алевролитистыми мергелями, светло-серыми и голубоватыми ангидритами. В сульфатно-терригенно-карбонатном типе разреза ангидриты преобладают, на них приходится примерно половина всего разреза, мощность их отдельных пачек достигает 20 м. В бессульфатных разрезах уровням локализаций ангидритов отвечают мергельно-доломитовые брекчии. Последние наблюдаются по всему разрезу, причем в

нижней части они имеют значительную мощность. На западном берегу оз. Пясино в низах свиты отмечена 30-метровая залежь каменной соли. Общая мощность нижней пачки в разрезах с сульфатами составляет 190-225 м. Характерно, что соленосные разрезы имеют мощности того же порядка.

Верхняя пачка (250 м) характеризуется уменьшением сульфатности вверх по разрезу. Она сложена тонкослоистыми зеленовато-серыми и красновато-бурыми мергелями, глинистыми доломитами. Количество гипсов и ангидритов, еще значительное в нижней трети пачки, в середине резко сокращается, а в верхней части гипсы и ангидриты почти отсутствуют.

Мощность фокинской свиты - от 0 до 430 м.

На границе верхней и нижней пачек отмечается пласт (до 7 м) известняков с многочисленными остатками брахиопод, сфериферид, остракод, фораминифер, желваков синезеленых водорослей. По этому комплексу органических остатков возраст свиты определяется как фаменский век позднего девона [95].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В составе каменноугольных отложений Норильского рудного района выделены морские отложения нижнего отдела и лагунно-континентальные отложения среднего-верхнего отделов.

Нижний отдел (C₁)

Отложения нижнего отдела сохранились лишь в унаследованных прогибах в западной, северной и восточной частях района, где выходят на дневную поверхность и вскрыты скважинами. Отложения с размывом и стратиграфическим перерывом залегают на осадках позднего девона.

Изучением раннекаменноугольных отложений занимались С.В.Обручев, Н.Н.Лапина, О.В.Вааг, Р.Г.Матухин, Г.Д.Маслов, В.В.Меннер и др.

В составе нижнего отдела выделены верхнетурнейский подъярус (ханельбиринская свита) и визейский ярус (серебрянская и тундринская свиты) [10, 95, 105]. Сведений о наличии палеонтологически охарактеризованных раннетурнейских отложений в Норильском рудном районе не имеется.

Ханельбиринская свита (C_{1hb}). Отложения свиты изучены в бассейнах рр. Фокина, Серебряная, Дудинка, оз. Пясино, рр. Икэн, Тальми, Имангда, Кета-Ирбо. Стратотип свиты выделен Н.Н.Лапиной в 1967 г. в бассейне р. Ханель-Бира (приток р. Фокина). Породы свиты с размывом залегают на осадках каларгонской и фокинской свит позднего девона.

В бассейнах рр. Фокина и Серебряная

ханельбиринская свита представлена серыми известняками, часто доломитистыми с примесью глинистого материала, неравномерно ритмично-переслаивающимися с органогенно-детритовыми, псевдооолитовыми, в верхней части водорослевыми известняками. Известняки разнокристаллические до пелитоморфных с тонкой горизонтальной и полого-волнистой слоистостью и стилолитовыми швами. В породах содержатся линзы кремней и известково-кремнистые стяжения. Нижняя часть (4,0-4,5 м) сложена светло-серой и белой известняковой брекчией (мощность - 24-32 м).

Отложения ханельбиринской свиты повсеместно сохраняют общность строения, состава и структурно-текстурных признаков, а также содержат идентичные комплексы ископаемых организмов. Мощность свиты составляет 30-55 м и лишь на северо-востоке (в бассейне рр. Икэн и Тальми) возрастает до 80 м.

Комплекс палеонтологических остатков в отложениях ханельбиринской свиты многочисленный и разнообразный: фораминиферы, кораллы, брахиоподы, гастроподы, пелециподы, криноидеи, морские ежи, мишанки и др. Брахиоподы (*Rhipidomella altaica* Tolm., *Tonioproductus elegantulus* Tolm., *Camarotoechia biplex* Tolm., *Fusella ussiensis*, *F. tainonensis* Tolm. и др.) и фораминиферы (*Septabrunsiina minuta* Lip., *Cheryshinella glomiformis* Lip., *Neoarchaespheara aff. radiata* M. - Maklay и др.) указывают на верхнетурнейский подъярус. По составу фауны ханельбиринская свита отвечает ханельбиринскому горизонту, который сопоставляется с тайдонским горизонтом Кузбасса [10, 105, 117].

Серебрянская свита (C_{1sr}), распространенная в бассейнах рр. Фокина, Серебряная, оз. Пясино, рр. Икэн и Тальми, впервые выделена О.В.Ваагом в 1978 г. в бассейне р. Фокина. Нижняя ее граница - согласная.

В бассейне р. Фокина в основании свиты залегают тонкослоистые, местами брекчированные глинистые известняки. Средняя часть разреза сложена разнокристаллическими оолитовыми и водорослевыми известняками с большим или меньшим количеством прослоев детритовых известняков с раковинами брахиопод (*Punctospirifer enisseii* Lap., *Camarotoechia biplex* Tolm.) и фораминифер. Степень окремнения пород и количество известково-кремневых конкреций и стяжений - различные. Верхняя часть свиты сложена глинистыми доломитистыми известняками, иногда содержащими мелкораковинный детрит и мелкие кремниевые стяжения. Мощность свиты здесь не превышает 17 м.

В бассейнах оз. Пясино, рр. Икэн и Тальми серебрянская свита представлена разнокристаллическими массивными известняками, тонкослоистыми глинистыми и оолитово-

глинистыми известняками, известковистыми доломитами с подчиненными прослоями оолитовых и водорослевых известняков и мелкими (3-10 см) линзовидными прослоями органогенно-детритовых известняков. Известняки слабо окремнены. В бассейнах рр. Икэн и Тальми отмечаются брекчированные известняки и линзы мелкообломочной известняковой брекчии. Отложения серебрянской свиты здесь палеонтологически не охарактеризованы. Мощность свиты достигает 35-40 м.

По комплексу брахиопод и фораминифер серебрянская свита относится к серебрянскому горизонту и имеет ранневизейский возраст [105, 117].

Тундринская свита (C_{1tn}) вскрыта скважинами в бассейнах р. Фокина, оз. Пясино, рр. Икэн, Тальми. Свита впервые выделена Г.Д.Масловым в 1953 г. в бассейне р. Фокина (руч. Тундровый). Нижняя ее граница - согласная.

В составе свиты выделяются две пачки: нижняя - преимущественно доломитово-мергелистая, местами сульфатоносная слабопестроцветная и верхняя - серая известковая. В отличие от выдержанных по площади подстилающих пород ханельбиринской и серебрянской свит отложения тундринской свиты, особенно ее нижней части, характеризуются резкой латеральной изменчивостью состава, строения и мощности.

В бассейне р. Фокина тундринская свита в нижней части представлена серыми, часто линзовидно-переслаивающимися глинистыми и алевроитистыми доломитами, мергелями, часто доломитовыми, вверху брекчированными, с подчиненными прослоями и линзами разнокристаллических и пелитоморфных, изредка псевдооолитовых известняков, известняково-доломитовых брекчий, аргиллитов, алевролитов, песчаников. В породах встречаются стяжения кремней, кристаллы и конкреции целестина, линзы (0,5-1,0 см) флюорита. Характерно, что с увеличением мощности в составе отложений появляются сульфаты в виде желваков, прожилков, пластов и прослоев.

В верхней части свита сложена неравномерно переслаивающимися волнисто-слоистыми разнокристаллическими и пелитоморфными известняками и глинистыми известняками, местами брекчированными с примесью песчано-алевритового материала кварцево-кремниевых состава и прослойками темных аргиллитов. Линзы и стяжения кремней особенно многочисленны в средней части разреза свиты.

В бассейнах оз. Пясино, рр. Икэн и Тальми в нижней части свиты по составу пород выделяются два типа разреза - карбонатный и сульфатно-карбонатный. Разрезы, сложенные карбонатными осадками, имеют устойчи-

бую мощность (43-44 м) и представлены неравномерно переслаивающимися мелкокристаллическими и пелитоморфными глинистыми доломитами, известково-глинистыми доломитами, мергелями с прослоями и пачками (до 20 м) доломитовой и известково-доломитовой брекчии. Отложения сульфатно-карбонатного типа имеют значительно большую мощность (70-114 м). По составу это кристаллические и пелитоморфные доломиты, известняки, мергели с прослоями и пачками (до 25-30 м) карбонатной и сульфатно-карбонатной брекчии, гипсов и ангидритов. Верхняя часть свиты характеризуется известковым составом отложений.

Отложения тундринской свиты не содержат ископаемых остатков. Ее возраст (визейский век) условно устанавливается по положению в разрезе и сходству вещественного состава пород с палеонтологически охарактеризованными отложениями Кютюгдинского грабена в бассейне нижнего течения р. Оленек [20, 105].

Средний-верхний отделы (C₂₋₃)

Отложения среднего и верхнего отделов составляют нижнюю часть верхнепалеозойской лимно-паралической угленосной формации [20], которая представлена комплексом континентальных и бассейновых угленосных осадков, сформировавшихся на протяжении средне-позднекаменноугольной и пермской эпох. Они с размывом, а в ряде районов с угловым несогласием залегают на разновозрастных горизонтах нижнего и среднего палеозоя - от нижнего карбона в центральных частях Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов до нижнего ордовика на склонах Хантайско-Рыбнинского вала. Угленосные отложения изучены в основном по керну скважин. На поверхность они выходят в виде узких полос в долинах рек и вдоль склонов плато.

Анализу распределения фаций, седиментационных ритмов, мощности верхнепалеозойской угленосной толщи и ее угленосности посвящены работы Ю.Г.Гора, Г.П.Радченко, Н.Г.Шведова, В.А.Хахлова, Е.Е.Рассказовой, Г.И.Харченко, А.Б.Гуревич, В.И.Будникова и др.

В разрезе угленосной толщи по набору гранулометрических и генетических типов пород (литотипов), их последовательности, мощности, характеру угленосности выделяются циклы I, II, III и IV порядков. Их характеристика и принципы выделения освещены в ряде работ (А.Б.Гуревич, 1982, 1988; Б.М.Струнин, 1987) [31].

Мощность угленосных отложений меняется в широких пределах: максимальная - до 450-503 м в центральных частях Норильско-

Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов, минимальная - 20 м и менее на склонах Дудинского и Хантайско-Рыбнинского валов. Резкие колебания мощности связаны как с последовательным выклиниванием нижних горизонтов на склонах палеоподнятий, так и с многократными размывами, в том числе и в период, предшествующий накоплению вулканогенной толщи, в результате которого на отдельных участках размыва не только амбарнинская, но и верхняя часть кайерканской свиты, а иногда (р. Косая на западе района) - вся угленосная толща.

Адылканская свита (C_{2-3ad}), выделенная Ю.Г.Гором в 1975 г. на р. Адылкан, развита преимущественно в палеопрогибах, выклиниваясь на склонах Хантайско-Рыбнинского и Дудинского валов. На западе и северо-западе Норильско-Хараелахского прогиба породы свиты с размывом залегают на отложениях раннего карбона и позднего девона (в его центральной части - среднего-раннего девона), в Ламско-Хантайском прогибе - на отложениях раннего девона на севере и раннего карбона - на юге. В основании разреза свиты наблюдаются маломощные прослои гравелитов и конгломератов. В составе обломков преобладают кварц, халцедон и кислые эффузивы, иногда гранитоиды.

В составе адылканской свиты преобладают аргиллиты с характерным тонким (1-5 см) линзовидно-полосчатым чередованием серовато-черных глинистых и светло-серых алевролитистых разностей. Им подчинены прослои светлых олигомиктовых, реже кварцевых средне- и мелкозернистых песчаников. Углистые породы составляют 0-4%. На юге Норильско-Хараелахского прогиба содержание песчаников увеличивается.

Для свиты характерны довольно хорошая сортировка обломочного материала, текстуры взмучивания, смятия слоев, многочисленные биотурбации за счет жизнедеятельности илоедов, микроконкреции и конкреции сульфидов железа, обилие карбонатных конкреций и конкреционных линз, достигающих иногда 3-4 м в поперечнике, относительная бедность растительными остатками. Мощность адылканской свиты колеблется от 0 до 120 м.

Средне-, позднекаменноугольный возраст отложений устанавливается по комплексу растительных остатков: *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaridium potaninii* (Schm.) Zal., *Rufioria theodorii* (Zal. et Tschirk.) S.Meyen, *Rufioria subangusta* (Zal.) S. Meyen и др. Адылканская свита отвечает катскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы Средней Сибири и сопоставляется с мазуровским и алыкаевским горизонтами Кузбасса (А.Б.Гуревич, 1988) [7, 117].

В составе нижнего отдела согласно унифицированной стратиграфической схеме Средней Сибири выделена быстринская свита, соответствующая по схеме Ю.Г.Гора [7] талнахской, далдыканской и шмидтинской свитам.

Быстринская свита (P₁bs) выделена В.Д.Браженко в 1969 г. Стратотипом является разрез по скважине С-9 (р. Быстрая). По особенностям строения, фациальному составу, степени угленосности свита может быть разделена на две подсвиты, не картируемые в масштабе карты. Нижняя подсвита по схеме Ю.Г.Гора соответствует талнахской, верхняя - далдыканской и шмидтинской свитам.

Нижняя подсвита в центральной части Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогиба залегает на адылканской свите согласно, с постепенным переходом, на Кайеркане, восточном борту Норильско-Хараелахского прогиба - с размывом, амплитуда которого увеличивается в восточном направлении. На западном и северо-западном склонах Хантайско-Рыбинского вала подсвита с угловым несогласием ложится на более древние образования девона, силура и ордовика. Нижняя граница подсвиты проводится по подошве слоя разнозернистых песчаников с плоскими удлиненными окатышами темно-серых алевритов и аргиллитов, иногда - маломощными (0,5-1 м) прослоями конгломератов. В составе гальки преобладают кварц, халцедон, кислые эффузивы, реже гранитоиды.

Значительная часть разреза подсвиты сложена песчаниками серыми, голубовато-серыми, светло-серыми до белых, мелко- и тонкозернистыми. По составу песчаники олигомиктовые, реже полимиктовые и кварцевые. Для пород характерны тонкая горизонтальная, пологоволнистая, сложная волнистая (линзовидная, флазерная) и косая слоистость, текстуры взмучивания и оползания, горизонты карбонатных конкреций, в составе которых по сравнению с адылканской свитой повышается роль карбоната железа.

Нижнебыстринская подсвита отличается от адылканской свиты большей угленасыщенностью, но последняя по сравнению с вышележающими свитами остается слабой. В Норильской мульде отмечаются пласты каменных углей мощностью до 0,8 м, на площади Вологочанской мульды - пласт угля мощностью 1 м и в Ламско-Хантайском прогибе - до 1,5 м. Мощность нижнебыстринской подсвиты - от 0 до 122 м.

Характер распределения мощностей остается таким же, как для адылканской свиты. В направлении от центральной части Нориль-

ско-Хараелахского прогиба к его бортам происходит постепенное выклинивание нижнебыстринской подсвиты за счет последовательного выпадения из разреза нижних ее горизонтов. Зоны максимальных мощностей (до 122 м) находятся на западе Хараелахской мульды, юго-востоке Норильской и в центральной части Ламско-Хантайского прогиба.

По флористическим остаткам возраст подсвиты датируется как раннепермский (бургу克林ский горизонт): *Martianovskia angarica Radcz.*, *Paracalamites vicinalis Radcz.*, *Rufloria theodorii (Zal. et Tschirk.) S.Meyen*, *Angaridium finale Neub.*, *Tajmyria longifolia Chachl.*, *Rufloria derzavinii (Neub.) S.Meyen* и др. По данным Ю.Г.Гора [7], для пород подсвиты в бассейне р. Имангда характерен солоноватоводный комплекс пелеципод (*Procopievskia gigantea Rad.*, *P.sibirica Rad.*, *Anthraconauta convexa Lutk.* и др.), известных из раннепермских отложений р. Горбиачин [27, 31].

В составе верхнебыстринской подсвиты выделены две пачки, соответствующие далдыканской и шмидтинской свитам.

Нижняя пачка повсеместно развита на площади Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов. Она согласно залегает на отложениях нижнебыстринской подсвиты. В основании пачки в большинстве разрезов прослеживается слой средне-, крупнозернистых песчаников с галькой аргиллитов. На восточном борту Норильско-Хараелахского прогиба фиксируются следы размыва (в основании пачки отмечаются прослои гравелитов и конгломератов). На западном склоне Хантайско-Рыбинского вала нижняя пачка с размывом ложится на отложения девона и силура (О.Н.Симонов, 1984).

Разрез нижней пачки близок к разрезу нижнебыстринских отложений. Отличие - в увеличении содержания пород глинисто-алевритового состава, достигающего 70% в отдельных разрезах. Песчаники имеют подчиненное значение, хотя на юге Норильской мульды, западном побережье оз. Пясино и юго-востоке Хараелахской мульды содержание их возрастает до 70-80%. Песчаники - мелко-, среднезернистые, реже крупнозернистые, по составу полимиктовые, кварц-полевошпатовые, иногда аркозовые.

Для пачки характерны обилие растительных остатков, появление карбонатных конкреций с преобладанием FeCO₃ в их составе и микроконкреций (оолитов) сидерита в почве и "подпочве" угольных пластов, солоноватоводная и пресноводная фауна пелеципод.

Нижняя пачка верхнебыстринской подсвиты содержит промышленные угольные пласты. На Кайерканском, Далдыканском, Листвянско-Вальковском месторождениях, водоразделе рр. Хенюлях-Иенче в нижней

пачке выделяется 2-5 угольных пластов средней мощности (1,3-3,5 м) и мощных (свыше 3,5 м) преимущественно сложного строения. На юге Норильской мульды в скважинах Ф-174 и Ф-177 отмечен сверхмощный (до 30 м) пласт угля. Средний коэффициент общей угленосности пачки по основным месторождениям района - 9,6%, рабочей - 8,2%. Площади со средней и относительно высокой угленосностью приурочены к юго-западному замыканию и центральной части Норильской мульды (бассейн рр. Фокина, Ергалах), западному крылу Кайерканской антиклинали (Кайерканское, Далдыканское месторождения и др.) и юго-западной окраине Хараелахской мульды. Снижение угленосности на восточном борту Норильской мульды обусловлено резким сокращением мощности свиты. Прогнозируемая бесперспективность (или малая перспективность) выявления пластов угля рабочей мощности на большей закрытой части территории Вологочанской и Хараелахской мульды, а также восточной части Норильского рудного района связывается с предполагаемым развитием здесь обстановок типа ваттов и частично подтверждается данными прямых наблюдений (А.Б.Гуревич, 1982, 1988). Мощность нижней пачки - от 0 до 132 м.

Нижняя пачка верхнебыстринской подсвиты включает комплекс флоры и фауны бургуклинского горизонта унифицированной схемы. Из комплекса крупномерных растительных остатков особенно характерны *Tajmyria longifolia* Chachl., *Ruffloria derzavini* Neub., *Cordaitea latifolia* (Neub.) S.Meyen, *Samaropsis* cf. *triquetraeformis* Such. и др. На Имангдинском угольном месторождении Ю.Г.Гором [7] собран комплекс пелеципод: *Anthracoanania tschernyschewi* Khalf., *Microdontella subovata*, M.? *microdonta* Khalf. и др. Возраст нижней пачки верхнебыстринской подсвиты датируется как раннепермский [27, 31, 117].

В зависимости от условий формирования верхней пачки верхнебыстринской подсвиты выделяются два типа разрезов, связанных взаимными переходами.

Первый (кайерканско-фокинский) тип развит в Норильско-Хараелахском и Ламско-Хантайском прогибах. Для него характерны согласное залегание отложений большой (до 140 м) мощности, преобладание глинисто-алевритовых пород, повышенная известковистость (вплоть до мергелей и глинистых известняков), более разнообразная, чем в других свитах, фауна двустворок, церрипедий, спириобасов и т.п. Тонкие и средней мощности пласты угля довольно равномерно распределены по разрезу, но не выдержаны по мощности и строению. Количество пластов не превышает 10-11.

Второй (норильский) тип приурочен к западному склону Хантайско-Рыбинского вала и примыкающим участкам Норильско-Хараелахского прогиба. Он характеризуется относительно малой (15-40 м) мощностью, начинается пачкой разнородных полимиктовых песчаников с галькой и линзами гравелитов и конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются пачкой углистых пород с 1-3 пластами угля, в том числе мощными (свыше 3,5 м), преимущественно сложного строения. Фауна здесь не обнаружена, по внешнему облику отложения здесь близки к разрезу кайерканской свиты. Благодаря большей, чем в прогибах, глубине предкайерканского размыва, нередко сохраняется только нижняя песчаная пачка, а в ряде случаев верхняя пачка верхнебыстринской подсвиты полностью размыта.

Песчаники - серые от мелко- до крупнозернистых полимиктовые и кварц-полевошпатовые, горизонтально-линзовидно-косослоистые с галькой, прослоями гравелитов и конгломератов. Алевриты и аргиллиты - темно-серые, углистые разности до черных, иногда с тонкой горизонтальной, горизонтально-волнистой и флазерной слоистостью. Породы часто сидеритизированы, особенно в средней части пачки. Здесь же встречается туфогенный материал. В нижней половине пачки часты прослои (0,5-13,0 м) глинистых известняков.

Отложения верхней пачки по степени угленосности и устойчивости их распространения по площади уступают кайерканской свите и (в порядке убывания) нижней пачке верхнебыстринской подсвиты. Угленасыщенность пачки зависит от структурно-фациального положения. В кайерканско-фокинском типе разрезов присутствует от 2-3 до 11 пластов угля, преимущественно неустойчивых тонких (до 1,3 м), реже средней (1,3-3,5 м) мощности. Коэффициенты общей и рабочей угленосности равны соответственно 4,7 и 3,8%. Для норильского типа характерны 1-2, реже 3 угольных пласта. Один из них, как правило нижний, имеет мощность от 0,6 до 10-11 м, характеризуется сложным строением и при переходе от норильского к кайерканско-фокинскому типу последовательно расщепляется на серию (2-6) пластов. Коэффициент общей угленосности 13,1%, рабочей - 11,8%.

Большая часть области современного распространения верхней пачки, вероятно, бесперспективна на ископаемые угли. В пределах контура развития продуктивно-угленосных отложений преобладают площади с низкой угленосностью, на фоне которых развиты небольшие участки со средней и относительно высокой. Площади этих участков - 4-10 км². Исключение составляет район Имангдинского месторождения и бассейн р. Нералах, где пятиметровая изопакхита оконтуривает уча-

сток размером свыше 100 км² (А.Б.Гуревич, 1982, 1988).

Мощность верхней пачки - от 0 до 140 м. В отличие от нижней пачки здесь характерно ступенчатое скачкообразное изменение мощности. В полосе (15-40 км), непосредственно примыкающей к западному склону Хантайско-Рыбнинского вала, мощность пачки - от 0 до 50 м. Западнее на расстоянии менее 10 км мощность резко увеличивается до 140 м и остается более или менее постоянной на всей площади Норильской мульды.

Мощность верхнебыстринской подсвиты - от 0 до 260 м, быстринской свиты - от 0 до 325 м.

В верхней пачке верхнебыстринской подсвиты собран разнообразный комплекс ископаемой флоры и фауны. Наряду с преобладающими раннепермскими формами растительного комплекса, появляется много видов, имеющих широкое развитие в кузнецкой свите Кузбасса и ногинской свите р. Горбиачин [27, 31]. Хотя возраст верхней пачки - составной части быстринской свиты [117] - в данной работе датируется как раннепермский (бургу克林ский горизонт), возрастной диапазон быстринской свиты более широк и включает, по-видимому, часть пеляткинского горизонта поздней перми [7, 27].

Верхний отдел (P₂)

В составе верхнего отдела выделены кайерканская, амбарнинская и ивакинская свиты.

Кайерканская свита (P₂kr), впервые выделенная В.А.Хахловым и Н.Н.Урванцевым в 1956 г. по разрезам р. Кайеркан, развита повсеместно, за исключением восточного склона Дудинского вала. Она с размывом залегает на различных горизонтах верхнебыстринской подсвиты. Нижняя её граница проводится по подошве горизонта грубо-, крупнозернистых песчаников с линзами и прослоями конгломератов и гравелитов. В Ламско-Хантайском прогибе свита залегает с резким четким контактом, иногда со следами размыва. Практически повсеместно здесь разрез свиты начинается средне-, реже мелкозернистыми песчаниками.

Кайерканская свита наиболее легко распознаваема в разрезе угленосной толщи. Для нее характерны общее преобладание мелкозернистых песчаников (от алевроитовых до грубозернистых) с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов, особенно в нижней части (до 6 м), частые внутриформационные размывы и фациальные замещения, значительная изменчивость литологического состава по площади и в разрезе, присутствие мощных, иногда сверхмощных пластов угля.

Песчаники свиты - серые, часто с беле-

сым оттенком за счет каолинизации полевых шпатов, средне-, крупнозернистые, полимиктовые (преобладают), кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые косоволнисто-слоистые с частыми прослоями и линзами (до 3-6 м) конгломератов, реже гравелитов. Алевролиты и аргиллиты - от серых до темно-серых и черных углистых, тонкогоризонтально-слоистые.

Кайерканская свита - наиболее угленасыщенный интервал разреза верхнего палеозоя района. Здесь заключено от 2 до 11 пластов и пропластков угля. В большинстве разрезов присутствуют от 1 до 3 мощных (свыше 3,5 м) угольных пластов простого и сложного строения, прослеживающихся на десятки километров. Коэффициент общей угленосности свиты - 18,9%, рабочей - 18,3%. В современном структурном плане зоны с относительно высокой угленосностью занимают около половины общей площади Норильской мульды, южного крыла Хараелахской и западного борта Ламско-Хантайского прогиба. Северо-запад Норильской и большая часть Вологодчанской мульды мало перспективны на выявление пластов угля рабочей мощности. Исключение составляет район скв. ВГ-11, где встречен сложный угольный пласт мощностью 24,8 м. Предполагается тенденция снижения угленосности в направлении от бортов к центральной части Хараелахской мульды и Ламско-Хантайского прогиба (А.Б.Гуревич, 1982, 1988).

Мощность кайерканской свиты - от 0 до 130 м. Флористический комплекс, представленный *Annularia batschatensis* (Chachl.) Radcz., *Callipteris altaica* Zal., *Cordaite adlerii* (Radcz.) S.Meyen, *C. latifolius* (Neub.) S.Meyen, *Rufforia cf. kusnetskiana* (Gor.) S.Meyen, *R. arctica* Goret. и др., позволяет сопоставить кайерканскую свиту с пеляткинской свитой Тунгусского бассейна и ильинской свитой Кузбасса и датировать возраст ее как позднепермский (пеляткинский горизонт). Фауна пелеципод малочисленна и представлена исключительно пресноводными формами, такими как *Abiella ussovi* Khalf., *Microdontella subovata* Jones., *Anthraconauta sata* Khalf [27, 31, 117].

Амбарнинская свита (P₂am) выделена Н.Н.Урванцевым в 1956 г. на р. Амбарная. Предэффузивным размывом уничтожена верхняя часть, а в ряде мест и весь разрез амбарнинской свиты. Повсеместно она с размывом залегает на различных горизонтах кайерканской свиты, иногда (оз. Пясино) - быстринской, а на восточном склоне Дудинского вала - отложениях позднего девона (скв. БГ-6).

В основании свита сложена песчаниками серыми, от мелко- до грубозернистых, полимиктовыми, аркозовыми, реже кварцевыми, с линзами и маломощными прослоями

гравелитов и конгломератов. Слоистость - ко-
сая, часто косоволнистая, линзовидная, фла-
зерная. В песчаниках многочисленные остат-
ки сидеритизированных стволов деревьев.
Верхняя часть свиты на крайнем западе реги-
она представлена пестроцветными аргиллита-
ми и алевролитами, сменяющимися в восточ-
ном направлении сероцветными глинисто-
алевритовыми осадками. Во всех литологиче-
ских разностях пород амбарнинской свиты на-
блюдается примесь туфогенного материала,
содержание которого увеличивается вверх по
разрезу. Угленосные отложения практически
отсутствуют. Лишь на Кайерканском и Дал-
дыканском месторождениях в её верхней ча-
сти отмечается пропласток угля мощностью
0,15-0,40 м.

Мощность амбарнинской свиты - от 0 до
60 м. Комплекс растительных остатков (*Martianowskia cf. bajdajevae* Radcz., *Koretro-
phyllites typicus* Radcz., *Cordaites angustifolius*
(Neub.) S.Meyen, *Noeggerathiopsis aequalis*
(Goep.) Zal. и др.), фауна пресноводных пеле-
ципод (*Anthraconaia lata* Khalf., *Abiella ex gr.*
subovata (Jones) и др.) свидетельствуют о поз-
днепермском (дегалинский горизонт) возра-
сте свиты [7, 31, 117].

УГЛЕНОСНОСТЬ ТУНГУССКОЙ СЕРИИ

Максимальная и наиболее устойчивая
на площади угленосность характерна для кай-
ерканской свиты, меньшая - для нижней и вер-
хней пачки верхнебыстринской подсвиты, за-
ключающих 5-12 (в отдельных разрезах до 15-
19) рабочих пластов угля суммарной мощно-
стью до 36-50 м, из них более половины - вы-
сокой (свыше 3,5 м) и средней (1,3-3,5 м) мощ-
ности. Отмечается спорадическое появление
единичных пластов мощностью более 0,6 м в
нижнебыстринской подсвите.

Характерна значительная изменчи-
вость распределения угленосности по площа-
ди. Западная часть Норильского района (за
исключением Вологочанской площади) -
практически безугольная. Зоны повышен-
ной угленасыщенности (суммарный рабочий
пласт - свыше 15 м) расположены вдоль юго-
восточного замыкания Вологочанской мульды
(Кайерканское и отчасти Далдыканское мес-
торождения), южного и юго-западного борта
Хараелашской мульды (Листвянско-Вальков-
ское месторождение, водораздел Хенюлях-
Иенче и т.д.), северного, восточного и юго-за-
падного бортов Норильской мульды (место-
рождения гор Шмидта и Надежды, Фокинская
площадь, ручей Танти и т.д.), западного борта
Ламско-Хантайского прогиба (Имангдинское
месторождение и др.). Перечисленные зоны
как по простиранию, так и вглубь мульды сме-
няются площадями со средней (суммарный

рабочий пласт - от 5 до 15 м) и низкой (0,6-5 м)
угленосностью.

Угли Норильского района characterи-
зуются разнообразием марочного состава и сте-
пени метаморфизма. В его восточной части
развиты жирные и коксующиеся угли (Иман-
гдинское месторождение). К западу и юго-за-
паду они сменяются отошенными, а затем то-
щими углями и антрацитами (Среднефокин-
ское месторождение и др.).

Наиболее изученным является Кайер-
канское месторождение каменного угля. 13
пластов рабочей мощности (более 0,6 м) при
общей суммарной мощности 24,6 м приуроче-
ны к разрезу кайерканской и верхней части
быстринской свит. Средняя мощность уголь-
ных пластов - 1,2-2,5 м. Преобладают угли двух
групп: слабоспекающиеся (марка "СС") и то-
щие ("Т"). К первым относятся лишь три ниж-
них по разрезу пласта. Угли Кайерканского
месторождения используются как энергетиче-
ское сырье. Угли девятого пласта пригодны
для синтеза бензина. Качественная характе-
ристика углей: зола - 9,5-36%, сера - 0,23-2,98%,
летучие компоненты - 6,7-28,1%, калорий-
ность - 7416-8500 ккал.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО- РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Продукты позднепалеозойско-раннеме-
зозойского магматизма широко распростра-
нены в пределах Сибирской платформы и со-
предельных регионов. Они составляют значи-
тельную долю в объеме пород, слагающих
платформенный чехол Норильского рудного
района, и определяют металлогенический об-
лик рассматриваемой территории. Излияния
платобазальтов этого периода как грандиоз-
ное явление составляют самостоятельный
этап в формировании структур земной коры
[79, 134] и совпадают во времени с процессами
планетарного рифтогенеза [9, 59, 60, 100].

Норильский район характеризуется мак-
симальным проявлением субщелочного, суб-
ультраосновного и базитового магматизма.
Общая мощность вулканогенных образований
(платобазальтов) здесь достигает почти 4 км
[21], что значительно превышает их объемы
на сопредельных территориях [57]. Мощность
платобазальтов возрастает к северу, в сторону
Енисейско-Хатангского палеорифта. Особен-
ности проявления магматизма Норильского
рудного района, кроме максимальной мощно-
сти платобазальтов, выражены в существен-
ном преобладании эффузивных фаций над экс-
пловзивными (средний коэффициент экспло-
зивности - не более 8-10% при возрастании с
севера на юг), широком развитии пород повы-
шенной щелочности и магнезиальности, в том
числе пикробазальтов. Последние рассматри-

ваются в качестве комагматов никеленосных интрузивов и вместе с последними характеризуются определенным набором типоморфных признаков и близки к коматиитам [21, 45, 87, 109].

Вулканогенные образования представляют собой четко стратифицированную толщу, сложенную базальтовыми покровами мощностью от первых метров до 60-100 м и горизонтами туфогенных пород мощностью от 10-20 см до 20-40 м, реже до 100-250 м. Всего в Норильском рудном районе насчитывается до 320-350 (максимальный разрез) покровов и потоков. Они хорошо картируются благодаря верхним миндалекаменным зонам, слагающим от 10 до 75% объема породы. Протяженность покровов изменяется от 1-3 до 100 км и более.

Покровы базальтов, горизонты туфов и вулканогенно-осадочных пород обычно группируются в пачки относительно однородных пород, близких по составу и структурно-текстурным особенностям. Ареалы таких пачек различны по площади, но иногда составляют десятки тысяч квадратных километров, захватывая весь Норильский район и даже выходя за его пределы. В ряде случаев эти пачки картируются как маркирующие горизонты ("надаянский" и др.). Некоторые горизонты туфогенных пород также прослеживаются практически в пределах всего района.

Изучение закономерностей распространения магматических образований в платформенном чехле [134] показывает, что несмотря на огромные объемы расплава, поступившего к поверхности, ее гипсометрический уровень за время излияния платобазальтов практически не повысился. Этот вывод подтверждается, во-первых, отсутствием на контактах покровов признаков расчлененного рельефа, очевидных при излиянии лав на поверхность возвышенного плато. Во-вторых, многие пачки (пакеты) базальтовых покровов, вулканогенно-осадочных пород и маркирующие горизонты относительно выдержаны на громадных площадях (до 200 тыс. км² и более). При этом в вулканогенно-осадочных породах преобладают тонкообломочные разности (вплоть до аргиллитов) с тонкой субгоризонтальной, реже линзовидной и косою слоистостью, т.е. фации, близкие к бассейновым. В-третьих, встречаются покровы с шаровой отдельностью, сопровождающиеся горизонтами вулканогенно-осадочных пород, в том числе известняков. Очевидно, излияния происходили в мелководный бассейн [15, 134], над поверхностью которого возвышались пологие щитовые или трещинные постройки.

Таким образом, одновременно с накоплением вулканитов и опустошением магматических очагов происходило прогибание и рас-

тяжение земной коры. Прогибание практически полностью компенсировалось поступающим магматическим материалом в виде интрузий и обширных излияний базальтовых лав.

Первые сведения о вулканитах Норильского района приведены в 20-30-х годах в работах Н.Н.Урванцева, Г.Г.Моора, Б.Н.Рожкова. В 1928-1930 гг. Б.Н.Рожковым детально изучены разрезы в районе г.Норильска, благодаря чему получены достаточно верные представления о строении нижней части толщи платобазальтов.

В 1943 г. В.В.Котульским вулканогенные отложения расчленены на ряд пачек, дана их детальная петрографическая характеристика. В 1951-1955 гг. И.А.Коровяковым сделан ряд дополнений к схеме В.К.Котульского, установлена периодичность вулканизма. В 1957 г. М.Н.Годлевским показано, что туфоловая толща сформировалась в течение четырех вулканотектонических циклов. Позднее изучение её было продолжено В.С.Голубковым, Д.А.Додным, О.А.Дюжиковым, Е.Н.Ленькиным, Г.Д.Масловым, Н.Н.Нагайцевой, Я.И.Полькиным, Л.Г.Суховым, Ю.И.Томановской, В.А.Федоренко, В.М.Лебедевым, Н.К.Могучевой и другими исследователями, значительно уточнившими и дополнившими схему расчленения вулканогенных образований.

В течение 60-70-х годов в Норильском районе и на сопредельных территориях использовались две близкие схемы расчленения вулканогенной толщи. Одна из них была положена в основу среднемасштабной геологической съемки НИИГА [17, 34, 65, 73, 83, 84, 96, 97, 104, 132, 141], а другая использовалась при крупномасштабном картировании, которое выполнялось Норильской КГРЭ ПГО "Красноярскгеология". Последняя схема, разработанная в 1958-1959 гг. Г.Д.Масловым, постоянно совершенствовалась [116] и с учетом ряда дополнений и новых данных, полученных при геологическом доизучении, использовалась в настоящей работе.

В принятой схеме расчленения в составе толщи платобазальтов выделены четыре региональных горизонта [116, 117], отображающие крупные этапы в геологическом развитии региона и смену характерных комплексов флоры и фауны, а также цикличность в накоплении платобазальтов. Последняя отмечалась практически всеми исследователями [21, 26, 32, 57, 92, 106], которыми выделялось от трех до шести тектоно-магматических мезоциклов или этапов пермо-триасового магматизма.

В основании разреза платобазальтов непосредственно выше угленосных образований на ряде участков сохранились остатки стволов позднепермского леса, залитого мощными лавовыми потоками. Так, в долине руч. Таити

мощность подобного покрова достигает 22 м, а вертикально стоящие остатки стволов имеют высоту до 2 м. Эти данные свидетельствуют, что накопление платобазальтов началось с излияниями лав, так же как и каждый из последующих циклов вулканизма.

Ивакинская свита (P_{2iv}). Низы разреза платобазальтов в Норильском рудном районе представлены ивакинской свитой, впервые выделенной Г.Д.Масловым в 1958 г.

Вулканогенные образования ивакинской свиты (преимущественно это различные горизонты поздней перми) с размывом залегают на подстилающих образованиях палеозоя. В западной части Вологодчанской мульды щелочные и субщелочные базальты этой свиты залегают на осадках позднего девона, фиксируя значительный размыв в эпоху, предшествующую массовому излиянию платобазальтов.

Ивакинская свита в полных разрезах (рис. 1) представлена четырьмя пачками базальтов с редкими прослоями туфогенных и туфогенно-осадочных пород, включая единичные пласты каменного угля. Первая пачка, сложенная щелочными базальтами [87], образует несколько небольших ареалов в краевых частях мульдообразных структур. Вторая пачка сложена субщелочными титан-авгитовыми базальтами с пойкилоофитовой структурой и встречается только на северо-востоке Хараелахской мульды; третья представлена субщелочными порфиоровыми титан-авгитовыми базальтами и распространена в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба и в пределах Имангдинской мульды. Четвертая пачка широко распространена в пределах большей части Норильско-Хараелахского прогиба и Имангдинской мульды. По составу она довольно резко отличается от предыдущих и представлена субщелочными двуплагиоклазовыми базальтами и трахибазальтами (лабрадоровыми и андезиновыми).

Мощность разреза ивакинской свиты обычно не превышает 100-120 м, возрастая к северу до 270-370 м. В бассейне оз. Хантайское она выклинивается. С долей условности к её стратиграфским аналогам можно отнести субщелочные титан-авгитовые пойкилоофитовые базальты в низах разреза вулканитов бассейна р. Кулюмбэ.

Щелочные базальты основания свиты, по сравнению с субщелочными, характеризуются наиболее низкой кремнекислотностью, высокой щелочностью, высокой ролью калия, железа, титана и фосфора (табл. 1). По содержанию микроэлементов они также резко отличаются от других базальтов Норильского района (рис. 2).

Возраст ивакинской свиты определяется однозначно на основании находок флоры и фа-

уны [34, 117] как позднепермский (гагарьеостровский горизонт) и подтверждается определениями абсолютного возраста [57].

По данным С.Д.Сидораса и Э.Н.Линда [128], позднепермский возраст пород свиты подтверждается и палеомагнитными характеристиками (обратная полярность).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел T₁

Раннетриасовые вулканогенные образования расчленены на три горизонта: тутончанский, двурогинский и путоранский [116]. Тутончанский горизонт объединяет образования сыверминской, гудчихинской, хаканчанской, туклонской и надеждинской свит. Двурогинский горизонт представлен моронговской свитой, на юго-востоке площади (южнее оз. Кета) её возрастными аналогами - юряхской и аянской свитами. Последняя южнее оз. Хантайского сменяется двурогинской свитой, сложенной преимущественно эксплозивными и вулканогенно-осадочными породами. Путоранский горизонт представлен мокулаевской, хараелахской, кумгинской и самоедской свитами. На юго-востоке (южнее оз. Кета) горизонт представлен хоннамакитской свитой - возрастным аналогом мокулаевской свиты.

Платобазальты Норильского рудного района образуют три стратиграфических района, объединенных общими закономерностями развития и строения в единый Игарско-Норильский стратиграфический регион. Первый из них (Норильский) соответствует Норильско-Хараелахскому рифтогенному прогибу и его флангам и занимает большую часть площади. Здесь вулканиты по особенностям строения и состава остаются однотипными практически до зоны Кета-Ирбинского разлома. Максимальные различия относятся к разрезам дифференцированной серии, разрезы же двурогинского и путоранского горизонтов севернее оз. Кета практически идентичны своим аналогам в Норильско-Хараелахском прогибе. Южнее оз. Кета резко уменьшается мощность вулканитов дифференцированной серии (до выклинивания отдельных элементов разреза), меняются фации вулканитов вплоть до появления субщелочных базальтов (юряхская свита), резко возрастает роль эксплозивных фаций. Здесь выделены два стратиграфических района - Хантайско-Дюпкунский и Кулюмбинско-Курейский.

Подтверждением обоснованности подобного районирования являются региональные исследования последних лет [50, 53, 90, 98], на основании которых выделен Дюпкунский палеорифт, прослеженный в субширотном направлении от Игарско-Норильского района до Анабарского поднятия. Трахиба-

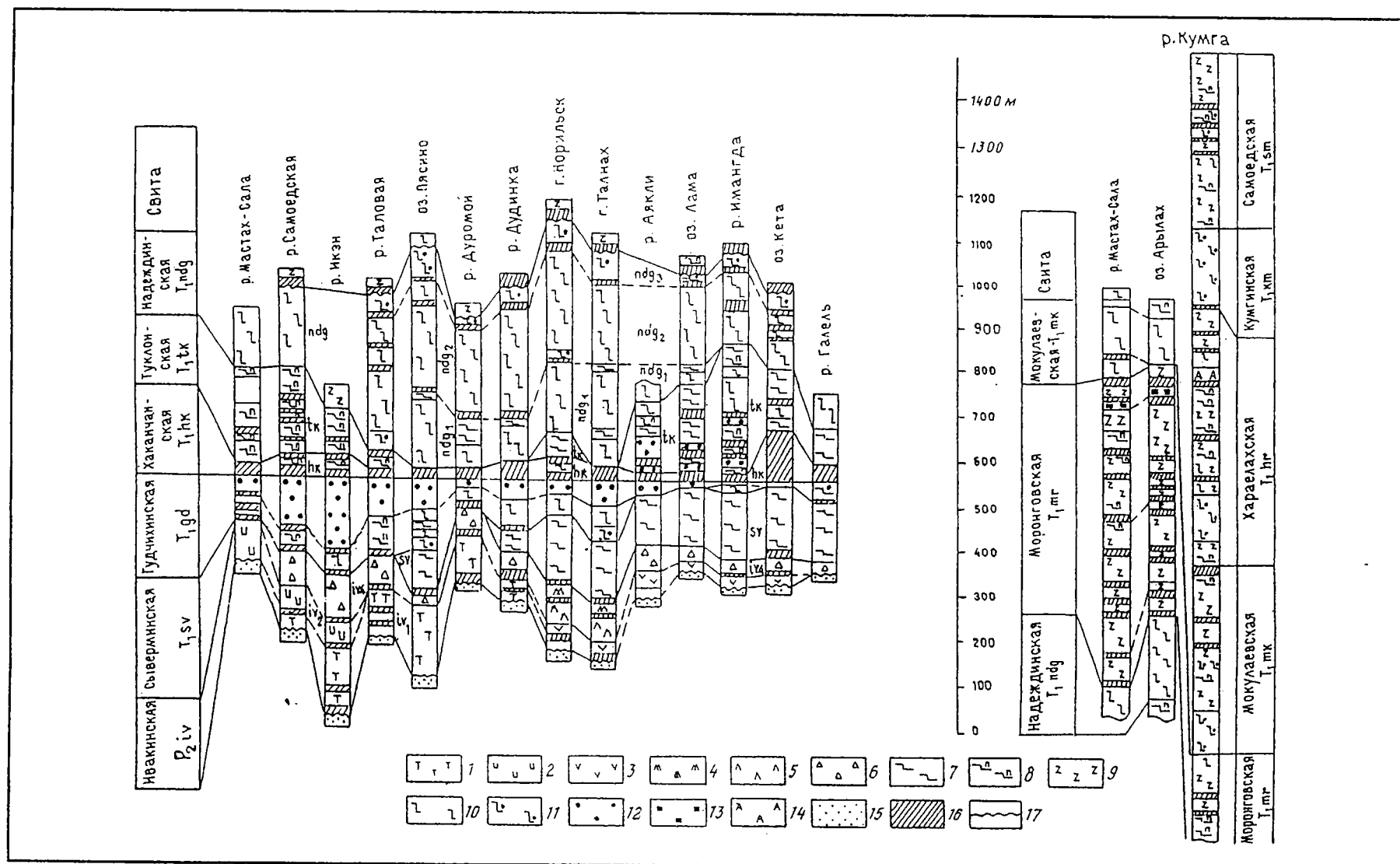


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов платобазальтов

1 - щелочные базальты; 2-6 - субщелочные базальты: 2 - пойкилоофитовые, 3 - титан-авгитовые, 4 - двуплагиоклазовые, 5 - трахибазальты лабрадоритовые, 6 - трахибазальты андезитовые; 7-11 - базальты: 7 - пойкилоофитовые измененные, 8 - пойкилоофитовые, 9 - афировые, 10 - порфиоровые, 11 - гломеропорфиоровые; 12 - оливинофировые базальты, пикробазальты; 13 - анкарамиты; 14 - андезитобазальты; 15 - позднепалеозойские угленосные отложения; 16 - туфы, туффиты, вулканогенно-осадочные породы; 17 - размыты

Средневзвешенные химические составы платобазальтов в мас. % (по данным О.А.Дюжикова, В.А.Федоренко и Б.М.Струнина)

№ п/п	Количество анализов	Компоненты												Сумма
		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	п.п.п.	
1	66	44,91	3,55	14,18	5,90	9,09	0,22	4,17	7,44	3,11	2,28	1,26	3,43	99,54
2	26	46,80	2,36	15,13	4,94	8,51	0,20	4,55	7,29	3,39	1,53	0,62	4,10	99,42
3	128	51,05	2,46	14,22	5,69	7,31	0,19	3,54	6,59	3,22	2,11	0,70	2,49	99,57
4	13	50,04	2,34	14,39	5,06	8,42	0,20	3,44	7,87	3,05	2,20	0,76	2,50	100,27
5	17	52,13	1,98	13,99	4,58	7,16	0,18	4,16	7,23	3,24	1,82	0,42	2,84	99,73
6	94	49,77	1,73	15,02	4,12	6,34	0,16	6,27	8,40	2,94	1,10	0,26	3,69	99,80
7	86	49,49	1,87	14,89	4,41	6,74	0,16	6,28	9,29	2,86	0,91	0,25	2,67	99,82
8	186	45,35	1,40	9,97	5,57	7,32	0,18	14,97	8,00	1,25	0,28	0,15	5,06	99,50
9	8	49,54	1,01	15,90	3,51	6,75	0,15	7,05	9,90	2,35	1,01	0,15	2,42	99,74
10	41	45,84	0,94	12,80	4,30	6,67	0,16	13,47	9,29	1,54	0,47	0,11	4,24	99,83
11	129	48,95	1,03	15,17	4,17	6,07	0,16	7,77	10,33	2,36	0,61	0,14	3,03	99,79
12	21	49,40	0,99	14,79	3,78	6,12	0,16	7,27	9,61	2,74	0,98	0,13	3,64	99,61
13	115	51,06	1,09	15,18	3,44	6,76	0,17	6,49	9,97	2,32	1,01	0,15	2,12	99,76
14	16	49,42	0,99	15,66	4,47	6,73	0,18	6,28	11,06	2,21	0,78	0,18	2,04	100,00
15	152	49,96	1,02	15,21	3,90	6,54	0,17	6,68	10,21	2,42	0,92	0,15	2,60	99,78
16	85	48,38	1,21	15,24	4,78	7,26	0,18	7,48	10,66	2,09	0,48	0,18	2,04	99,98
17	61	48,20	1,25	15,24	4,53	7,86	0,20	7,23	10,88	2,00	0,45	0,15	2,01	100,00
18	35	47,95	1,45	15,25	4,89	7,99	0,20	6,98	10,45	2,30	0,40	0,17	1,89	99,92
19	2	53,98	2,36	13,81	7,50	4,59	0,20	3,61	6,75	3,18	1,84	0,50	1,46	99,78
20	9	47,58	1,62	15,78	4,78	7,77	0,20	6,56	10,41	2,46	0,40	0,20	1,92	99,68
21	19	47,75	1,57	14,97	4,75	8,08	0,20	7,26	10,46	2,33	0,38	0,18	1,99	99,86
22	4	49,38	0,52	9,35	1,99	6,45	0,18	13,60	13,77	1,11	0,69	0,03	-	97,07
23	17	46,35	2,16	10,61	7,66	6,50	0,19	10,18	10,09	1,79	0,55	0,31	-	96,39
24	5	49,96	2,26	13,19	7,44	7,44	0,24	8,16	3,63	3,07	2,07	0,56	2,22	100,23
25	1	50,43	1,90	15,56	5,96	4,59	0,15	5,52	3,81	4,40	1,56	0,17	6,54	100,87
26	1	50,65	1,69	15,42	3,74	5,92	0,16	6,16	7,66	3,20	1,17	0,19	3,75	99,73
27	1	50,89	1,99	13,54	3,13	7,52	0,19	5,88	7,18	3,30	1,88	0,24	3,46	99,42

Примечание. Порядковые номера первой графы обозначают: 1 - щелочные базальты ивакинской свиты; 2-5 - субщелочные базальты ивакинской свиты; 2 - титан-авгитовые, 3 - трахибазальты (андезиновые), 4 - трахибазальты (лабрадоровые), 5 - двуполевошпатовые; 6 - пойкилоофитовые базальты сыверминской свиты; 7 - порфиновые и пойкилоофитовые базальты гудчихинской свиты; 8 - пикробазальты гудчихинской свиты; 9 - пойкилоофитовые базальты хаканчанской свиты; 10 - пикробазальты туклонской свиты; 11 - пойкилоофитовые базальты туклонской свиты; 12 - афитовые базальты надеждинской свиты; 13 - порфиновые базальты надеждинской свиты; 14 - гломеропорфиновые базальты надеждинской свиты; 15 - надеждинская свита (средний состав); 16 - моронговская свита; 17 - мокулаевская свита; 18 - хараелахская свита; 19 - андезит-базальты хараелахской свиты; 20 - кумгинская свита; 21 - самоедская свита; 22 - пикробазальты туклонской свиты (микчандиты); 23 - анкармиты моронговской свиты; 24 - трахибазальты юряхской свиты; 25-27 - субщелочные титан-авгитовые базальты сыверминской свиты р. Кулумбэ

залыты юряхской свиты в виде субширотной полосы фиксируют осевую зону предполагаемого палеорифта, последняя подтверждается и уменьшением коэффициента эксплозивности толщи платобазальтов. Фациальная граница вулканитов различных типов в районе оз. Кета в целом совпадает с предполагаемым северным бортом этой структуры.

Сыверминская свита (T_{1sv}), выделенная в 1959 г. Я.И.Полькиным, в бассейне оз. Хантайское и р. Кулюмбэ (Курейско-Горбичинский прогиб) слагает основание вулканогенной толщи, а на севере Вологодчанской, Хараелахской и Икэнской мульды (северо-северо-западный борт Норильско-Хараелахского прогиба) выпадает из разреза. Свита сложена пачкой пойкилоофитовых, часто измененных базальтов (метабазальтов) и насчитывает до 20 покровов мощностью от 2-5 до 15-30 м.

Для свиты характерен зеленокаменный облик лав и полное отсутствие прослоев туфогенных пород. В основании покровов часто видны газовые струи и прорывы, по которым хорошо картируется направление течения лавовых потоков.

Мощность свиты, максимальная (180-195 м) на юго-востоке площади, сокращается до 120-150 м в центральной части Норильско-Хараелахского прогиба и до 20-70 м на юге Норильской мульды. В бассейне р. Кулюмбэ мощность свиты достигает 70-130 м. Здесь в

нижней части разреза появляются покровы субщелочных титан-авгитовых базальтов.

По химическому составу породы свиты принадлежат к нормальному ряду, с несколько повышенным содержанием щелочей, иногда до субщелочных базальтов [87] (см. табл. 1). По содержанию микроэлементов они резко отличаются от более ранних щелочных и субщелочных базальтов ивакинской свиты несколько повышенным содержанием меди, никеля, кобальта, хрома и ванадия, но по сравнению с другими основными породами (платобазальтами) их содержания довольно низки, а циркония и бария высоки.

Гудчихинская свита (T_{1gd}), выделенная в 1958 г. Г.Д.Масловым, широко распространена и наиболее полно представлена в разрезах Норильско-Хараелахского прогиба, но локально развита на востоке района вдоль западного борта Ламско-Хантайского и Курейско-Горбичинского прогибов. По составу она подразделяется на две пачки.

Нижняя пачка сложена оливинофировыми и плагиофировыми базальтами, подчиненное положение занимают гломеропорфировые и пойкилоофитовые разности. В основании часто залегает маломощный горизонт туфов. В разрезах Норильской и юга Вологодчанской мульды пачка представлена 2-4 покровами порфировых (плагиофировых и оливин-плагиофировых) базальтов, а на юго-западе

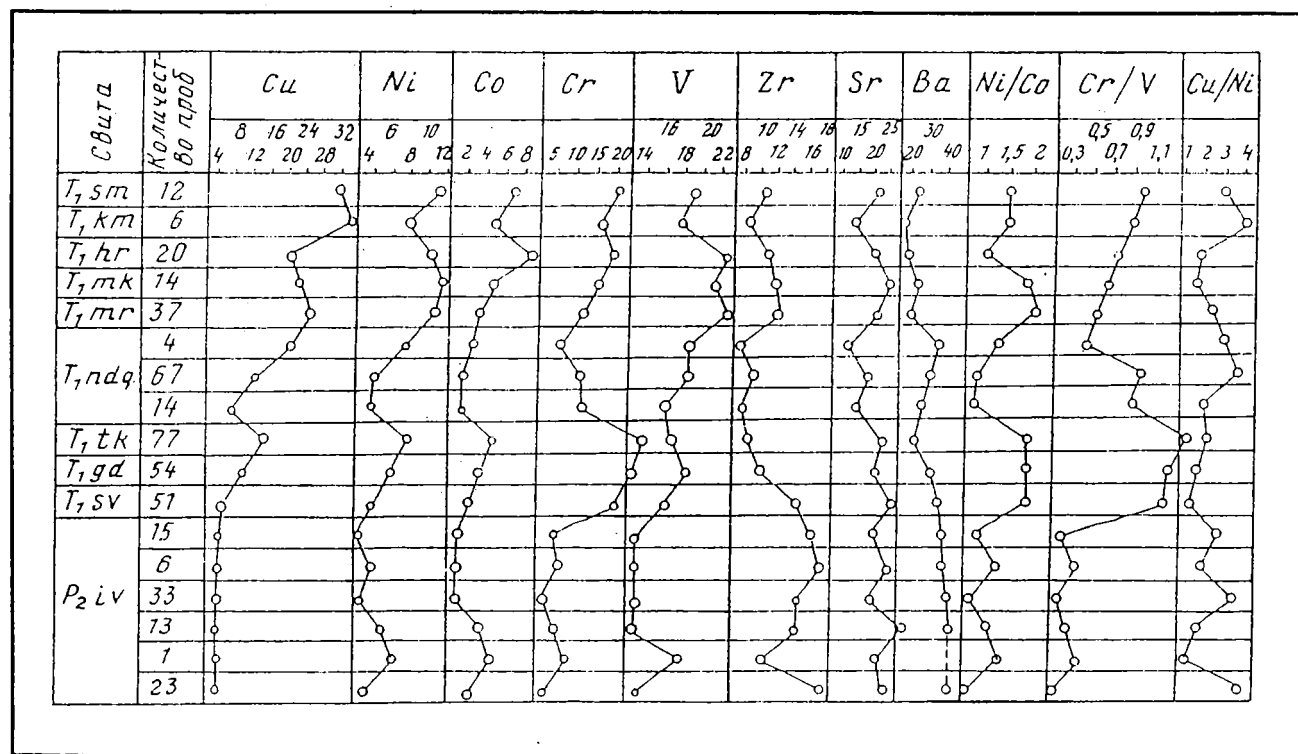


Рис. 2. Средние содержания микроэлементов в эффузивных породах Норильского района ($n \cdot 10^3$ мас.%)

Хараелахской мульды под ними встречаются гломеропорфировые базальты. На севере Хараелахской мульды в пачке преобладают пойкилоофитовые базальты, в то время как на востоке района (бассейн рр. Имангда, Кулюмбэ, оз. Хантайское) она представлена 1-2 покровами гломеропорфировых базальтов. Суммарная мощность нижней пачки достигает 160 м, уменьшаясь к юго-востоку до 40-20 м.

Верхняя пачка сложена пикробазальтами (от 1-2 до 25-27 покровов) с маломощным туфогенным горизонтом в основании. Ареал пикробазальтов охватывает всю Вологодчанскую мульду, большую часть Хараелахской (кроме ее юго-востока), север и запад Норильской мульды. Отдельные потоки пикробазальтов встречены на востоке территории в бассейне рр. Имангда, Кулюмбэ и оз. Хантайское. Повсеместно они обнаруживают локальную зональность, неоднородны по магнезиальности, мощные покровы дифференцированы. Максимум накопления их находится на севере Хараелахской мульды (до 200 м), на юге Хараелахской и севере Норильской мульды мощность пачки колеблется от 30-40 до 100-130 м. В восточном и юго-восточном направлении мощность пачки пикробазальтов уменьшается до 10-25 м (рр. Имангда, Кета-Ирбо), выклиниваясь в районе оз. Хантайское и вновь возрастая до 20-30 м в бассейне р. Кулюмбэ.

Разрез пикробазальтов характеризуется широкими вариациями вещественного состава и структурно-текстурных особенностей пород, неоднородностью внутреннего строения покровов. Пикробазальты резко отличаются по целому ряду петрографических и петрохимических характеристик от всех других эффузивов и близки к коматитам [21, 45, 87, 109] как по составу, так и структурным признакам (структуры "спинифекс").

Структура пород - порфировая. Вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом двух генераций. Иногда фиксируются только порфировые выделения магнезиального оливина (до Fa₈₋₁₆) или авгита, реже - ортопироксена (бронзит, гиперстен). Основная масса имеет структуры от пойкилоофитовой и интерсертальной до долеритовой. Клинопироксен в основной массе характеризуется преобладанием авгита и ферроавгита, более редким присутствием эндиопсида, пижонит-авгита и диопсида. Вторичные минералы (серпентин, тальк, хлорит, кальцит и др.) иногда слагают большую часть пород.

В разрезах гудчихинской свиты нередко встречаются шлиры крупнозернистых лейкократовых безоливиновых базальтов (лейкобазальтов), локализованные в верхних зонах покровов. Эти образования по составу и облику близки к габбро-диоритам и призматиче-

ски-зернистым габбро-долеритам расслоенных интрузивов.

В наиболее дифференцированных покровах неоднородность состава пикробазальтов выражается в накоплении оливина (до 60% объема) в нижней части покрова (или нижней половине средней части) при повышении в нем сверху вниз роли форстеритовой молекулы. В этом же направлении повышается магнезиальность клинопироксена и появляется ортопироксен, отмечается повышение анортитового компонента плагиоклаза. Фиксируется и определенная тенденция изменения химизма пород, позволяющая разделять покров на несколько горизонтов (сверху вниз: 1) миндалекаменные базальты, безоливиновые лейкобазальты; 2) оливиновые базальты; 3) пикробазальты; 4) оливиновые базальты). Такое строение покровов пикробазальтов очень близко дифференцированным интрузивам. Лейкобазальты образуют линзы мощностью 0,5-3,5 м, локализованные в верхней миндалекаменной зоне, иногда в ее основании. Граница между ними и массивной частью покрова намечается по появлению меланократовых гнездовидных скоплений стекловатого мезостазиса, интенсивно хлоритизированного и серпентинизированного. Они имеют повышенную магнезиальность, хромистость и по своему положению аналогичны хромитоносным такситовым габбро дифференцированных интрузивов.

Детальное рассмотрение внутреннего строения мощных покровов пикробазальтов позволяет обнаружить как резкие различия в структурно-текстурных особенностях пород вертикального разреза и их химического состава, так и скрытую расслоенность, выражающуюся в изменении состава породообразующих минералов [21, 126].

Для пикробазальтов характерны весьма значительные колебания химического состава; значения дисперсии MgO составляют 17,78%, содержания глинозема и кремнезема обнаруживают обратную зависимость от MgO. Общей характерной чертой их, по сравнению с типичными толеитами, является высокое содержание Ni, Co, Cr и умеренно высокое - Cu.

Общая схема внутрипокровного строения пикробазальтов нередко нарушается появлением двух-трех максимумов наиболее обогащенных оливином пород. В последних иногда фиксируется микроритмичность, выраженная в чередовании маломощных (до 20-30 см) "прослоев" меланократовых (океаниты) и относительно лейкократовых (оливиновые базальты с повышенной ролью плагиоклаза) пород. Важно отметить, что в наиболее дифференцированных мощных покровах пикробазальтов иногда отмечаются два максимума хромитовой минерализации, один из которых

связан с наиболее магнезиальной зоной нижней половины покрова, а с другой тяготеет к меланократовым обособлениям вблизи кровли. Эти факты подчеркивают в деталях сходство состава, внутреннего строения и процессов формирования гипербазит-базитовых лав и полнодифференцированных расслоенных интрузивов.

Наибольшая магнезиальность пикробазальтов установлена вблизи Норильско-Хараелахского разлома в южной части Хараелахской и северной - Норильской мульды, минимальная - в северной и южной части Норильско-Хараелахского прогиба. Изопахиты пикробазальтов конформны Норильско-Хараелахской и Северо-Хараелахской зонам разломов, а область их максимального накопления, совпадающая с участком пересечения названных разломов, открывается в сторону Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба.

Одним из важнейших аргументов в пользу комагматизма пикробазальтов и расслоенных интрузивов является сходство средневзвешенных составов пород обеих фаций. Некоторые различия заключаются лишь в несколько большем содержании титана в пикробазальтах, а также меньших содержаниях в них глинозема, что следует объяснять последовательным излиянием и внедрением самостоятельных порций расплава, фракционированного в протяженной по вертикали магматической колонне. Пикробазальты характеризуются многими минералогическими и петрогеохимическими признаками сходства с дифференцированными интрузивами: наличием существенно магнезиальных оливина и ортопироксена, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенными кларками никеля, меди, кобальта, хрома, а также платиноидов [21, 57]. Для базальтов гудчихинской свиты (массивная зона покровов) можно считать вполне устойчивой ассоциацию: оливин (Fa_{22-32} , во вкрапленниках - Fa_{8-16}) + клинопироксен (En_{35-55} Wo_{32-43} Fs_{13-34}) + ортопироксен (Fs_{23-32}) + плагиоклаз (An_{54-78}) + хромшпатель.

Высокие концентрации никеля и хрома - характерная черта пород обеих фаций. Концентрация никеля в вулканитах достигает 0,1%, но иногда и значительно больших значений в максимально обогащенных оливином породах. Однако, если в интрузивах основное количество никеля связано с сульфидами, то в лавах ведущими являются силикатные и окисные фазы. Концентрация никеля в оливине достигает 0,45%; установлено также присутствие богатого никеля (до 1%) энстатитового стекла. Различия форм концентрирования никеля в интрузивах и лавах связано, по-видимому, с двумя причинами: по-первых, пикробазальты как продукты ювенильного

никеленосного расплава, быстро достигшего поверхности, не прошли эволюцию в промежуточных очагах с последовательным концентрированием сульфидной жидкости, а во-вторых, в поверхностных условиях расплав был подвержен явлениям окисления. Первая причина играет более существенную роль в бессульфидном характере состава пикробазальтов.

Спорово-пыльцевые комплексы из туфогенных прослоев гудчихинской свиты по данным Э.Н.Кара-Мурзы, Е.А.Беспаловой и Е.Е.Дюжиковой характеризуются преобладанием позднепермских видов. В то же время появление раннетриасовых видов свидетельствует о плавном переходе растительных ассоциаций от палеофита к мезофиту, что подтверждается и находками флоры.

Палеомагнитные исследования [128] показали, что вулканогенные образования от сыверминской до хараелахской свиты включительно имеют прямую (положительную) намагниченность, характерную для пород раннего триаса.

Второй этап вулканизма соответствует формированию вулканогенных толщ хаканчанской, туклонской и надеждинской свит. Ареал этих образований далеко выходит за пределы Норильского рудного района.

Хаканчанская свита (Т₁hk), выделенная в 1958 г. Я.И.Полькиным, представлена разнообразными туфогенными породами. Мощность её в пределах большей части Норильско-Хараелахского прогиба составляет 10-30 м, достигая 250-280 м в восточной-юго-восточной части района (Хантайско-Дюпкунский и Кулюмбинско-Курейский стратиграфические районы различных типов вулканогенной толщи).

В составе свиты встречаются покровы пойкилоофитовых базальтов и грубообломочные околожерловые образования. Последние слагают обширные поля в долинах рр. Кета-Ирбо и Фокина и в бассейне оз. Хантайское, фиксируя центры извержений.

Хаканчанская свита является надежным маркирующим горизонтом, знаменуя относительный перерыв в эффузивной вулканической деятельности. В литературе она широко известна как "второй рожковский горизонт", который как самостоятельное подразделение был выделен Б.Н.Рожковым в 1936 г.

Породы свиты без видимого размыва залегают на базальтах гудчихинской, иногда сыверминской свит, реже (Вологодчанская мульда) - угленосных осадках поздней перми. Верхняя часть свиты повсеместно сложена вулканогенно-осадочными тонкообломочными породами, формирование которых связано с разрушением вулканических построек (шлаковых конусов) раннего этапа вулканизма.

Палеонтологические данные [34] свидетельствуют о появлении раннетриасовых форм среди позднепермских, т.е. начале эволюционного этапа в жизнедеятельности организмов. Возраст пород свиты принят как раннетриасовый [116], хотя ряд авторов не исключают и позднепермский.

Туклонская свита (T_{1tk}), выделенная в 1961 г. Я.И.Полькиным, распространена в центральной и восточной частях Хараелахской и Норильской мульды и практически повсеместно в восточной части района. Она залегает на хаканчанских образованиях, а ее верхняя граница с вышележащими надеждинскими эффузивами (по данным Н.Н.Нагайцевой и др.) является скользящей. Выклинивание туклонских базальтов в западной части района, возможно, связано с их замещением надеждинскими лавами. Скорее же всего вулканизм этого времени был не повсеместным, тяготее преимущественно к зонам глубинных разломов. Этим и обусловлены резкие колебания мощностей туклонской свиты - от 0 до 320 м. В пределах Норильской мульды мощность ее достигает 170 м, на северо-востоке Хараелахской - 250 м, в бассейне озер Лама и Глубокое - до 320 м, а к югу от оз. Кета меняется от 0 до 180 м.

В наиболее полных и мощных разрезах свита сложена пойкилоофитовыми и оливиновыми базальтами с подчиненным количеством пикробазальтов и прослоями туфов и туффитов. Пикробазальты развиты только в центральной части ареала свиты, преимущественно в бассейне рр. Микчанда и Аякли. За его пределами разрез представлен достаточно однородной толщей осадочных пород.

Высокомагнезиальные базальты туклонской свиты слагают 1-3 потока суммарной мощностью до 60-85 м в нижней и иногда в средней части свиты. По сравнению с пикритами гудчихинской свиты они имеют несколько повышенные содержания глинозема, кальция и щелочей, но беднее титаном и железом. Особое положение занимают высокомагнезиальные базальты района нижнего течения р. Микчанда - "микчандиты", слагающие расслоенные потоки. Разрез наиболее изученного [41, 126] Микчандинского покрова представлен снизу вверх: 1) базальтами пойкилоофитовыми (12-15 м); 2) слоями (мощностью до 0,25 м) пикробазальтов (общая мощность - 14-20 м) с крупными дендритовидными кристаллами высокохромистого клинопироксена (структура "спинифекс"), ритмично чередующимися с горизонтами (мощностью 0,2-1,5 м) базальтов с кокардной структурой, обусловленной кольцеобразными скоплениями (1,5-2 см) кристаллов клинопироксена, группирующимися вокруг зерен оливина (Fa_{17-20}); 3) оливиновыми базальтами с порфировой и офитовой

структурами (28-35 м); 4) базальтами (15-18 м) с пойкилоофитово-интерсертальной структурой и участками метадiorитов. Общая мощность покрова достигает 85 м, в 4-5 км к юго-востоку она уменьшается до 12-15 м.

Оливиновые базальты сложены плагиоклазом (An_{50-75}), клинопироксеном (пижонит-авгит, авгит), оливином (Fa_{25-35}), присутствуют также титаномagnetит, ильменит, идингсит, хлорит, пренит, кальцит и вулканическое стекло. Высокомагнезиальная часть покрова (среднее из 4 анализов) довольно сильно отличается как от собственно туклонских, так и гудчихинских базальтов. Она содержит повышенные количества SiO_2 (49,36%) и CaO (13,77%), пониженные - TiO_2 (0,52%), Al_2O_3 (9,35%) и MgO (13,6%). Появление структуры "спинифекс" - характерный признак коматиитов [87].

По содержанию микроэлементов в туклонских базальтах по сравнению с гудчихинскими и сыверминскими наблюдается максимум содержания меди, кобальта и хрома, минимум - циркония, стронция и бария.

Надеждинская свита (T_{1nd}), выделенная в 1958 г. Г.Д.Масловым, развита в пределах всего Норильского рудного района и является хорошим репером при картировании и структурных построениях. В кровле свиты практически повсеместно встречен маркирующий горизонт (пачка из 2-8 покровов) гломеропорфировых базальтов. Он прослежен в меридиональном направлении на расстояние более 320 км до р. Курейка и отсутствует лишь на северо-востоке Норильско-Хараелахского прогиба.

Надеждинская свита представлена порфировыми и гломеропорфировыми базальтами (с резко подчиненным количеством афировых) и прослоями (до 25 м) туфов. Породы, в большинстве темно-серые до черных, резко отличаются по облику от зеленовато-серых пойкилоофитовых базальтов, залегающих как ниже, так и выше надеждинской свиты. Общая мощность свиты составляет 530-570 м в пределах Вологочанской мульды, достигает 600-605 м на юге Хараелахской мульды, уменьшается в ее северной части до 220-320 м и вновь возрастает до 390 м в пределах Икэнской мульды. В восточной части района, вплоть до р. Кулумбэ, мощность свиты относительно выдержана и не превышает 280-340 м.

Вулканисты первого и второго этапов (тутончанский горизонт) наиболее контрастны по составу - от щелочно-базитовых до гипербазит-базитовых образований [87]. Они слагают дифференцированную (коматиит-толеитовую) серию лав [21, 45, 109]. Базальты этой серии, отнесенные к нормальному ряду, отличаются от среднего сибирского базальта [57] повышенной титанистостью, щелочностью,

кремнекислотностью и пониженной ролью железа (см. табл. 1).

Раннетриасовый возраст вулканитов ту-тончанского горизонта остается дискуссионным. За пермский возраст его высказываются Н.Н.Новожилов, Е.Н.Мишина, В.М.Петренко, О.В.Лобанова, Н.М.Маловецкая, Г.Н.Садовников на основании определения конхострак, остракод, двустворок и флоры [116]. Определения абсолютного возраста [57] также неоднозначны.

Третий этап вулканизма охватывает время, в течение которого сформировались вулканиты двурогинского и пutorанского биостратиграфических горизонтов, довольно однообразные по составу, далеко выходящие за пределы Норильского рудного района и составляющие часть единого базальтового плато Сибирской платформы [57].

Накоплению вулканитов этого уровня предшествовал кратковременный перерыв, зафиксированный в основном в южной части провинции платобазальтов Сибирской платформы. Он знаменует собой начало перестройки структурных планов, что выразилось в резком смещении в северо-восточном направлении центров накопления вулканитов позднего этапа. Тем не менее, в пределах Норильско-Хараелахского прогиба сохранилась унаследованность их накопления главным образом в его осевой зоне, где моронговская свита сложена преимущественно базальтами; на флангах резко преобладают (до 80-90% объема) вулканогенно-осадочные породы.

Моронговская (T_{1mr}) и аянская (T_{1an}) свиты близки по составу и строению. Первая выделена в 1958 г. Г.Д.Масловым на основании изучения разреза г.Моронго (Норильская мульда), вторая - А.А.Межвилком в 1955 г. в районе оз. Яан. В их составе вулканогенно-осадочные породы слагают до 30-50% объема, возрастая к флангам палеовулканических структур (прогибов). Среди базальтов резко преобладают афировые и пойкилоофитовые разности, реже встречаются порфиновые и гломеропорфиновые. На севере Икэнской мульды в верхней части моронговской свиты развита пачка анкарамитов (щелочно-гипербазит-базитовых базальтов) мощностью 50 м [43, 44], близких к щелочно-гипербазитовым вулканитам Маймеча-Котуйского района [16, 21, 57]. Здесь же встречен пласт известняков мощностью до 6 м, которые отмечены и в ряде других разрезов свиты.

Базальтовые покровы часто имеют значительную мощность (до 60-100 м) и выдержаны на громадных территориях, слагая маркирующие горизонты. Так "веерный" покров, сложенный афировыми базальтами с характерной тонкой веерной отдельностью. Только в бассейне р. Микчанда этот покров закарти-

рован на площади до 1000 км² при объеме не менее 50 км³. Аналогичные покровы на этом же уровне зафиксированы в бассейне озер Дюпкун и Хантайское, Собачье, Кета и других местах. В бассейне р. Микчанда в составе моронговской свиты хорошо картируются еще 2 маркирующих горизонта - "водопадный" в нижней части разреза и "порфиновый" в его середине. Последний сложен гломеропорфиrowыми базальтами.

Базальты моронговской и аянской свит часто имеют такситоофитовую структуру и полосчатый или тонкополосчатый облик со следами течения и гравитационного осаждения кристаллов и их пойкилоофитовых сростков различной размерности. Это приводит к появлению в покровах тонких (0,2-2 см) слоев различной зернистости, реже их мощность достигает десятков сантиметров и первых метров.

Максимальной мощности (до 590 м) моронговская свита достигает на северо-востоке Норильско-Хараелахского прогиба, уменьшаясь до 320-350 м к центру Хараелахской мульды. В пределах Норильской мульды мощность ее редко превышает 250-300 м, в бассейне р. Микчанда возрастает до 380-420 м. Мощность аянской свиты колеблется в пределах 240-350 м, уменьшаясь на юг.

Двурогинская свита (T_{1dv}), выделенная в 1958 г. В.В.Ермолаевым и Ю.Я.Лившицем со стратотипом на руч. Двурогий (бассейн р. Курейка), сложена разнообразными туфами вплоть до агломератовых и глыбовых, туффидами и вулканогенно-осадочными породами, включая линзы и прослои известняков. В нижней и средней частях разреза встречены единичные потоки афировых и пойкилоофитовых базальтов. В составе обломков пирокластических пород верхней части разреза свиты присутствуют трахибазальты, аналогичные встреченным в составе юряхской свиты, т.е. наблюдается фациальный переход, вследствие которого в стратотипе двурогинской свиты присутствуют только вулканогенно-осадочные породы, туфы и туффины. Очевидно, юряхскую свиту следует рассматривать как фациальный аналог верхней пачки (подсвиты) двурогинской свиты.

Мощность двурогинской свиты колеблется в пределах 240-320 м. Возраст ее, так же как и остальных стратиграфических аналогов, определен достаточно уверенно на основании многочисленных палеонтологических определений как раннетриасовый [34, 116].

Порфиновые, афировые и пойкилоофитовые базальты двурогинского горизонта по химическому составу являются типичными представителями базальтов нормального ряда [57, 87]. По содержанию микроэлементов они имеют (по сравнению с более ранними образованиями ивакинской-надеждинской свит)

повышенные содержания меди, никеля, кобальта, ванадия и одно из самых больших соотношений никеля к кобальту.

Юряхская свита (T_{1jg}), выделенная в 1961 г. Я.И.Полькиным, распространена в юго-восточной части района, южнее оз. Кета. Разрез ее представлен пачкой субщелочных оливин-плагиофировых и трахибазальтов (3-13 покровов мощностью от первых метров до 30 м) и редкими прослоями туфогенных пород. Общая мощность свиты колеблется в пределах от 30 до 135 м, уменьшаясь к северу. Единичные потоки трахибазальтов встречены в верхах моронговской свиты Норильской мульды в районе оз. Чибичете. В большинстве разрезов трахибазальты залегают на туфогенно-осадочных породах аянской и двурогинской свит.

По химическому составу базальты юряхской свиты резко отличаются от базальтов нормального ряда (повышенные содержания Ti, P, K и Rb) и обнаруживают большое сходство с субщелочными базальтами ивакинской свиты. Для пород характерно постоянное присутствие апатита (2-3%) и повышенная радиоактивность (до 21 мкР/ч).

Палеонтологические данные и определения абсолютного возраста (232 млн лет) [34] свидетельствуют о раннетриасовом возрасте пород свиты.

Путоранский биостратиграфический горизонт завершает разрез платобазальтов. Нижняя его часть в пределах Норильско-Хараелахского прогиба представлена мокулаевской свитой (разделенной на две подсвиты), слагающей и северную часть Ламско-Хантайского прогиба. Южнее оз. Кета, т.е. в пределах предполагаемого Дюпкунского палеорифта, ее стратиграфическим аналогом является хоннамакитская свита, в составе которой выделяются также две подсвиты. В основании почти повсеместно установлен маркирующий "надаанский" горизонт. Это мощный (до 30-70 м) покров (редко 2-3 покрова) гломеропорфировых базальтов с микродолеритовой основной массой и тонкой веерной отдельностью. Часто он подстилается пачкой тонкослоистых вулканогенно-осадочных пород (до глинистых известняков) мощностью от 10-15 м до 60 м, которая многими исследователями относится также к путоранскому горизонту [34, 57]. В то же время эта пачка образует с вулканами двурогинского горизонта, особенно породами двурогинской свиты, единое геологическое тело с преобладанием туфогенно-осадочных пород, завершая цикл относительного затухания вулканизма. Находки флоры в верхней части двурогинской свиты бассейна р. Авам позволяют относить ее, по заключению Н.К.Могучевой, к путоранскому горизонту. Очевидно положение границы двурогинского и путоран-

ского горизонтов должно быть уточнено, в частности в стратотипе двурогинской свиты. Вышележащие базальты надаанского покрова знаменуют собой начало нового цикла массовых излияний платобазальтов.

Хоннамакитская свита (T_{1hn}), впервые выделенная в 1958 г. Д.И.Полькиным, имеет отчетливо ритмичное строение. Две ее подсвиты соответствуют двум циклам вулканической деятельности, каждый из которых начинался мощными трещинными излияниями порфировых (гломеропорфировых) базальтов с микродолеритовой основной массой. Они слагают надаанский и делочинский маркирующие горизонты в основании подсвит. Делочинский горизонт сложен преимущественно афировыми и такситоофитовыми базальтами (1-3 покрова). Большая же часть разреза, т.е. второй элемент циклов, сложен порфировыми и афировыми базальтами преимущественно с пойкилоофитовой, офитовой и такситоофитовой основной массой. Мощность покровов (потоков) обычно не превышает 8-15 м. Они образуют тонкополосчатые пачки, хорошо узнаваемые и картируемые. Реже наблюдаются прослои вулканогенно-осадочных пород.

Общая мощность хоннамакитской свиты - более 470 м, мощность нижней подсвиты - 270-320 м. Палеонтологические данные [34] подтверждают ее раннетриасовый возраст.

Мокулаевская свита (T_{1mk}) выделена в 1960 г. В.С.Голубковым и Д.А.Додиныным со стратотипом на р. Мокулай (Хараелахская мульда). Как и хоннамакитская свита, она ритмична, но оба цикла вулканизма, особенно в пределах Норильско-Хараелахского прогиба, сложены несколькими (чаще двумя) циклами более мелкого порядка. Вследствие этого каждая подсвита мокулаевской свиты (с теми же маркирующими горизонтами в основании) состоит из двух пачек, которые, как правило, начинаются также с горизонтов порфировых и афировых базальтов, образующих иногда локальные маркирующие горизонты. Тонкополосчатое строение пачек, особенно в нижней подсвите, часто на коротком расстоянии сменяется переслаиванием мощных покровов гломеропорфировых, порфировых и афировых базальтов, фиксируя локальные центры излияний. Туфогенно-осадочные породы слагают редкие маломощные горизонты и прослои. Один из них почти постоянно присутствует в кровле свиты, фиксируя завершающую стадию очередного вулканического цикла.

Мощность мокулаевской свиты - 400-675 м, возрастает в северо-восточном направлении. Раннетриасовый возраст пород подтверждается палеонтологическими данными.

Хараелахская свита (T_{1hr}) выделена в 1960 г. В.С.Голубковым и Д.А.Додиныным со стратотипом на р.Мокулай. Как и вышележа-

щие кумгинская и самоедская свиты в Норильском рудном районе, она встречается только в пределах Норильско-Хараелахского прогиба (Норильский стратиграфический район) и состоит из четырех пачек.

В основании большинства разрезов свиты залегают мощные покровы порфировых, афировых и пойкилоофитовых базальтов, образующие нижнюю (первую) пачку мощностью 50-150 м (на плато Пукторана - это ягтальский маркирующий горизонт). Вторая пачка сложена 1-7 покровами гломеропорфировых базальтов (15-120 м). Наиболее мощная третья пачка (200-365 м) представлена покровами пойкилоофитовых и афировых, реже порфировых и гломеропорфировых базальтов. В основании пачки и в ее средней части встречены маломощные горизонты туфов.

Пойкилоофитовые базальты преобладают на северо-западе Хараелахской мульды, афировые и порфировые - в ее северной и юго-восточной частях. Четвертая пачка (95-215 м) сложена афировыми и порфировыми, реже пойкилоофитовыми базальтами, значительный объем занимают туфогенные отложения, иногда встречаются глинистые известняки. На севере Хараелахской мульды в верхах разреза встречены 1-2 маломощных (10-12 м) покрова андезито-базальтов [87].

Перестройка растительных ассоциаций, отражающая изменения климата, подтверждается находкой В.М.Лосевым остатков зверообразного пресмыкающегося, по определению Л.П.Татаринова относящегося к листрозаврам. Это теплолюбивое животное, которое могло обитать в субтропиках, характеризует раннетриасовый возраст пород хараелахской свиты. Разрез свиты завершается горизонтом пестроокрашенных вулканогенно-осадочных пород, свидетельствуя о кратковременном затухании вулканизма (заключительная часть очередного цикла).

Общая мощность хараелахской свиты - 475-600 м, максимальная - на севере Хараелахской мульды.

Кумгинская свита (T₁km), выделенная в 1962 г. В.А.Марковским, Е.Н.Ленькиным в долине р. Кумга, согласно перекрывает вулканы хараелахской свиты и является хорошей маркирующей толщей для верхней части разреза платобазальтов. Она сложена пачкой из 8-12 покровов гломеропорфировых базальтов мощностью 150-220 м. К нижней миндалекаменной зоне пачки базальтов часто приурочен меденосный горизонт (самородная медь).

Самоедская свита (T₁sm) выделена в 1962 г. Д.А.Додиныным на р. Самоедская речка. Она завершает разрез платобазальтов Норильского района и встречается только в пределах наиболее прогнутых участков Норильско-Хараелахского прогиба. Мощность вулка-

нитов свиты достигает 800 м. Свита сложена афировыми, порфировыми, гломеропорфировыми и пойкилоофитовыми базальтами с прослоями вулканогенно-осадочных пород. В ее составе выделяется от 3 до 5 пачек, близких по составу, но различающихся по объему туфогенных пород. Наиболее мощные (до 20-25 м) и выдержанные по простиранию горизонты последних чаще фиксируются на границах пачек.

Спорово-пыльцевые комплексы из пород хараелахской, кумгинской и самоедской свит характеризуются преобладанием средне-триасовых форм, свидетельствуя о перестройке растительных ассоциаций. Тем не менее возраст этих образований [116] требует уточнения.

Палеомагнитные исследования Э.Н.Линда [128] показывают, что породы кумгинской и самоедской свит характеризуются обратной намагниченностью.

Базальты мокулаевской (хоннамакитской) и самоедской свит по химизму соответствуют типичным толеитовым базальтам, лишь в верхах хараелахской свиты встречаются потоки андезитабазальтов. Незначительные вариации состава пород сводятся к постепенному нарастанию количества титана, а начиная с верхней пачки хараелахской свиты в лавах намечается увеличение содержания бария и фосфора. Для пород характерны повышенные содержания меди, закономерно возрастающие вверх по разрезу, а также никеля, хрома и кобальта (для кумгинской и самоедской свит). Не случайно в вулканитах путоранского горизонта сосредоточено большинство проявлений самородной меди.

САМОРОДНАЯ МЕДЬ

В северной и восточной частях Норильского рудного района известны свыше 50 рудопроявлений и участков минерализации, а также одно непромышленное месторождение самородной меди. Последнее вошло в литературу как Арылахское месторождение [21, 43, 44]. Все проявления тяготеют преимущественно к участкам пересечения зон разрывных нарушений (Норильско-Хараелахский, Имангдинско-Летнинский, Кыстыхтахский, Абагалахский, Кумгинский, Самоедский, Галельский и др.) либо трассируются вдоль них.

В вулканогенных породах установлено несколько меденосных горизонтов, пространственно связанных с карбонатными и вулканогенно-осадочными породами верхней половины разреза платобазальтов, иногда с зонами мандельштейнов. Основные концентрации самородной меди связаны с горизонтами сложенными брекчиевидными (конгломератовидными) известняками и карбонатизированными туфами, часто слоистыми, содержащи-

ми нередко вулканические бомбы и лапилли. Они перекрываются базальтами, в нижней части миндалекаменными и брекчиевидными. Наиболее богатые руды располагаются на границе разнородных масс, где мощные покровы базальтов перекрывают перечисленные выше разности пород, образуя экран на пути миграции рудоносных гидротерм. Мощность горизонтов меденосных пород обычно не превышает 2-10 м.

Протяженные на десятки километров меденосные горизонты приурочены к туклонской, моронговской, мокулаевской, хараелахской, кумгинской, самоедской свитам или их фациальным и возрастным аналогам. Среди них наиболее перспективными являются пограничные слои моронговской и мокулаевской свит, где вулканогенно-осадочные (иногда с известняками в кровле) породы перекрыты серией мощных покровов базальтов (Арылахское месторождение). Близкая ситуация наблюдается и на участках локализации оруденения в хараелахской и приподошвенной частях кумгинской свиты. В последнем случае мощная зона мандельштейнов базальтового покрова хараелахской свиты и пачка вулканогенно-осадочных пород экранируются лавовыми покровами кумгинской свиты.

Геологическое строение меденосного горизонта Арылахского месторождения, минеральный состав и главные парагенезисы, условия формирования пород и руд изучены О.А.Дюжиковым с соавторами [21, 43, 44]. Самородная медь и сопутствующие минералы образуют вкрапленные и прожилково-вкрапленные, иногда со шлирами сплошных, руды. Концентрация металла зачастую весьма значительна (до 4-5%). Среднее содержание меди по месторождению не превышает 0,41%. В ассоциации с медью отмечены кальцит, цеолиты, пренит, кварц, хлорит, адуляр. Среди рудных минералов - гематит, халькозин. Наиболее распространенными вторичными минералами являются куприт, тенорит, халькозин, ковеллин, малахит. Важную роль играет серебро, которое находится в рудах в виде примеси в самородной меди. Среднее содержание серебра в рудах составляет 18-20 г/т, а в составе самородной меди - до 163 г/т.

Особо следует отметить крупные кристаллические агрегаты самородной меди, встреченные в полосе выхода меденосной залежи Арылахского месторождения на дневную поверхность. Здесь немало крупных самородков весом до 2 кг, размер которых часто превышает 15-20 см. Известны и более крупные самородки - до 24 кг. Довольно часто встречаются дендритовидные кристаллические агрегаты и сростки октаэдрических кристаллов размером от долей миллиметров до 5 см

в поперечнике. В сростаниях с медью обычно находятся цеолиты, заполняющие пространство между кристаллами, наряду с окислами и гидрокарбонатами меди. В коренном залегании наиболее крупные самородки меди найдены в зальбандах и центральной части существенно карбонатных жил, секущих горизонт, в контактах карбонатных пород и перекрывающих их лавобрекчий, а также в крупных газовых пустотах из миндалекаменной зоны базальтов.

Кроме Арылахского месторождения и его флангов, перспективные проявления самородной меди тяготеют к центральной части Хараелахской и Икэнской мульд, где они сосредоточены преимущественно в зоне Абагалахского разлома субширотного простирания, осложненного поперечными разрывами. Разлом сопровождается обширным дайковым полем в виде многочисленных маломощных даек далдыканского комплекса. Медная минерализация сосредоточена в основном в приподошвенной части разреза гломеропорфировых базальтов кумгинской свиты, залегающих на тонкообломочных вулканогенно-осадочных породах. Характер оруденения и сопровождающих его гидротермально-метасоматических процессов аналогичны Арылахскому месторождению (Б.М.Струнин, 1987). Мощность рудных горизонтов редко превышает 2-3 м, содержание меди в них достигает 2-4%.

Самородная медь в пределах Норильского рудного района локализуется в зонах повышенной трещиноватости в пределах наиболее проницаемых зон [21] при латеральном развитии благоприятных для рудоотложения горизонтов. С интенсивностью тектонической переработки пород связано и положение оруденения в разрезе платобазальтов, приуроченность его к тем или иным литологически благоприятным горизонтам. Чем выше степень тектонической нарушенности пород на участке, тем ниже в геологическом разрезе локализовано оруденение. Установлена пространственная связь оруденения с субвулканическими телами (трубки взрыва) - Арылахское месторождение, район оз. Хантайское.

Особенности минералогии, морфоструктурные параметры, характер распространения и локализации оруденения указывают на его низкотемпературную гидротермальную природу.

Геохимическая специализация на медь платобазальтов Норильского рудного района, как и всего северо-запада Сибирской платформы, широкое развитие медной минерализации в вулканогенной толще с большим (более 2 км) стратиграфическим диапазоном разреза, в котором известны проявления самородной меди, позволяют считать благоприят-

ными предпосылки для обнаружения в регионе достаточно крупных месторождений этого вида сырья.

Большинство проявлений самородной меди, включая Арылахское месторождение, сосредоточено в северной части Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба, в его наиболее проницаемых зонах. Месторождения самородной меди оз. Верхнего в США [101] и многочисленные рудопроявления на Кольском полуострове [21] также тяготеют к рифтам, что свидетельствует об одинаковых геодинамических режимах развития наиболее крупных скоплений самородной меди.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрской системы, представленные лагунно-морскими осадками, развиты на севере и северо-западе Норильского рудного района в бассейнах рр. Самоедская речка, Пясины, Дудинка. Они с угловым несогласием залегают на разновозрастных отложениях палеозоя и вулканогенных образованиях триаса, перекрыты четвертичными и меловыми осадками мощностью до 200 м и более. Вследствие этого они изучены только по керну скважин.

Юрская система представлена здесь отложениями верхнего отдела.

Верхний отдел (J₃)

В составе верхнего отдела выделены сиговская и яновстанская свиты.

Сиговская свита (J₃sg), стратотип которой выделен по скважине 1-Р Малохетская [11], в Норильском рудном районе впервые установлена В.А.Федоренко на севере Хараелахской мульды в бассейне р. Самоедская Речка (О.А.Дюжиков и др., 1976). Она с угловым несогласием залегает на различных горизонтах верхнего палеозоя.

Для сиговской свиты характерен существенно песчаный состав (прослои алевролитов и аргиллитов имеют максимальную мощность до 7 м), горизонты конгломератов, гравелитов, достаточно высокая степень литификации пород. Песчаники серые до светло-серых, иногда с зеленоватым оттенком мелкозернистые, реже грубо-, крупнозернистые, местами известковистые. По плоскостям напластования часто отмечаются углефицированные растительные остатки, чешуйки слюды, в песчаниках - зерна пирита. Мощность свиты - 48 м.

Данные отложения отнесены к оксфордскому и кимериджскому ярусам, нерасчлененным из-за сходства стратиграфического положения и литологического состава с фаунистически охарактеризованной сиговской свитой Усть-Енисейской впадины [11, 67, 68, 69].

ЮРСКАЯ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Яновстанская свита (J₃-K₁jn). Стратотип выделен в скважине 1-Р Долганская [11]. В Норильском рудном районе свита установлена на западном побережье оз. Пясино (Т.И.Немененок, 1971) и в бассейнах рр. Самоедская Речка, Икэн, Кумга, Мастах-Сала, Тальми (О.А.Дюжиков, 1976). Она с размывом перекрывает разновозрастные отложения от среднего девона до поздней юры.

В составе яновстанской свиты преобладают серые до темно-серых слаболитифицированные алевролиты и аргиллиты с прослоями (1-10 м) песчаников и песков светло-серых мелкозернистых слюдистых. В основании и нижней части свиты отмечаются горизонты (до 6 м) гравелитов и конгломератов. В верхней части встречены прослойки и линзочки (до 2 см) блестящего угля. Для пород яновстанской свиты характерно высокое содержание аутигенного пирита, местами образующего концентрации. В отличие от сиговской свиты и вышележащих отложений раннего мела здесь отсутствуют лептохлорит и глауконит. По всему разрезу встречаются растительные остатки, часто углефицированные, чешуйки слюды, пирит-марказитовые концентрации, раковины пелеципод. Мощность яновстанской свиты колеблется от 21 до 26 м.

В отложениях свиты установлены многочисленные фораминиферы, единичные *Ammodiscus zaspelovae* Koz. нижневолжского возраста, а также спорово-пыльцевые комплексы очень близкие таковым яновстанской свиты Усть-Енисейской впадины. Возраст свиты датируется от кимериджа до берриасса [67, 116].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы, представленные лагунно-морскими и континентальными осадками, развиты на севере, северо-западе и западе Норильского рудного района в бассейнах рр. Самоедская Речка, Пясины, Дудинка, Фокина и др. Они с размывом и трансгрессивным несогласием залегают на разновозрастных отложениях от рифея [84] до юры.

Меловая система представлена отложениями нижнего и верхнего отделов.

Нижний отдел (K₁)

В составе нижнего отдела выделены нижнехетская, суходудинская, малохетская, яковлевская свиты.

Нижнехетская свита (K₁nh), стратотип которой выделен по скважине 10-Р Малохетская [11], в Норильском рудном районе впервые установлена В.А.Федоренко на севере Хараелахской мульды в бассейне р. Самоедская

Речка. Она с размывом залегает на породах яновстанской свиты, в основании ее прослеживается прослой гравелитов мощностью до 0,5 м.

Нижнехетская свита сложена слаболифитифицированными алевролитами серыми тонкослоистыми и алевролитами уплотненными серыми песчанистыми. От нижезалегающих яновстанских отложений нижнехетские отличаются отсутствием пирит-марказитовых конкреций, широким развитием сидеритизации и минералогическим составом тяжелой фракции. Мощность нижнехетской свиты не превышает 31,0 м.

Отложения ее хорошо сопоставляются с нижнехетской свитой Усть-Енисейской впадины, которая относится к валанжинскому ярусу нижнего мела [67, 68].

Суходудинская свита (K₁sd). Стратотип выделен по скважине 10-Р Малохетская [11]. В Норильском рудном районе свита впервые установлена на севере Хараелахской мульды в бассейне р. Самоедская Речка (О.А.Дюжиков, 1976). Ее отложения с размывом залегают на осадках нижнехетской и яновстанской свит.

Суходудинская свита представлена песками серыми, часто с зеленоватым оттенком, мелкозернистыми алевроитовыми и алевроглинистыми с прослоями известковистых песчаников и песчанистыми алевролитами и алевроитами, часто тонкослоистыми.

Мощность свиты колеблется от 0 до 216 м. А.С.Турбиной среди пелеципод из отложений свиты определены *Arctic* sp., *Pleurossa* sp., *Astarte ex gr. veneris d'Orb.*, С.П.Булыничевой [11] в верхней части разреза определены фораминиферы *Globulina praelacrima* Mjatl., *Glomospitella multivoluta* R. и др. Палеонтологические данные, а также спорово-пыльцевые комплексы, определенные Р.Т.Коненковой, позволяют датировать данные отложения валанжинским веком.

Малохетская свита (K₁mh), стратотип которой выделен по скважине 1-Р Малохетская [11], в Норильском районе установлена на севере Хараелахской мульды в бассейне р. Тальми и Икэн (О.А.Дюжиков, 1976) и на западном побережье оз. Пясино (Т.И.Неменюк, 1971). Она с размывом залегает на различных горизонтах яновстанской свиты. На северо-востоке в основании свиты наблюдается прослой (до 20 м) слаболифитифицированного конгломерата.

Малохетская свита представлена песками серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми слюдястыми с прослоями алевролитов, алевроитов и глин. В породах отмечаются гальки кремней, обломки бурых углей, сидеритовые конкреции, остатки углефицированной древесины и растительный детрит.

Мощность малохетской свиты не превышает 100 м.

Р.Т.Коненкова и Е.Е.Дюжикова, основываясь на присутствии в спорово-пыльцевом спектре отложений спор семейства *Schizaeaceae* и, особенно, родов *Lygodium*, предполагает раннемеловой возраст отложений. И.А.Шилкиной определены древесные остатки, отнесенные к р. *Xenoxylon* sp. и *Protosedroxylon*, что позволяет также с большой вероятностью определить возраст отложений как раннемеловой. По стратиграфическому положению и литологическому составу эти отложения сопоставляются со стратотипом малохетской свиты в Усть-Енисейской впадине, имеющем готеривский возраст [11, 116].

Яковлевская свита (K₁jk). Стратотип выделен В.Н.Саксом и З.З.Ронкиной в 1957 г. В Норильском рудном районе отложения свиты обнажаются и вскрыты скважинами по правому берегу р. Енисей и в бассейне р. Дудинка [84, 97]. Они несогласно залегают на разновозрастных отложениях от рифея до раннего мела.

Яковлевская свита сложена песчаниками серыми и пестроцветными тонко- и мелкозернистыми до алевроитистых кварцевыми с прослоями алевролитов, аргиллитов, алевроитов, отмечаются прослой (до 1 см) углистых аргиллитов. По плоскостям напластования - чешуйки слюды, обломки бурых углей, конкреции марказита, растительные остатки. Мощность свиты - от 24 до 182 м.

Возраст отложений определен В.В.Павловым [84, 97] по богатым спорово-пыльцевым комплексам, которые близки аптскому и альбскому комплексам района Малохетского вала [11, 116].

Нижний-верхний отделы (K₁₋₂)

Долганская свита (K₁₋₂dl), стратотип которой выделен В.Н.Саксом и З.З.Ронкиной в 1957 г., в Норильском районе установлена в бассейне р. Дудинка [84, 97]. Ее отложения согласно залегают на осадках яковлевской свиты и перекрываются четвертичными породами.

Долганская свита сложена песками светло-серыми до серых тонко-, мелкозернистыми с прослоями темно-серых глин, реже полимиктового песка с гравием и галькой. В песках большое количество обломков бурых углей. Мощность свиты - от 13 до 169 м.

Возраст отложений определен В.В.Павловым [84, 97] по богатому спорово-пыльцевому комплексу. Комплекс спор семейств *Gleicheniaceae* и *Polypodiaceae*, пыльцы кейтаниевых и молодых представителей семейства *Pinaceae* (род *Pinus*), а главное, пыльцы покрытосемянных близок к комплексам из аль-

бских и сеноманских отложений района Ма-
лохетского вала [11, 116].

Верхний отдел (K₂)

Нерасчлененные отложения позднего мела в виде небольших фрагментарных выходов установлены на севере Хараелахской мульды в бассейнах рр. Кумга, Икэн, Мастах-Сала, Тальми, на юге Вологодчанской мульды в бассейне р. Ямной и на крайнем северо-западе района работ, где они перекрыты четвертичными образованиями.

На севере Хараелахской мульды верхнемеловые отложения трансгрессивно залегают на различных горизонтах палеозоя (от силура до перми), а также на вулканогенных образованиях. Они представлены песчаниками светло-серыми до белых и желтоватых мелкозернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, глинистыми алевролитами, песчанистыми глинами и конгломерато-брекчиями, реже известковистыми песчаниками. В нижней части в песках выявляются обломки окаменелой и обугленной древесины, многочисленные стяжения (до 1,5 м в диаметре) глинисто-алевритовых пород с фауной, редкая галька и валуны базальтов и известняков, стяжения сидерита, конкреции и прослои (до 0,2 м) фосфоритоносных песчаников (В.Т.Крамарев, 1968). В верхней части достаточно часто встречаются обломки углефицированной древесины, линзы и прослои (до 20 см) углей, повышенное содержание валунно-галечного материала.

Мощность отложений - от 30 до 90 м. Возраст их по остаткам фауны морских моллюсков определяется как позднемеловой (В.А.Марковский, 1962; Е.А.Черевков, 1963).

На юге Вологодчанской мульды в бассейне р. Ямной верхнемеловые отложения представлены алевритами с прослоями разнозернистого песка, включающего конкреции фосфоритов и известковистых песчаников с фауной морских моллюсков. Мощность верхнемеловых отложений здесь ориентировочно составляет 100 м. Микрофауна и спорово-пыльцевые комплексы определяют принадлежность осадков к туронскому и коньякскому ярусам (Г.А.Значко-Яворский, 1961) [97].

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения практически сплошным чехлом покрывают низменные участки Норильского рудного района и широко развиты в горной части территории. В горах их мощность достигает десятков, а в низинах - первых сотен метров (более 340 м в скважине АС-31 в районе г. Дудинка).

Расчленение четвертичных отложений Норильского района соответствует унифици-

рованной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК СССР в 1981 г. [119]. В качестве основных стратиграфических единиц приняты ледниковые и межледниковые горизонты. В накоплениях плейстоцена выделены: в нижнем звене - талагайкинский (межледниковый) и лебедский горизонты, в среднем звене - тобольский (межледниковый) горизонт и бахтинский надгоризонт, в верхнем звене - казанцевский (межледниковый), муркутинский, каргинский (межстадиальный) и сартанский горизонты, а также отложения каргинского и сартанского горизонтов нерасчлененных. Кроме того, закартированы осадки современного звена и верхнего и современного звеньев нерасчлененных.

Талагайкинский горизонт (Q_{1tl}), осадки которого обнаружены при бурении в котловине оз. Пясино, вблизи оз. Арылах и в районе г.Дудинка (скважина АС-31 в интервале 148,2-341,1 м), норильскими геологами выделялся вначале под названием варомыяхинской свиты (В.Ф.Федоренко, Л.В.Сотникова, 1972), затем в качестве чистоозерской толщи (В.А.Федоренко, 1980). В ранге последней эти отложения введены в унифицированную региональную схему 1981 г. [119]. Стратотипическим для толщи является разрез скважины II-2 в интервале 82,0-148,0 и 14,0-38,0 м ниже уровня моря). Здесь на породах раннего мела залегают снизу вверх:

1. Пески серы мелкозернистые глинистые с обилием гальки. Преобладает галька конгломерата, обломочная часть которого представлена сидеритом и сидеритизированной древесиной. Мощность - 2,4 м.

2. Пески серые, мелкозернистые, слабо-слюдистые, часто с крошкой и обломками древесного угля, с единичной находкой позднейкайнозойской фораминиферы *Cribroelphidium goesi*. В верхах появляются прослои до 1 м алевритов и слойки (0,5-2 см) алевритовых глин (54,2 м).

3. Алевриты сверху с примесью мелкозернистого песка. Встречаются отдельные слойки алевритовой глины (9,4 м).

Общая мощность толщи - 66,0 м.

Несортированность песков базального слоя, засоренность их многочисленной галькой вызывают сомнения в автохтонном залегании как самого слоя, так и всей толщи. Возможно, базальный слой соответствует локальной морене, слагающей подножья береговых уступов правого берега Енисея между устьями рр. Фокина и Убойная.

Нижнеплейстоценовая морена на Енисее содержит многочисленные отторженцы талагайкинских песков - белых и бело-светло-серых, мелкозернистых, кварцевых, с довольно многочисленными толстостенными рако-

винами морских моллюсков. Поэтому генезис талагайкинских осадков трактуется как морской или прибрежно-морской. По-видимому, они образовались в значительной степени за счет переотложения юрских меловых пород.

Отложения талагайкинского горизонта широко распространены в обнажениях нижнего течения Енисея. К ним относятся накопления мессовской свиты в понимании В.Н.Сакса [127] и С.Л.Троицкого [142], а также воронцовские слои Ф.А.Каплянкой и В.Д.Тарноградского. Во всех встреченных нами описаниях обнажений талагайкинских пород имеются признаки их аллохтонного залегания.

Лебедский горизонт (Q_{1l}). В его объеме закартированы моренные супеси и пески, слагающие основание (до 14-15 м над урезом воды) берегового уступа правого берега Енисея между устьями рр. Фокина и Убойная. Они резко отличаются от валунных суглинков, супесей и песков остальной части разреза. Во-первых, они гораздо сильнее литифицированы, во-вторых, содержание в них гравия, гальки и валунов на порядок меньше и составляет не более 1-3%. Слоистость в супесях и песках отсутствует. Цвет их обычно темно-серый, часто с коричневым оттенком. Очень характерна оскольчатая отдельность. Мегакласты в породах хорошо окатаны (2-4 класс по градации Ходакова) и представлены в основном базальтами и долеритами, реже кварцем и кремнем. Валунны - обычно мелкие (до 15 см). В толще много отторженцев песков талагайкинского горизонта. Как и в отторженцах, в валунных супесях и песках встречаются обломки и целые створки толстостенных раковин брахиопод.

Приведенная характеристика толщи позволяет уверенно определить ее как локальную морену, образовавшуюся за счет песков, сохранившихся в отторженцах. При отнесении морены к нижнему плейстоцену учитывались ее повышенная литификация, образование за счет талагайкинских песков, а также то обстоятельство, что в ней отсутствуют отторженцы глин и алевроитов тобольского горизонта.

Тобольский горизонт (Q_{1tb}). Наличие в Норильском рудном районе отложений тобольского межледникового горизонта установлено В.И.Гудиной [29, 30], выделившей в интервале глубин 113,5-131,0 м скважины Б-7 (р. Болгохтох) туруханский комплекс фораминифер, который является частью биостратиграфической зоны *Milionella pyriformis*. Породы, содержащие фораминиферы туруханского комплекса, норильскими геологами рассматривались сначала как стратотип усть-соленинской свиты, а затем - вологодчанской толщи, введенной в унифицированную региональную схему четвертичных отложений 1981 г. В стра-

тотипическом разрезе скважины Б-7 в интервале 18,5-36,0 м ниже уровня моря отмечаются глины темно-серые горизонтально-слоистые оскольчатые, с фораминиферами и раковинами морских моллюсков, с переменным содержанием по разрезу гравия, гальки и валунов. Последнее обстоятельство связано, по-видимому, с тем что эта толща является локальной мореной по морским глинам. Такая трактовка выглядит наиболее вероятной еще и потому, что ниже и выше глин с фораминиферами лежат типичные моренные суглинки. Возраст локальной морены - послетобольский, вероятно среднеплейстоценовый.

Осадки тобольского горизонта наблюдались в разрезе правого борта Енисея ниже устья р. Убойная, где в отторженцах часто встречаются аргиллитоподобные глины, очень чистые, с блестящим срезом и раковистым изломом. Наиболее крупное аллохтонное тело, сложенное сизыми глинами, выходит на поверхность в основании уступа (до 12-22 м над урезом воды) правого берега Енисея, непосредственно ниже по течению устья р. Убойная.

В глинах часто встречаются тонкостенные раковины морских моллюсков, относящиеся к санчуговскому комплексу (С.Л.Троицкий [142]), идентифицирующие глины с санчуговской свитой (В.Н.Сакс [127]). В 4 км ниже устья р. Убойная из глин получен туруханский комплекс фораминифер, определяющий их возраст тобольским горизонтом.

Таким образом, во всех известных нам местонахождениях осадки тобольского горизонта имеют аллохтонное залегание. Тем не менее, их присутствие в разрезе имеет стратиграфическое значение, так как они фиксируют трансгрессию моря в первое межледниковье среднего плейстоцена.

Бахтинский надгоризонт (Q_{1nb}). В унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений [119] в бахтинский надгоризонт объединены два ледниковых горизонта - самаровский и тазовский и разделяющий их межстадиальный ширтинский горизонт. По материалам, которыми мы располагаем, между первыми межледниковыми горизонтами среднего (тобольский) и верхнего (казанцевский) плейстоцена можно выделить образования лишь одной ледниковой трансгрессии. Наиболее полно они представлены в скважине Б-7, послужившей стратотипом выделяемой норильскими геологами ямининской моренной толщи и парастратотипом вышележащей коевской озерно-ледниковой толщи, введенных в составе бахтинского надгоризонта в региональную стратиграфическую схему 1981 г.

Как указывалось при описании тобольского горизонта, в скважине Б-7 к среднеплей-

стоценовой морене, по-видимому, следует относить темно-серые глины с фораминиферами туруханского комплекса. Выше залегают яминские моренные суглинки темно-серые, неслоистые, с большим количеством (до 20-50%) гравия, гальки и валунов, мощностью 28,5 м. На бахтинской морене залегают парагенетически с ней связанные коевские озерно-ледниковые ленточные глины мощностью 29,0 м.

На Енисее в качестве возрастных и фациальных аналогов озерно-ледниковых ленточных глин рассматриваются слагающие многочисленные отторженцы кварц-полевошпатовые пески с иматровскими камнями (карбонатные конкреции) диаметром до 10-18 см. В 8 км от устья р. Фокина вниз по течению в песчаной толще встречена линза длиной более 20 м и мощностью до 2,0 м с интенсивно заторфованными глинистыми прослоями, содержащими обломки сучьев. По ним была получена запредельная радиоуглеродная датировка более 50 млн лет (СОАН-2321). Отсюда же определены лесные спорово-пыльцевые спектры, состоящие в основном из древесной пыльцы (80%) с преобладанием ели (78-88%). Озерно-ледниковый генезис песков устанавливается, исходя из повсеместного наличия в них иматровских камней-индикаторов приледниковых условий.

Выделить собственно моренные отложения бахтинского надгоризонта в гляциомеланжевой толще, слагающей береговые обрывы Енисея, не удастся.

Казанцевский горизонт (Q₁ckz). К нему отнесены широко распространенные в гляциомеланжевой толще равнинной части Норильского рудного района бело-светло-серые кварцевые пески с обломками раковин морских моллюсков. Практически всегда в песках содержится крошка и обломки (до 5 см) древесного угля (до 20-30% объема).

Казанцевские пески наблюдались практически повсеместно в береговых обрывах рр. Енисей, Пясины, Косая и в бортах котловины оз. Боганидское. В большинстве случаев установлено их аллохтонное залегание. Лишь на р. Пясины, где пески следятся в основании береговых обрывов на значительные расстояния, а подошва их скрыта под урезом воды, сохраняется вероятность того, что они находятся на месте их первичного накопления. В последнем случае вскрытая мощность песков не превышает 10-15 м.

Охарактеризованные пески идентичны песчаным осадкам бассейна рр. Турухан и Б.Хета. В пробах песков В.И.Гудина определила казанцевский комплекс фораминифер, однозначно свидетельствующий о принадлежности песков к казанцевскому горизонту [29, 30].

Муруктинский горизонт (Q₁mt). Комплекс осадков, оставленный муруктинским ледниковым покровом, является рельефообразующим на большей части Норильского рудного района. Аккумулятивные формы ледникового рельефа образуют закономерно построенные ансамбли, образованные накоплениями основной, краевой и абляционной разновидностями морен, а также флювиогляциальными и озерно-ледниковыми осадками.

Основная морена в пределах равнинной части района развита в виде практически сплошного чехла и имеет меланжевое строение. Мощность гляциомеланжа достигает 100 м и более.

В горной части района основная морена представлена темно-серыми неслоистыми плотными суглинками, реже супесями, с гравием, галькой и валунами в основном базальтового состава. Морена здесь выстилает днища долин-трогов и перекрывает уплощенные водоразделы. Мощность - первые десятки метров, на склонах - не более 5-10 м.

В рельефе основная морена образует холмисто-западинную равнину со множеством пологих холмов и западин, многие из которых заняты озерами.

В Норильском районе нет конечных (внешних) краевых морен, так как он весь перекрывался ледниковым покровом. Имеются лишь внутренние краевые образования, фиксирующие границы стабилизации ледника в процессе прерывистого отступания ледникового края [6]. Они развиты вдоль бортов так называемой Хантайско-Норильской прадолбины, разделяющей плато Норильское, Харалах и Сыверма, и обозначают контуры двух ледниковых лопастей, обтекавших Норильское плато после того, как ледник уже был не способен через него переваливать.

К категории краевых отнесены морены, образовавшиеся в зонах столкновения выводных ледниковых языков, лопастей или покровов. Такую разновидность краевых морен мы называем мореной сжатия. Наибольшее развитие она имеет в низменной северной части района. Здесь произошло столкновение Путоранского и Северо-Таймырского ледниковых покровов (рис. 3). В результате образовалась мощная зона сжатия, лед из которой оттекал вдоль межлопастной гряды Няпан, которая до сих пор рассматривалась исследователями в качестве конечной гряды няпанской стадии раннезырянского (муруктинского) оледенения. При этом не учитывалось ее принципиальное отличие от конечных краевых гряд, состоящее в том, что конечная гряда с дистальной стороны всегда имеет обрамление в виде зандров или равнин, сложенных осадками приледниковых озер. Няпанская гряда ни с одной из сторон такого обрамления не имеет.

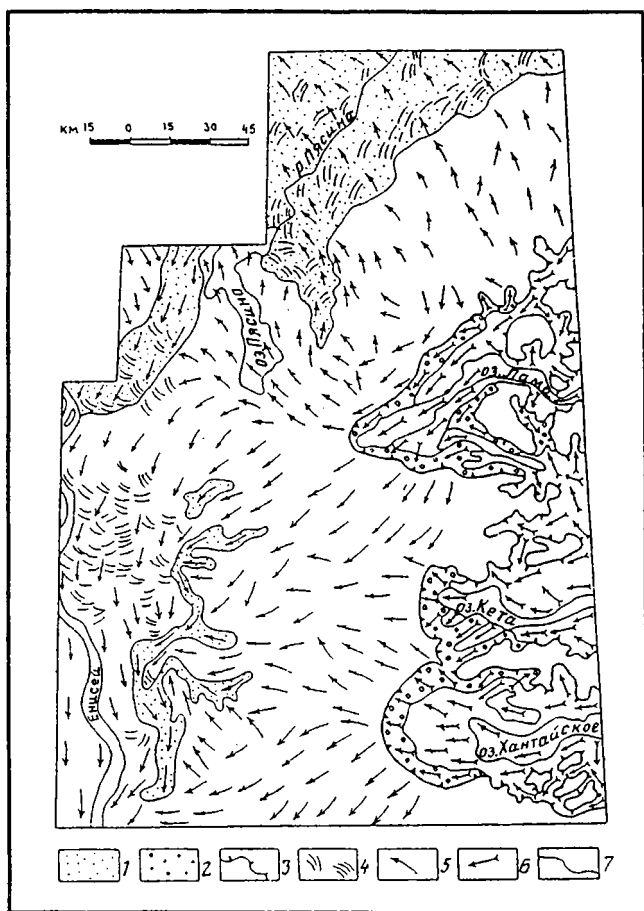


Рис. 3. Схема движения ледников

1 - зоны сжатия в муруктинском ледниковом покрове; 2 - конечная морена сартанских ледников; 3 - граница сартанского оледенения; 4 - гляциотектонические чешуйчато-надвиговые нарушения в моренной толще; 5-6 - направление движения льда в ледниках муруктинского (5) и сартанского (6) возраста; 7 - границы ледниковых отложений различных типов

В Норильском рудном районе краевые морены не уступают в сложности краевым ледниковым постройкам, хорошо изученным на территории Европы [82]. Решающую роль в их образовании играли чешуйчато-надвиговые деформации, захватывавшие толщу рыхлых пород на значительную глубину. В бассейне р. Пясины с их помощью на поверхность выведены скученные в пакеты чешуи песков верхнего мела. Краевая морена во всех случаях превышает по мощности примыкающую к ней основную морену, по крайней мере, в 1,5-2 раза. В северной части плато Хараелах в составе обломков краевой морены встречены многочисленные обломки гранитов, принесенных ледником с Горного Таймыра.

Абляционная морена накапливалась в результате стаивания полей мертвого льда, оставшихся после скачкообразного отступления края ледникового покрова в ходе его регрессии [6]. Она представлена массивами на-

ходящихся в сложных сочетаниях осадочных тел флювио- и лимнокамов, озов, а также морен сплывания и обрушивания. Примером таких образований может служить участок правого берега Енисея выше устья р. Браженовская. Картировать эти достаточно мелкие тела отдельно в масштабе съемки невозможно. Но целиком, в качестве озово-камового массива, они хорошо опознаются на аэрофотоснимках благодаря беспорядочному, бугристо-грядово-холмистому рельефу. Холмы в массивах сложены ритмично-слоистыми песчано-глинистыми осадками лимнокамов, бугры - валунно-галечными накоплениями флювиокамов, гряды - озовыми галечниками и песками. Наибольшую мощность (десятки метров) имеют отложения лимнокамов.

Флювиогляциальные накопления мощностью от 5 до 20-30 м закартированы на Норильском плато, в полосе западного берега Хантайского водохранилища, а также по северо-западному фасу плато Хараелах. На Норильском плато они возникли в результате оттока талых вод по гляциогенным сквозным долинам от западного края ледниковой лопасти, занявшей Норильско-Хантайскую прadolину. Ледниковая лопасть сформировалась в ходе сокращения ледникового покрова после того, как ледниковый покров уже не мог перевалить через Норильское плато. Флювиогляциальные отложения образуют здесь долинные зандры, сложенные валунными галечниками и песками.

Озерно-ледниковые осадки отлагались в приледниковых бассейнах, существовавших перед активным ледниковым краем, а также выполняли внутриледниковые полости в полях мертвого льда. Обширный приледниковый бассейн, примыкавший к прифронтальному зандру, существовал на месте долины р. Хантайка и примыкающей части долины Енисея. Вдоль восточного края Норильского плато существовали озера, возникшие в результате подпруживания ледниковыми лопастями боковых долин после отмирания поля льда, покрывавшего плато.

Озерно-ледниковые отложения, накопившиеся в полостях мертвого льда, выполняют днища котловин среди моренного рельефа или образуют платообразные возвышенности, называемые звонцами.

Озерно-ледниковые осадки представлены ленточными глинами. В верхней части разреза они сменяются темно-серыми пылеватыми глинами, а те, в свою очередь, тонкозернистыми ленточными песками. Для всех литологических разностей характерны карбонатные конкреции (иматровские камни). Мощность их не превышает первые десятки метров.

Каргинский горизонт (Q_{пкгр}). В каргинский межстадиал на освободившейся от

льда территории шло осадконакопление в озерах и формировался врез второй надпойменной террасы. Образование террасы завершилось во время сартанской стадии зырянского оледенения, поэтому ее описание приводится в подразделе "каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные".

Озера существовали, вероятно, в виде озерных котловин, сохранившихся со времени муруктинского оледенения (остаточные), и термокарстовых озер, которые образовались на месте вытаявших глыб захороненного льда. Распространение озер было ограничено низменной частью Норильского рудного района. Каргинские озерные осадки (глины, пески) резко отличаются от озерно-ледниковых наличием значительного количества органических остатков - древесины, травы, прослоев торфа. Кроме того, среди них нет ленточных глин и карбонатных конкреций. По данным А.Т.Стулова, из каргинских алевроитов, вскрытых под сартанскими озерно-ледниковыми осадками в верховьях р. Рыбная, получена радиоуглеродная датировка - 28 тыс.л.н. (ГИН-482).

Сартанский горизонт (Q_{IIISr}) соответствует возрастному диапазону 23-10 тыс.л.н. За это время на Норильской площади накопился комплекс отложений, связанный с горно-долинным оледенением - ледниковые, флювиогляциальные, озерно-ледниковые и пролювиальные осадки. Среди ледниковых образований мы различаем краевую, основную и абляционную морены.

В категорию краевых морен объединены конечные и боковые морены. Пояса конечных морен в виде амфитеатров окаймляют с запада озера Мелкое, Гудке, Глубокое, Кета и Хантайское, фиксируя максимальное продвижение выводных ледников с плато Путорана. Боковые морены являются продолжением конечных морен на бортах троговых долин и показывают уровни заполнения трогов телом ледника. Краевые морены формировались в условиях сочетания действия талых вод и бульдозерного эффекта осциллирующего ледникового края. В результате формировалась толща, состоящая из сложного сочетания линзовидных тел валунных суглинков и валунно-галечных осадков мощностью до 100 м и более. Важную роль в строении толщи имеют чешуйчато-надвиговые гляциотектонические нарушения.

Основная морена представлена суглинками, реже супесями плотными неслоистыми, содержащими до 30-40% гравия, гальки и валунов в основном базальтового состава. Для основной морены характерен выположенный холмисто-западинный рельеф.

К категории абляционной морены отнесены отложения озово-камовых массивов, от-

личающихся беспорядочным бугристо-грядово-холмистым рельефом. Бугры сложены валунно-галечниками флювио-камов, холмы - горизонтально-слоистыми глинами и песками лимнокамов, а гряды - озовыми галечниками и песками. Мощность накоплений достигает 20-30 м.

Флювиогляциальные отложения образуют зандры перед конечными моренными образованиями. В строении зандров преобладают пески, обычно содержащие гальку и мелкие валуны. По направлению к леднику пески замещаются гравийно-галечными отложениями. Мощность зандровых накоплений у края ледника достигает 30-40 м.

Озерно-ледниковые осадки накапливались в Вальковском приледниковом озерном бассейне, существовавшем перед краем выводных ледников, занимавших троговые долины озер Мелкое, Глубокое, Гудке и Кета. Кроме Вальковского, приледниковые озера имелись во всех боковых долинах, подпруженных выводными ледниками, двигавшимися по главным долинам. В приледниковых озерах накопились толщи, состоящие в основном из глин, в том числе и ленточных, с резко подчиненной ролью мелко- и тонкозернистых ритмично-слоистых песков. Для пород характерны карбонатные конкреции (иматровские камни) и практически полное отсутствие растительных остатков, свидетельствующее о суровом климате. Отложения Вальковского озера приурочены к высотам от 20 до 80-100 м и имеют мощность до 60 м. Из его осадков, вскрытых в обнажениях в нижнем течении р. Аякли (В.Д.Крюков и др., 1968), получена радиоуглеродная датировка 19900 ± 500 л.н. (ГИН-311). Позднее (Н.С.Берендеев, 1989) из этого же района получены еще четыре датировки - от 19400 ± 500 л.н. (ГИН-5345) до 21000 ± 200 (ГИН-5343). Если в дополнение к этим датам принять во внимание залегание озерно-ледниковых осадков на датированных каргинских озерных накоплениях, то их сартанский возраст можно считать доказанным.

Каргинский и сартанский горизонты нерасчлененные (Q_{IIKsr}-sr). В течение каргинского и сартанского времени сформировалась вторая надпойменная терраса Енисея и его притоков, которая развита вдоль его левого берега ниже устья р. Хантайка. Ширина террасы достигает 4-4,5 км, а высота уступа к Енисею не превышает 25 м.

Возраст осадков, слагающих вторую террасу, подкрепляют две радиоуглеродные датировки - 39900 ± 800 л.н. (ГИН-2579) и 40300 ± 800 (ГИН-2580), выполненные на образцах из обнажения в 1 км ниже о-ва Липатниковский.

Верхнее и современное звенья нерасчлененные (Q_{III-IV}). В пограничную эпоху поз-

днего плейстоцена и голоцена образовалась первая надпойменная терраса Енисея и его притоков, а в горной части района в результате карового оледенения накопились моренные и флювиогляциальные отложения.

Первая надпойменная терраса Енисея сохранилась между устьями рр. Хантайка и Фокина, а также в приустьевой части р. Дудинка. Тыловой шов террасы располагается на высоте около 30 м абс., а высота бровки уступа к Енисею составляет 22-15 м. Отмечается слабый наклон площадки террасы от тылового шва к осевой части долины. Общая мощность осадков - 22 м.

Датирование первой надпойменной террасы проведено в соответствии с результатами региональных исследований С.М.Цейтлина (1979 г.), определившего время ее образования в диапазоне 13000-8000 лет назад.

Ледниковые отложения каровых и небольших долинных ледников откартированы на отрогах Путоранских гор. Они развиты преимущественно на склонах северной и восточной экспозиции участков плато с отметками водоразделов более 800 м, где выстилают днища каров, но нередко продолжают языками вниз по долинам и даже сливаются между собой. Морена представлена глыбовыми накоплениями местных пород мощностью 10-20 м.

Флювиогляциальные отложения сохранились или в виде фрагментов долинных зандров, отходящих от концевых частей моренных языков, или в виде конусов выноса, оставленных потоками талых ледниковых вод. В строении как зандров, так и конусов выноса доминируют пески, большей частью гравийные, и валунные галечники. Мощность осадков составляет 10-20 м.

В наиболее полном виде картина взаимоотношений ледниковых, флювиогляциальных и современных аллювиальных осадков наблюдается в долине р. Яшиктал. Здесь зандровые накопления образуют первую надпойменную террасу, которая в долине Енисея датирована по C^{14} концом позднего плейстоцена - началом голоцена (С.М.Цейтлин, 1979). Коррелятность флювиогляциальных террас с пер-

вой террасой Енисея подтверждается признаками сурового климата в бассейновой части енисейского аллювия.

Современное звено (Q_{IV}). Среди современных отложений выделены аллювиальные, пролювиальные, озерные и болотные образования.

Аллювиальные осадки слагают пойменную террасу, которая в равнинной части района состоит из нормально развитых фаций руслового, пойменного и старичного аллювия. Русловой аллювий состоит из галечников и песков, а при размыве скальных пород и морены к ним добавляется перлювий - глыбы и валуны. Пойменный аллювий представлен суглинками, старичный - илами. В горной части площади в строении поймы резко преобладает русловая фация, пойменная фация почти не развита, а старичная - отсутствует. Наибольшую высоту - до 14-15 м имеет пойменная терраса Енисея. Мощность ее аллювия достигает 30-40 м.

Пролювиальные отложения в горной части района слагают многочисленные конуса выноса. Вершинная часть их состоит из валунно-галечника, дистальная - из суглинка. Промежуточная зона песков имеет обычно небольшое и прерывистое распространение. Мощность пролювия достигает 10-20 м.

Озерные накопления выполняют днища озерных котловин и слагают нижние озерные террасы. Так, у оз. Пясино, которое является остаточным от Вальковского приледникового водоема, В.А.Федоренко (1980 г.) к голоцену относит четыре террасы с абсолютными отметками от 30 до 60 м абс. Озерные осадки представлены, в основном, горизонтально-слоистыми иловатыми глинами и тонкозернистыми песками с многочисленными растительными остатками. Мощность их - до 30-35 м.

Болотные образования широко распространены в равнинной части района, особенно на площадях, сложенных моренными суглинками и озерно-ледниковыми глинами. Представлены болотные отложения (мощность - до 10-15 м) илами, глиной, торфом.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вопросы расчленения интрузивных образований северо-запада Сибирской платформы рассматривались в работах В.С.Соболева, А.П.Лебедева, М.Н.Годлевского, М.Л.Лурье, В.Л.Масайтиса, Э.Л.Варанда, А.А.Полуниной, Д.А.Додина, В.В.Золотухина, А.М.Виленского, Г.Н.Старицыной, Г.Д.Маслова, О.А.Дюжикова, М.З.Комаровой, В.А.Люлько, Е.В.Тугановой, И.А.Наторхина, В.К.Степанова, Д.М.Туровцева и др.

В работах Э.Л.Варанда, В.Л.Масайтиса, А.А.Полуниной и М.Л.Лурье [86] в качестве основного подразделения принят интрузивный комплекс. Позднее рядом геологов выделяются "типы интрузий" (Г.Д.Феокистов, 1966; Г.Н.Старицына и др., 1968; М.Л.Лурье, 1976; Д.А.Додин, 1980-1981 и др.). В.Л.Масайтис [92], Н.С.Малич [20, 82, 89], Е.В.Туганова [143, 144], О.А.Дюжиков [21] и др. исследователи для изучения магматизма используют формационный анализ.

Еще при первых исследованиях магматизма северо-запада Сибирской платформы [22, 23, 112, 133, 146] была установлена генетическая связь (комагматичность) интрузивных и эффузивных образований. Начиная с 80-х годов многими исследователями выделяются вулканогенно-интрузивные ассоциации [21, 109].

Большая часть интрузивных образований Норильского рудного района относится к позднепалеозойско-раннетриасовому этапу развития региона. По составу интрузии разделены на позднепермские щелочные и субщелочные, раннетриасовые базитовые и ультрабазит-базитовые [87]. Болгохтохский массив представлен одноименным массивом гранитоидов мезозойского возраста.

К щелочным и субщелочным интрузиям относятся ергалахский и пясинский интрузивные комплексы. Среди базитовых интрузий выделены катангский (огонерский), далдыканский и авамский комплексы. Ультрабазит-базитовые интрузии представлены норильским и курейским комплексами.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Позднепермские ергалахский и пясинский комплексы (типы) нерасчлененные ($\tau\beta - \varepsilon \nu \beta P_2$) - наиболее ранние в районе интрузивные образования, сформировавшиеся в начальную стадию позднепалеозойско-раннемезозойского рифтогенеза. Учитывая их близкий состав и недостаточно детальную изученность, эти комплексы на карте показаны как нерасчлененные.

ЕРГАЛАХСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс выделен как тип интрузий М.Н.Годлевским в 1959 г., а в ранге комплекса - в 1962 г. М.Л.Лурье с соавторами [86]. Он объединяет позднепермские интрузивные образования, комагматичные щелочным и субщелочным базальтам ивакинской свиты [21].

Интрузии ергалахского комплекса развиты на большей части площади Норильского рудного района, за исключением северо-восточной части Вологодчанской мульды. Интрузии локализируются в позднепалеозойских отложениях, а на юге Норильской мульды они встречены и в отложениях девона, силура и ордовика, причем интрузии здесь часто имеют пологосекущий и секущий характер. Как правило, интрузии образуют пластовые тела многоярусного строения, чаще всего прослеживаются 1-3 (реже до 8) относительно выдержанных силла. Мощность отдельных тел варьирует от первых метров до 100 м. Суммарная мощность многоярусных силлов редко превышает 80-100 м. На юге Норильской мульды в опущенных крыльях флексур мощность ергалахских интрузий возрастает до 260 м.

По петрохимическим данным выделены две разновидности интрузий ергалахского комплекса: 1 - щелочные долериты, 2 - субщелочные оливиновые долериты [87]. Первые сопоставимы с щелочными базальтами, вторые - с субщелочными титан-авгитовыми базальтами ивакинской свиты.

Интрузии щелочных долеритов однородны по внутреннему строению. Макроскопически породы - мелко- и среднезернистые. Цвет - темно-серый до черного. Порфировые включения плагиоклаза размером не более 1 см слагают до 15% объема. Под микроскопом наблюдается чередование участков с пойкилоофитовой и офитовой структурами и крупными веретенообразными ойкокристаллами титан-авгита. Минеральный состав породы следующий: плагиоклаз двух генераций (An_{53-70} , An_{35-45}) - 35-60%, титан-авгит ($En_{20-37} Wo_{36-50} Fs_{29-31}$) - 20-40%, оливин (Fa_{34-60}) - от единичных зерен до 13%. Характерно повышенное содержание (5-15%) рудных минералов - магнетита, титаномагнетита, ильменита. В интерстициях присутствует альбит, ортоклаз (до 10%), анальцит, цеолиты, хлорит, биотит. Акцессорные минералы представлены биотитом, сфеном, цирконом.

Субщелочные оливиновые долериты встречены на северо-западе Норильской мульды, на юго-востоке Хараелахской и в долине р. Имангда. Детально эти образования изучены на Имангдинской площади. Субщелочные долериты слагают здесь пластовые интрузии

(мощностью 15-30 м), залегающие в верхней половине разреза перми. Интрузии образованы темно-серыми среднезернистыми породами с горошчатой текстурой, пойкилоофитовой структурой и состоят из плагиоклаза (An₄₈₋₆₆) - 30-45%, титан-авгита - 25-35%, оливина (Fa₄₆) - 15-30%, рудных минералов - 4-5%, апатита - 1%. Плагиоклаз по краям зерен нередко альбитизирован, а оливин замещен вторичными минералами.

Остаточная намагниченность щелочных и субщелочных долеритов показывает как положительную, так и отрицательную полярность.

ПЯСИНСКИЙ КОМПЛЕКС

Комплекс выделен В.А.Люлько в 1965 г. по материалам изучения одноименной интрузии. Центр ареала интрузий этого комплекса находится у северного борта Хараелахской мульды в междуречье рр. Кумга-Икэн. На восток они прослежены вплоть до оз. Арылах, на запад - до оз. Пясино. В южной части района они установлены в долине р. Хантайка и вскрыты скважинами севернее оз. Хантайское. Интрузии локализуются в отложениях девона и перми, реже прорывают осадки ордовика-силура. Образуют субпластовые тела мощностью от первых метров до 85 м. В центре ареала (8-10 интрузий) их суммарная мощность составляет первые сотни метров.

Среди образований пясинского комплекса доминируют интрузии субщелочных кварцсодержащих габбро-долеритов. Они представлены (сверху вниз): 1) трахидолеритами и габбро-диоритами, 2) габбро-долеритами и габбро-диоритами, 3) габбро-долеритами и пикродолеритами. Для минерального состава характерно повышенное содержание титаномагнетита и ильменита. Широко распространен апатит, присутствует ортит.

Макроскопические породы призматически-зернистые средне- и крупнозернистые серого и светло-серого цвета. Структура пород долеритовая, пойкилоофитовая, микропегматитовая. Текстура - массивная, горошчатая, иногда трахитоидная. Породы состоят из плагиоклаза (55-75%), клинопироксена (15-35%), оливина (0-7%), кварца (до 2%, редко до 5-7%), альбита (1-2%, редко до 4-5%), биотита (до 3%), амфибола (1-3%), вторичных минералов - хлорита, эпидота, кальцита, пумпелиита (1-3%). Содержание рудных минералов (титаномагнетит, ильменит, пирит) изменяется от 3-5% до 10-15%. Пироксен представлен титан-авгитом. Акцессорные минералы - апатит, ортит.

Пясинская интрузия, по данным В.А.Люлько, представляет собой маломощный (7-25 м) силл в верхах каларгонской - низах фокинской свиты позднего девона. Она состоит из плагиоклаза (андезит-лабрадор), клино-

пироксена (En₃₇₋₅₇ Wo₃₈₋₄₀ Fs₈₋₂₆), оливина (Fa₁₇₋₃₃). Особенностью является наличие в ее составе большого количества крупных (до 5 см) короткопризматических вкрапленников кислого (An₅₋₁₀) плагиоклаза, закономерное расположение которых обусловило трахитоидную текстуру пород, и присутствие калиевого полевого шпата (до 20%), иногда в сростках с кварцем.

Контактовое воздействие интрузивов пясинского комплекса на вмещающие породы незначительно. Интрузии характеризуются пониженной основностью, невысокими содержаниями фосфора, высокой ролью титана и щелочей, повышенной глиноземистостью (табл. 2).

Общей чертой позднепермских интрузий является высокая концентрация калия, а в их нормативном составе (щелочные долериты) часто присутствует нефелин. Субщелочные пикродолериты характеризуются довольно высокой магнезиальностью (16,91-19,09%), повышенными содержаниями титана и калия.

По геохимическим данным породы пясинского комплекса значительно отличаются от эффузивов ивакинской свиты. Если по содержанию меди и кобальта они близки, то количество никеля и хрома в пясинских интрузиях выше, а стронция, бария и особенно циркония - существенно ниже. В целом для них (по сравнению с типичными толеитами) характерно пониженное содержание стронция, бария, циркония, повышенное - никеля и хрома.

Совместно со щелочными и субщелочными базальтами ивакинской свиты интрузии ергалахского и пясинского комплексов образуют щелочно-субщелочную серию и резко отличаются от всех других более поздних магматических образований.

Позднепермский возраст интрузий устанавливается на основании следующих данных: 1) повсеместно они прорывают осадочные образования не моложе позднепермских; 2) неоднократно установлены фациальные переходы интрузий ергалахского комплекса в субвулканические образования ивакинской свиты, позднепермский возраст которой доказан палеонтологически. Прямая полярность остаточного намагничения пород пясинского комплекса, возможно, свидетельствует, что внедрение их произошло на рубеже перми и триаса.

Интрузии ергалахского и пясинского комплексов часто сопровождаются субвулканическими образованиями, иногда образующими фациальные переходы с вулканитами ивакинской свиты. Наиболее часто они встречаются в бассейне р. Фокина, где контролируются зонами разломов, осложняющими западное крыло Норильской мульды и обрамляю-

Средневзвешенные химические составы интрузивных образований в мас.%

№ п/п	Количество анализов	Компоненты												Сумма
		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	п.п.п.	
1	61	45,00	3,48	14,26	3,80	11,20	0,20	4,22	7,90	3,66	2,23	1,25	2,48	99,68
2	8	47,47	2,75	15,01	3,89	9,38	0,80	5,02	7,89	3,57	1,66	0,62	2,34	100,39
3	5	48,82	3,15	13,62	3,38	11,21	0,20	4,27	7,90	3,04	1,94	0,70	1,65	99,88
4	6	51,87	2,99	13,86	4,82	8,32	0,13	4,34	4,86	3,73	1,92	0,62	2,37	99,83
5	40	49,31	2,80	13,61	4,82	8,92	0,16	5,40	6,89	3,02	1,32	0,38	2,42	99,05
6	12	46,47	2,80	14,35	5,17	8,53	0,14	6,32	7,11	3,18	1,20	0,33	3,82	99,42
7	8	46,68	2,22	10,32	4,78	9,49	0,20	11,86	7,67	2,27	1,06	0,27	3,05	99,87
8	4	48,91	1,04	15,10	2,92	8,07	0,17	8,01	10,96	2,08	0,61	0,11	1,87	99,85
9	49	47,68	1,44	15,32	3,42	9,30	0,22	7,29	10,35	2,23	0,47	0,16	1,90	99,78
10	4	45,86	1,29	9,28	3,61	10,78	0,20	17,82	6,88	1,36	0,42	0,13	2,14	99,77
11	363	44,82	0,92	14,31	3,74	8,73	0,20	11,00	9,43	2,02	0,73	0,12	3,50	99,52
12	1	44,64	0,46	20,97	2,04	5,74	0,22	7,40	8,81	1,89	2,28	0,09	5,06	99,60
13	19	47,95	1,79	13,79	4,43	9,47	0,23	6,05	9,87	2,93	1,03	0,20	2,24	99,99
14	67	46,10	0,86	16,36	2,71	7,70	0,16	9,85	11,04	1,92	0,52	0,14	2,22	99,67
15	46	37,60	0,58	8,74	5,33	11,30	0,19	21,60	5,56	0,83	0,28	0,12	6,41	98,75
16	21	43,32	0,81	14,19	4,22	10,34	0,16	10,63	9,42	1,79	0,64	0,11	2,52	98,18
17	172	45,75	0,91	14,04	3,50	8,20	0,16	11,53	9,88	1,91	0,48	0,15	2,72	99,23
18	112	46,62	1,10	14,73	3,46	8,30	0,18	9,56	10,08	1,73	0,44	0,24	1,89	98,33
19	24	44,84	0,74	15,17	2,55	8,62	0,16	12,41	10,34	1,59	0,65	0,13	2,44	99,64
20	21	46,59	0,99	14,08	2,88	8,79	0,17	11,48	9,98	1,72	0,68	0,10	2,30	99,76
21	25	46,17	0,89	14,26	3,74	9,88	0,20	10,03	9,23	1,92	0,72	0,20	2,15	99,39
22	284	44,24	0,76	12,32	2,64	10,15	0,20	15,71	8,36	1,41	0,65	0,11	3,00	99,55
23	110	43,96	0,77	14,32	2,24	11,19	0,18	14,95	8,22	1,57	0,34	0,10	2,02	99,86
24	17	47,44	1,37	14,90	4,56	8,25	0,20	7,03	9,72	2,65	1,20	0,17	2,42	99,91
25	38	44,11	0,64	14,49	2,33	8,63	0,21	12,18	9,33	1,51	1,23	0,19	3,51	98,36
26	64	47,84	1,29	14,92	3,87	8,68	0,19	7,48	9,55	2,42	1,00	0,16	2,56	99,96
27	101	47,43	1,95	14,55	4,71	11,42	0,21	6,43	9,74	2,61	0,58	0,23	1,61	101,47
28	5	48,61	2,68	12,92	4,71	11,12	0,22	4,80	9,52	2,67	0,86	0,32	1,71	100,14

Примечание. Порядковые номера первой графы обозначают: 1-3 - ергалахский комплекс: 1 - щелочные долериты, 2 - субщелочные долериты, 3 - субщелочные интрузии юга Норильской мульды; 4-7 - пясинский комплекс: 4 - субщелочные габбро-диориты и трахидолериты, 5 - интрузии субщелочных кварцсодержащих габбро-долеритов, 6 - интрузии субщелочных габбро-долеритов, 7 - интрузия дифференцированная от субщелочных габбро-долеритов до пикродолеритов; 8-9 - интрузии катангского комплекса; 10-26 - дифференцированные интрузии норильского комплекса: 10 - Нижнефокинская; 11-16 - Талнахская: 11 - средневзвешенный состав, 12 - лейкогаббро, 13 - габбро-долериты, 14 - оливиновые габбро-долериты, 15 - пикритовые габбро-долериты, 16 - такситовые габбро-долериты; 17 - Норильск-1, 18 - Норильск-II, 19 - г.Черной, 20 - Имангдинская, 21 - г.Зуб (основное тело), 22 - моронговский тип интрузий, 23 - то же г.Моронго, 24 - интрузия Макус, 25 - Нижнеталнахская интрузия, 26 - интрузия Накахоз; 27 - интрузии далдыканского комплекса, 28 - интрузии авамского комплекса.

щими ее антиклинали (Фокинская, Убойнинская и др.). Здесь интрузии ергалахского комплекса, прорывающие осадки среднего-позднего палеозоя, переходят в субвулканические тела пластообразной, пологосекущей и трубообразной формы. Они сложены разнообразными магматическими брекчиями, переработанными метасоматическими процессами.

Мощность этих образований достигает многих сотен метров. Наиболее крупная субвулканическая постройка этого возраста - Фокинский палеовулкан (более 8 км в поперечнике) - расположена в зоне пересечения Краевого и Ергалахского разломов. Субвулканические тела, по данным В.В.Елисеева и Е.Н.Волкова, вскрыты скважинами в зоне Норильско-Хараелахского разлома, районе Талнахского месторождения и на восточном борту Вологодчанской мульды.

Западнее района массового развития субвулканических образований в разрезах дудинского вала практически отсутствуют субщелочные интрузии. Это дало основание В.С.Нестеровскому сделать вывод об их "взрывном" выклинивании в краевых частях Норильской мульды и ее конседиментационном развитии (прогибании) в этот период. Очевидно также, что общая обстановка растяжения в пределах мульды способствовала внедрению этих интрузивов в породы рамы в отличие от антиклинальных структур, где преобладало сжатие.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

К раннетриасовым интрузиям относится ряд интрузивных комплексов (типов), в котором выделяются нерасчлененный - катангский (огонерский) комплекс интрузий и дифференцированные комплексы - норильский, курейский, далдыканский и авамский. Кроме того, в системе раннетриасовых интрузий рассматриваются интрузии невыясненного типа; с интрузивами норильского комплекса ассоциируют сульфидные платино-медно-никелевые руды.

Наиболее дифференцирован (расчленен) норильский комплекс, в структуре которого выделено 6 типов - фокинский, зубовский, норильско-талнахский, нижнеталнахский, моронговский.

КАТАНГСКИЙ (ОГОНЕРСКИЙ) КОМПЛЕКС ($\beta - \sigma \nu \beta \tau_1 k l$)

Недифференцированные и слабодифференцированные раннетриасовые интрузии этого комплекса - наиболее распространенный тип интрузивных образований норильского рудного района, так же как и всей западной части Сибирской платформы. Главная их особенность - выдержанность состава в пределах

всей территории. Внедрение их происходило вслед за позднепермскими интрузивами, что подтверждается характером наблюдаемых взаимоотношений. Кроме того, они прорывают раннетриасовые вулканогенные образования до мокулаевской свиты включительно. Скорее всего, формирование их происходило в течение большей части времени образования вулканогенной толщи. Максимум интрузивной деятельности приходился на заключительную стадию магматизма после образования многокилометровой базальтовой крыши, вследствие чего значительная часть магматического расплава уже не достигла дневной поверхности, внедряясь в породы чехла в условиях преобладающего растяжения, в особенности на флангах прогибов.

Большая часть интрузий катангского комплекса локализована в палеозойских образованиях, преимущественно в осадках силура и девона, а также угленосной толще. Максимальное сгущение базитовых интрузий наблюдается на крыльях мульдообразных прогибов и осложняющих последние зонах разломов и их пересечениях, где геофизическими методами [114, 115] фиксируются палеовулканические центры, в которых интрузивные образования по данным бурения слагают до 30-50% объема вскрытого разреза. В то же время за пределами прогибов в структурах валов (Дудинский, Хантайско-Рыбинский и др.) интрузивные образования представлены единичными маломощными дайками.

Кроме того, наблюдается и меридиональная зональность при резком возрастании к югу количества базитовых интрузий. Максимум приходится на южную часть Норильской мульды и Ламско-Хантайского прогиба. В то же время в пределах Вологодчанской, Хараелахской и Икэнской мульды, т.е. в наиболее прогнутой части Норильско-Хараелахского прогиба (с максимальным коэффициентом эксплозивности), встречены лишь единичные маломощные интрузии основного состава.

Катангский комплекс, выделенный в 1962 г. М.Л.Лурье и др. [86], объединяет под этим названием недифференцированные базитовые интрузивы (вторая фаза внедрения) на обширных пространствах западной части Сибирской платформы. Позднее в пределах Норильского района подобные интрузии были выделены как огонерский комплекс (В.А.Люлько, 1975). В 1982 г. В.А.Федоренко и др. расчленили эти образования на ирбинский и амбарнинский типы интрузий. Первые рассматриваются как образования коагматичные пойкилоофитовым базальтам туклонской свиты, вторые - вулканитам моронговской - самоедской свит. Ирбинскому типу полностью соответствуют выделенные Г.Д.Мас-

ловым интрузии пойкилоофитовых "горошчатых" долеритов.

Подавляющее большинство интрузий катангского комплекса - пластообразные и пологосекущие тела, реже сложные, каркасные и многоярусные интрузии и дайки. Пластообразные тела локализованы преимущественно в осадках палеозоя, секущие - в вулканогенных образованиях, зонах разломов и флексурах. Широко распространены субвулканические образования в виде пластообразных, трубообразных и сложных тел. Они распространены, как и позднепермские аналоги, преимущественно на крыльях структур и вдоль зон разломов. Мощность интрузий обычно не превышает первых десятков метров, реже достигает 220 м.

Интрузии однородны по своему строению и сложены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми долеритами и оливиновыми долеритами с характерной "горошчатой" текстурой. Лишь в наиболее крупных массивах появляются шпирообразные тела габбро-долеритов и оливиновых габбро-долеритов, последние изредка слагают маломощные самостоятельные тела и скорее всего представляют апофизы более крупных массивов. Преобладающая структура пород - пойкилоофитовая, офитовая, интерсертальная и габбро-офитовая, реже встречаются порфиновые разновидности. Минеральный состав пород: плагиоклаз - 30-60%, клинопироксен - 35-55%, оливин - 5-10% (реже - 12-15%), мезостазис (хлорит с участием актинолита, биотита, кварца) - до 10-20%, рудные минералы - 1-5%. Из аксессуаров встречаются апатит и сфен. Состав плагиоклаза - An_{45-88} , более основные разновидности (An_{68-88}) образуют вкрапленники. Клинопироксен отвечает авгиту ($En_{30-50} Wo_{36-46} Fs_{10-28}$). Оливин соответствует Fa_{30-37} , иногда его железистость повышается до Fa_{47} .

По химическому составу (см. табл. 2) породы катангского комплекса характеризуются низким содержанием кремнезема, титана и железа, умеренным и низким - калия; иногда наблюдается относительно высокое содержание магния.

Интрузии катангского комплекса иногда содержат редкую рассеянную вкрапленность сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит). Контактное воздействие на вмещающие породы - незначительно. Мощность зон экзоконтакта не превышает 0,2-0,5 м, реже - до 5 м. Обычно наблюдается осветление и уплотнение пород, реже появляются узловатые роговики и мраморы.

По палеомагнитным данным породы катангского комплекса имеют положительный (прямой) вектор остаточного намагничивания.

Субвулканические образования комплекса широко представлены в бассейне рр. Фокина,

Кулюмбэ, Кета-Ирбо, районе оз. Хантайское. В бассейне р. Фокина, по данным В.В.Елисева, субвулканические образования трубки Пирротиновой перекрыты базальтами надеждинской свиты. Аналогичные взаимоотношения характерны для Микчандинского и Кета-Ирбинского палеовулканов. В составе обломков, выполняющих Ергалахскую трубку взрыва, присутствуют породы кристаллического фундамента - кварциты, гранитогнейсы, двуслюдяные граниты и т.п. [93].

В бассейне р. Кулюмбэ установлены фациальные переходы пластообразных интрузий катангского комплекса в магматические крупнообломочные брекчии, прорывающие вулканогенно-осадочные породы двурогинской свиты. Мощность интрузий не более 20-40 м, для них характерны многочисленные апофизы, сложенные брекчиями, и значительные гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород. Последние, включая скарирование, - характерная черта большинства субвулканических тел. Некоторые из них являются вмещающими породами для проявления и месторождений магнетита (Веткинское и др.), другие обнаруживают пространственную (возможно, и генетическую) связь с проявлениями самородной меди (Арылахское месторождение и др.).

Интрузии катангского комплекса по набору признаков соответствуют базитам нормального ряда [87]. Раннетриасовый возраст подтверждается изложенными выше данными и, менее уверенно, определениями абсолютного возраста [57].

НОРИЛЬСКИЙ КОМПЛЕКС

Дифференцированные расслоенные интрузии норильского комплекса - уникальные образования района. Именно они сопровождаются промышленным сульфидным медно-никелевым оруденением. К норильскому комплексу относится и большинство выявленных здесь безрудных ультрабазит-базитовых интрузий. Все они имеют ряд общих черт химического состава, достаточно близкие геохимические особенности, единый структурно-тектонический контроль (локализация в проницаемых наиболее мобильных зонах - глубинных разломах Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба). Однако конкретные интрузии норильского комплекса (типа) существенно различаются по внутреннему строению, степени рудоносности и некоторым важным особенностям вещественного состава, что позволяет разделить их на ряд интрузивных подтипов, которые по геологическим данным характеризуются определенной последовательностью внедрения.

Среди расслоенных сульфидоносных интрузивов норильского комплекса выделяют

ся: 1) дифференцированные ультрабазит-базитовые интрузивы фокинского подтипа, 2) дифференцированные лейкократовые интрузивы зубовского подтипа, 3) полнодифференцированные рудоносные интрузивы норильско-талнахского подтипа, 4) дифференцированные высокомагнезиальные меланократовые интрузивы нижнеталнахского и моронговского подтипов.

Интрузии норильского комплекса - основной элемент всех рудных узлов Норильского рудного района, в пределах которых они, как правило, представлены несколькими типами (в качестве примера на рис. 4 представлен Талнахский рудный узел). Наиболее важным является присутствие полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахского типа, с которыми связаны все месторождения и крупные рудопроявления сульфидных медно-никелевых руд. Они сопровождаются интрузивами нижнеталнахского типа (Норильский, Талнахский, Тальминский, Южно-Норильский рудные узлы), зубовского (Норильский, Имангдинский, Арылахский) и многочисленными апофизами. Интрузивы моронговского типа расположены преимущественно на флангах наиболее крупных рудных узлов (Талнахский и Норильский).

Интрузии норильского комплекса образуют весьма сложные многоярусные интрузивные постройки, часто конформные к вмещающим структурам. Формирование их происходило в несколько фаз, включая внедрение сульфидных расплавов [21].

Интрузивы норильского комплекса прорывают базитовые интрузии катангского комплекса и, в свою очередь, прорываются интрузивами далдыканского комплекса.

Для интрузий фокинского типа установлена комагматичность с пикробазальтами гудчихинской свиты [21], что фиксирует нижний предел внедрения гипербазит-базитовых образований района. Рудоносные интрузии норильско-талнахского типа прорывают вулканогенные образования туклонско-надеждинского, реже моронговского возраста. Наиболее молодыми интрузивами, по-видимому, являются интрузии моронговского подтипа, прорывающие эффузивы мокулаевской свиты. Возраст интрузий норильского комплекса с дслей условности принимается как раннетриасовый. По-видимому, внедрение большинства из них, включая рудоносные, завершилось до массового базитового магматизма [21, 109].

Таким образом, формирование интрузий норильского комплекса относится к единому тектономагматическому этапу (максимальное развитие процессов рифтогенеза), хотя и было растянуто во времени. Палеомагнитные данные по большинству массивов показывают

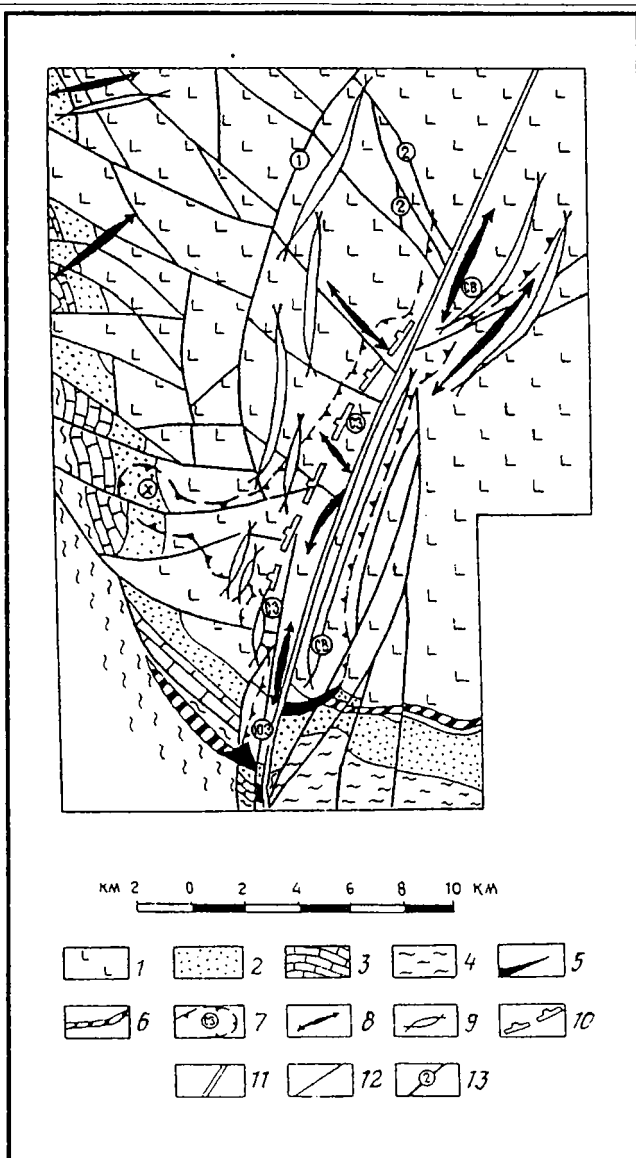


Рис. 4. Геолого-структурная схема Талнахского рудного узла

1 - позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные образования; 2 - позднепалеозойские угленосные отложения; 3 - позднедевонские карбонатные отложения; 4 - ранне, -среднедевонские карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения; 5 - выходы Талнахского интрузива под четвертичные отложения; 6 - апофизы Талнахского интрузива; 7 - границы ветвей Талнахского интрузива на глубине: СВ - Северо-Восточная, ЮЗ - Юго-Западная, СЗ - Северо-Западная, Х - Хараелахская; 8-9 - оси антиклинальных (8) и синклинальных (9) структур; 10 - флексура; 11 - главный шов Норильско-Хараелахского разлома; 12 - разрывные нарушения; 13 - наиболее крупные рудоконтролирующие разломы (1 - Осево́й разлом, 2 - зона северо-западных сбросов)

прямое намагничение, за исключением некоторых массивов моронговского и нижнеталнахского подтипов, подтверждая в целом их раннетриасовый возраст.

Фокинский тип ($qv\beta - \omega v\beta T_1fk$). К фокинскому типу (В.А.Люлько, 1973; М.Л.Лурье, 1974) уверенно относится только Нижнефокинский интрузив. Условно к этому же типу ряд исследователей относит несколько мелких дайкообразных тел пикритовых габбро-долеритов (MgO - до 25,7%) в центральной части Норильской мульды (интрузии руч. Пикритового и руч. Магнитного), которые (учитывая их недостаточную изученность) отнесены к апофизам дифференцированных интрузий.

Нижнефокинская интрузия [5] представляет собой пологосекущее тело, локализованное в угленосных отложениях позднего палеозоя. Она находится на юго-западе Норильской мульды, где обнажена по берегам р. Фокина и вскрыта скважиной ДП-12. В разрезе интрузии представлены (сверху вниз): 1) безоливиновые кварцсодержащие габбро-долериты - 14,0 м; 2) габбро-пегматиты - 6,0 м; 3) оливиновые габбро-долериты - 3,0 м; 4) троктолитовые габбро-долериты - 8,0 м; 5) пикритовые габбро-долериты - 76,5 м; 6) троктолитовые габбро-долериты - 27,5 м. В верхнем и нижнем эндоконтактах встречены маломощные (до 1,5 м) порфириовидные микродолериты темно-серого цвета с гиалопилитовой и микродолеритовой структурой основной массы. Они содержат 12-15% крупных вкрапленников оливина (Fa_{12-16}). Общая мощность интрузии - 135 м.

Значительный объем интрузива (более 80%) занимают обогащенные оливином породы, в которых содержание оливина меняется от 40-70% в пикритовых до 25-30% в троктолитовых и 10-20% в оливиновых габбро-долеритах [54]. Отмечается также ортопироксен (2-3%) в оливиновых, троктолитовых и пикритовых габбро-долеритах, в безоливиновых габбро-долеритах присутствует кварц в сростании с калиевым полевым шпатом (до 8%).

Состав оливина меняется в пределах от Fa_{22-28} до Fa_{13-19} . Клинопироксен относительно устойчив ($En_{49-53} Wo_{37-39} Fs_{9-13}$) с некоторым увеличением роли сверху вниз энстатитового компонента. Ортопироксен изменяется от Fs_{15-20} до Fs_{24} . Плагиоклаз отвечает An_{60-80} . Установлены незначительные изменения составов оливина, клинопироксена, а также широко развитой шпинели, свидетельствующие о слабом проявлении кристаллизационной дифференциации. Расплав, поступающий в магматическую камеру, по-видимому, содержал некоторое количество протокристаллов магнезиального оливина. Высокая роль хрома в расплаве фиксируется в развитии хромсодержащих клинопироксена и хромшпинели. Состав последней варьирует в довольно широких пределах, независимо от принадлежности к той или иной части разреза. Преобладающей является хромшпинель, умеренно

обогащенная магнием и глиноземом, но богатая титаном.

Для Нижнефокинской интрузии характерна высокая средневзвешенная магнезиальность (22,35%, в отдельных пробах - до 27,21% MgO) и высокое содержание Cr_2O_3 (0,28%). Показательно повышенное содержание титана и пониженное глинозема.

При сходстве с пикробазальтами гудчихинской свиты, интрузив отличается от них повышенной средневзвешенной магнезиальностью. Это различие легко объяснить, если считать, что Нижнефокинский интрузив сформировался из тыловой зоны магматической колонны гипербазит-базитового состава, обогащенной протокристаллами существенно магнезиального оливина и хромшпинелидами (кумулятивная фаза).

Внедрение интрузий фокинского подтипа, по-видимому, происходило вслед за позднепалеозойскими субщелочными интрузиями.

Зубовский тип ($v\sigma - \omega v\beta T_1zb$). К зубовскому типу, выделенному М.Н.Годлевским в 1959 г., относится интрузия горы Зуб-Маркшейдерская, разделяющаяся на Основное тело, Западную, Южную и Горстроевскую ветви (Норильский рудный узел), Мантуровский и Накахозский интрузивы (Имангдинский рудный узел) и др. Они локализованы в отложениях раннего-среднего девона. Формы интрузии (типичные хонолиты) лентовидные в плане и линзовидные, реже пластообразные в поперечном сечении. Мощность - от первых десятков метров до 300 м, обычно - 80-120 м.

Лейкократовые дифференцированные интрузивы зубовской группы по составу и характеру расслоенности близки к полнодифференцированным массивам. Они отличаются от последних, прежде всего, преобладанием в разрезе базитовых лейко- и мезократовых пород, небольшим объемом горизонта пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, слабым развитием такситовых. Горизонт обогащенных оливином пород, как правило, не образует четко локализованного тела, а представлен чередованием оливиновых, пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Слабо выраженное трехчленное строение основной расслоенной серии интрузивов, в которой преобладают оливиновые габбро-долериты, сочетается с развитием в составе верхних горизонтов кислых гибридных пород, вплоть до амфиболитизированных гранодиоритов, гранитов, граносиенитов. Нижележащие горизонты сложены габбро-диоритами, призматически-зернистыми габбро-долеритами, лейкогаббро.

Иногда пикритовые габбро-долериты почти не проявлены в разрезе, а роль экстремального горизонта выполняют оливиновые разности. Вместо характерного горизонта такситов нередко развиты равномерно-зерни-

стые оливиновые габбро-долериты, среди которых отмечаются линзы или шлиры троктолитов. В интрузивах зубовской группы также проявлена скрытая расслоенность, выраженная в закономерных изменениях состава главных породообразующих минералов. В составе интрузивов в виде рассеянных зерен присутствует хромшпинель, не образующая крупных скоплений. Хромит распространен в виде включений в плагиоклазе, реже клинопироксене.

Средневзвешенная магнезиальность обычно ниже, чем у полнодифференцированных интрузивов, значительно меньше в них диапазон изменения составов темноцветных минералов. Массивы характеризуются заметно более низкими содержаниями хрома, никеля, кобальта. Оруденение развито преимущественно в породах такситового горизонта. Скопления массивных (богатых) руд отсутствуют.

Эталонным объектом лейкократовых дифференцированных массивов зубовского типа является зубмаркшейдерский интрузив. Он характеризуется сложнопостроенной формой в виде субпластовой залежи, с раздувами и пережимами (хонолит) и с ответвлениями от основного тела в северном, юго-западном и юго-восточном направлениях. Мощность интрузива в среднем 120 м, с колебаниями от первых десятков метров до 220 м. Длина его - более 6 км, ширина - от 0,5-0,7 км в южной части до 2,5 км на севере. Возрастание мощности совпадает с погружением интрузива в северо-западном направлении. Подошва очень неровная и характеризуется наличием седловидных поднятий и углублений. Главными чертами интрузива являются широкое развитие кислых гибридных пород, перемежаемость обогащенных и относительно бедных оливином габбро-долеритов, незначительная сульфидная медно-никелевая минерализация.

Интрузив впервые описан в 1940 г. Ю.М.Шейнманом и детально изучался М.Н.Годлевским [22], И.А.Коровяковым [112] и др. В вертикальном разрезе выделяются следующие горизонты (сверху вниз): 1) контаминированные кварцевые диориты и габбро-диориты; 2) кварцсодержащие оливиновые габбро-долериты; 3) оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты; 4) чередование пикритовых, такситовых и оливиновых габбро-долеритов.

Такситовые габбро-долериты интрузива характеризуются крупнозернистым строением. Среди них встречаются шлиры оливиновых габбро-долеритов, а также гранулированных мелкозернистых образований, обогащенных плагиоклазом и оливином (или клинопироксеном). Вкрапленность сульфидов иногда значительна.

Таким образом, Зубмаркшейдерский интрузив заметно отличается от полнодиффе-

ренцированных массивов норильско-талнахского типа. Эти отличия фиксируются и по другим характерным признакам, главным из которых является отсутствие верхнего горизонта хромитового такситового габбро, пониженная степень внутрикамерной дифференцированности и др.

Норильско-талнахский тип ($v\delta - \omega v\beta T_1 nr$). С норильско-талнахским типом интрузий связаны все промышленные месторождения и крупные проявления сульфидных медно-никелевых (с платиноидами) руд, которые детально рассмотрены ниже в специальных подразделах. Впервые они выделены в 1959 г. М.Н.Годлевским как тип Норильск-1. Большая часть их расположена в центральной части Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба, где контролируется зоной одноименного разлома. Это интрузии Талнахская, Норильск-1, Норильск-II, г. Черной, Южно-Норильская, Тальминская и др. Вторая группа интрузивов расположена на востоке района в западной части Ламско-Хантайского (имангдинская) и Курейско-Горбачинского (силурийская) прогибов, где размещение их контролируется зонами Имангдино-Летнинского и Кета-Ирбинского разломов.

Все интрузии залегают в стратиграфическом интервале от верхов силура (Силурийская) и нижнего девона (Имангдинская, Талнахская) до надеждинской свиты нижнего триаса (Норильск-1). Как правило, они тяготеют к двум горизонтам наименее плотных пород этого интервала: курейской и разведочнинской свитам девона и угленосным отложениям перми. Сульфатно-глинисто-карбонатные породы верхнего силура рассматриваются как третий перспективный уровень локализации рудоносных интрузий.

Массивы этой группы образуют сложнопостроенные ветвящиеся тела. Они представляют собой лентовидные и пластообразные залежи (хонолиты) длиной 15 км и шириной до 3 км, характеризуются линзовидной (или корытообразной) в поперечном сечении формой с крутыми бортами и максимальными (до 200-350 м) мощностями в прогнутой (килевой) зоне. В промежутках между ветвями мощность интрузии сокращается до нескольких метров. Им свойственны развитие дайковых фаций, магматических брекчий, мощных (до 300-400 м) околоинтрузивных метасоматических ореолов, включающих магнезиально-известковые и известковые скарны, кремнещелочные и серпентиновые метасоматиты, магнезиальные роговики и кальцифиты.

Полнодифференцированные интрузивы норильско-талнахского типа характеризуются четко выраженной расслоенностью (в том числе скрытой), трехчленным строением основной расслоенной серии (безоливиновые,

оливиновые, пикритовые габбро-долериты), развитием верхней и нижней расслоенных габбровых серий, отвечающих соответствующим эндоконтактовым зонам. В этих интрузивах отчетливо выражены горизонты обогащенных оливином пород (пикритовые и троктолитовые габбро-долериты) и нижних рудоносных такситовых габбро-долеритов, а также хромитоносные такситовые габбро верхнего эндоконтакта, для которых характерны повышенная локальная магнезиальность и развитие хромитовой, сульфидной и платиновой минерализации.

Горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов развит на большей части площади распространения дифференцированных массивов, хотя и не характерен для его периферических зон, которые сложены главным образом оливинсодержащими, оливиновыми габбро-долеритами и габбро. Ведущая ассоциация породообразующих минералов этого горизонта включает оливин (40%), плагиоклаз (25%), клинопироксен (25%), ортопироксен (5%), хромшпинель, биотит и щелочную роговую обманку. Аксессуары представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, титаномagnetитом. Лейкокраповые шпильки, слои и линзы сложены плагиоклазом и клинопироксеном. Для оливиновых габбро-долеритов характерна ассоциация: плагиоклаз (30%) + оливин (15%) + ортопироксен (5%). В оливинсодержащих габбро-долеритах повышается роль плагиоклаза, снижается количество оливина, но появляется роговая обманка, кварц и микропегматит, количество которых возрастает в габбро-диоритах и призматически зернистых габбро-долеритах.

Горизонт такситовых габбро-долеритов развит повсеместно, а в периферических зонах он играет нередко главную роль. На отдельных участках "такситы" фациально замещаются равномерно-зернистыми оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами. Преобладающая ассоциация минералов: плагиоклаз (40-50%) + клинопироксен (25-30%) + оливин (10-15%) + ортопироксен (3-5%).

Лейкогаббро в сочетании с "верхними такситами" и сегрегациями обогащенных оливином пород составляют неотъемлемую часть верхнего эндоконтакта полнодифференцированных массивов.

Лейкогаббро образуют неправильные, часто линзовидные участки, размеры которых варьируют от первых сантиметров до десятков метров, нередко - самостоятельный горизонт мощностью до 20 м и более. Это крупнозернистые породы с габбровой и габбро-офитовой структурой, в которых ведущее место занимает битовнит-анортит (в ядрах An_{80-96}) - 50-90%; подчиненную роль (10-30%) выполняет клинопироксен (En_{38-45} Wo_{31-40} Fs_{18-35}); оливин

(Fa_{30-35}) развит спорадически (0-10%); отмечается кварц, рудные (магнетит, сульфиды).

Положение лейкогаббро в разрезе интрузива не ограничивается только верхней эндоконтактовой зоной. Аналогичные образования в виде шпильки и небольших линз встречаются и значительно ниже по вертикали, однако развитие их в объеме верхней расслоенной серии наблюдается практически повсеместно. Инъекции лейкогаббро во вмещающие породы отмечены в кровле интрузии Норильск-1 и подошве интрузии г. Черной.

В полнодифференцированных интрузивах скрытая расслоенность проявлена в широких вариациях состава главных породообразующих минералов [37]. Так, наиболее обогащенный магнием оливин (Fa_{18}) концентрируется в центральной части горизонта пикритовых габбро-долеритов, а по направлению к приконтактовым частям этого горизонта проявляется тенденция к возрастанию его железистости (Fa_{24}), наиболее высокой в троктолитовых габбро-долеритах (Fa_{30}). В оливиновых габбро-долеритах при аналогичной закономерности состав оливина изменяется от Fa_{24} до Fa_{34} . В верхней заколоченной зоне он отвечает Fa_{35} . Наименее постоянен состав оливина в такситовых габбро-долеритах (Fa_{26-45}).

Выражением скрытой расслоенности по составам клинопироксена является увеличение диапазонов изменения железистости центральных частей от наименьшего в пикритовых габбро-долеритах к наиболее высокому в выше- и нижележащих горизонтах, а в такситовых габбро-долеритах диапазон составов клинопироксена наиболее широк. Плагиоклаз, кристаллизующийся в течение всего периода консолидации интрузива, имеет широкий диапазон составов - от An_{20} до An_{90} . В пикритовых габбро-долеритах фиксируются, как правило, плагиоклазы, отвечающие An_{65-90} (две генерации - An_{80-90} и An_{65-75}).

Эруптивные брекчии имеют локальное распространение. Наиболее часто они отмечаются в интрузии Норильск-II, где их мощность достигает 25 м [63]. Иногда они слагают самостоятельные апофизы и дайки, являясь важным поисковым признаком. Брекчии сложены вмещающими породами, сцементированными магматическим материалом. Во фронтальных зонах интрузий встречаются взрывные брекчии, наиболее ярко проявленные в пределах Хараелахской ветви Талнахского массива - его кровле и бортовых частях, где перемежаются с маломощными апофизами габбро-долеритов. Брекчии образованы обломками интрузивных и осадочных пород с преобладанием мелкозернистых долеритов. Цемент - более мелкий материал того же состава и метасоматические образования. Как правило, породы скарированы и содержат

значительные количества сульфидов, которые могут служить цементом брекчий. Мощность горизонтов брекчий достигает 150 м.

Для интрузивов норильско-талнахского типа характерна определенная средневзвешенная магнезиальность (10-13% окиси магния), промежуточная между группами лейкократовых и меланократовых массивов. Важный типоморфный признак - развитие хромшпинели, зеленого хромсодержащего клинопироксена, повышенные концентрации никеля в существенно магнезиальном оливине. Для пород интрузивов установлены повышенные кларки никеля, меди, кобальта, хрома.

Сульфидное медно-никелевое оруденение локализуется в пикритовом и такситовом горизонтах, а также в нижнем экзоконтакте. Промышленное оруденение связано с двумя интрузиями - Норильск-1 и Талнахской.

Талнахский интрузив - типичный представитель интрузий норильско-талнахского типа. Внутреннее строение его рассмотрено в многочисленных публикациях, а наиболее детально - в работах Д.А.Додина [40], В.В.Золотухина [110], В.Ф.Кравцова [74].

В вертикальном разрезе интрузива (рис. 5) сверху вниз фиксируется постепенная смена

пород нарастающей основности и магнезиальности, отражающая процессы внутрикамерной дифференциации: 1) верхняя эндоконтактная зона, включающая гибридные породы, контактовые габбро-долериты, хромитоносные такситовые габбро; 2) призматически-зернистые габбро-долериты и габбро-диориты; 3) кварцсодержащие безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты; 4) оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты; 5) пикритовые габбро-долериты; 6) такситовые габбро-долериты; 7) контактовые габбро-долериты.

Горизонты 1-2 образуют так называемую верхнюю габбровую серию, 2-6 - основную расслоенную серию и 6-7 - нижнюю габбровую серию интрузивов норильско-талнахского типа.

Оливиновые габбро-долериты составляют центральную часть основной расслоенной серии. Граница их с вышележащим горизонтом габбро-долеритов в известной степени условна и проводится большинством исследователей по содержанию оливина с нижним пределом в 10%. Мощность горизонта составляет 30-70 м. Верхняя часть его сложена офитовыми габбро-долеритами, а нижняя - пой-

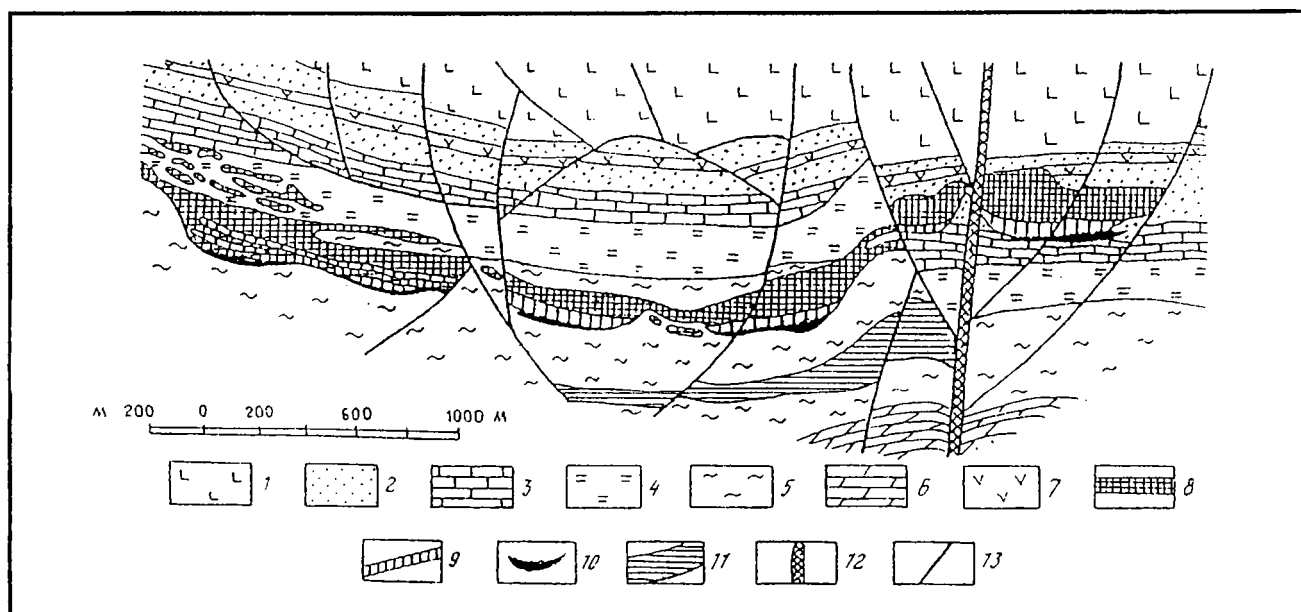


Рис. 5. Схематический субширотный геологический разрез Талнахского рудного узла

1 - позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные образования; 2 - позднепалеозойские угленосные отложения; 3 - средне-, позднедевонские карбонатные отложения; 4 - среднедевонские сульфатно-карбонатные отложения; 5 - ранне-, среднедевонские терригенно-карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения; 6 - силурийские отложения; 7 - субщелочные долериты; 8-9 - талнахский интрузив: 8 - контактовые габбро-долериты; верхние такситовые габбро-долериты, габбро-долериты, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые и оливин-биотитовые габбро-долериты; 9 - троктолитовые, пикритовые, такситовые, контактовые габбро-долериты с вкрапленными сульфидными медно-никелевыми рудами; 10 - массивные медно-никелевые руды; 11 - Нижнеталнахский интрузив; 12 - главный шов Норильско-Харалахского разлома; 13 - разрывные нарушения

килоофитовыми. Довольно часто между ними наблюдается "прослой" пород, отвечающих троктолитам, после которого резко увеличивается количество оливина (до 25% в нижней части горизонта) и появляется биотит (оливиново-биотитовые габбро-долериты). С появлением биотита фиксируется и мелкая интерстиционная сульфидная вкрапленность. Переход к нижележащим пикритовым габбро-долеритам, составляющим экстремальный горизонт полнодифференцированных интрузивов, как правило, резкий и происходит в пределах 10-30 см, хотя интрузивных контактов не наблюдается. Породы сложены плагиоклазом, клино- и ортопироксеном, оливином, биотитом, рудными минералами. Вторичные минералы представлены апатитом, сфеном, роговой обманкой, хлоритом, карбонатами.

Пикритовые габбро-долериты, как группа разновидностей пород, обогащенных оливином (более 25%), включают собственно пикритовые габбро-долериты, плагиоклазовые оливиниты и пироксениты, троктолиты и меланократовые троктолиты. Мощность горизонта в целом колеблется в широких пределах, а в осевой (килевой) зоне массива составляет 20-40 м, изредка достигая 50-70 м. В бортовых частях интрузивных ветвей обогащенные оливином породы выпадают из разреза. Структура пород - пойкилоофитовая, сегрегационная, панидиоморфнозернистая, участками офитовая и габбро-офитовая. Нередко в породах горизонта фиксируется микрорасслоенность, обусловленная чередованием разновидностей, обогащенных оливином или плагиоклазом. Первые из них составляют плагиооливиниты, вторые - габбро, причем слои габбро имеют довольно резкую нижнюю границу и весьма расплывчатую верхнюю. Мощность лейкократовых (габброидных) слоев составляет обычно доли сантиметров (редко первые сантиметры), а меланократовых - от нескольких до первых десятков сантиметров. Кроме отмеченных структур, присущих породам горизонта в целом, они характеризуются часто сидеронитовым сложением, где повышенное содержание сульфидов (до 30-50%) определяет своеобразный облик габбро-долеритов. Сульфиды как бы цементируют силикатную ткань породы. Эта структура нередко отмечается также в оливинитах и троктолитах. Непременной чертой пород является развитие каплевидной и овоидной вкрапленности сульфидов. Пикритовые габбро-долериты Хараелахской ветви отличаются, по данным В.В.Золотухина [110], грануляцией породообразующих минералов, в том числе оливина. Для них характерна также повышенная серпентинизация.

Пикритовые габбро-долериты сложены оливином, плагиоклазом (битовнитом), клино- и ортопироксеном, рудными минералами,

значительное место занимают биотит, хлорит, серпентин.

Плагиоклазовые оливиниты представлены маломощными горизонтами, линзами, шлирами. Они отличаются массивным обликом, высоким содержанием оливина (иногда более 80%), подчиненным количеством плагиоклаза, клино- и ортопироксена. Объем рудных минералов, включающих, кроме сульфидов, магнетит и ильменит, редко достигает 10%.

Плагиопироксениты представляют собой мезо- и меланократовые массивные породы, в которых клинопироксен составляет более 50%, а оливин имеет резко подчиненное значение.

Меланократовые троктолиты, характеризующиеся повышенным содержанием оливина (до 50%) (относительно плагиоклаза - 25%) и резко подчиненным количеством клинопироксена, обнаруживаются повсеместно в разрезе обогащенных оливином пород, и появление их не носит отчетливой закономерности. Они отличаются, как и троктолиты, повышенным содержанием сульфидов. Троктолитам свойственно несколько иное соотношение породообразующих минералов: количество основного плагиоклаза обычно почти вдвое больше, чем в меланократовых троктолитах, а оливина и пироксена пропорционально меньше.

Набор пород, составляющих рассматриваемый горизонт, является типичным для большинства интрузивов норильско-талнахской группы. Породы характеризуются высокой средневзвешенной магнезиальностью и основностью. Вместе с тем, несмотря на резкое отличие горизонта от других дифференциатов интрузива, в нем обнаруживаются достаточно заметные неоднородности, фиксирующие проявления ритмичной расслоенности.

Такситовые габбро-долериты составляют горизонт нижней расслоенной серии. Они определяют важнейшую черту интрузивов, с одной стороны, как рудонесущий горизонт, а с другой - как специфические образования, обязанные высокой роли флюидной фазы. Породы горизонта имеют своеобразный облик, чрезвычайно пестрый состав и характеризуются широким развитием шлировидной сульфидной вкрапленности. Они повсеместно распространены участками, а в бортовых и фланговых зонах интрузива являются его главным составным элементом. Мощность пород варьирует в широких пределах при средних значениях 10-15 м и максимальных - до 40-50 м. Породы имеют ярко выраженную атакситовую текстуру, обусловленную наличием пегматоидных разновидностей, оливинсодержащих, оливиновых, троктолитовых, пикритовых габбро-долеритов, шлировидных блоков призматиче-

ски-зернистых габбро-долеритов и габбро-диоритов. В широких пределах варьирует и зернистость пород, а структуры определяются их составом, т.е. различными соотношениями породообразующих минералов.

Такситовые габбро-долериты сменяются в нижней части оливиновыми габбро-долеритами с пойкилоофитовой структурой и слабо выраженным такситовым обликом. Мощность их - от 1-3 до 20 м. Иногда они прослеживаются в верхней части горизонта такситовых габбро-долеритов, а в участках раздувов интрузива почти полностью фациально их замещают. Состав пород очень близок к оливиновым габбро-долеритам центральной части основной расслоенной серии.

Обобщенная характеристика внутреннего строения Талнахского интрузива рассмотрена на примере Северо-Восточной ветви, но в значительной степени отвечает массиву в целом и, как принципиальная схема, отражает строение вертикального разреза практически всех полнодифференцированных интрузивов норильско-талнахского типа.

Нижнеталнахский тип ($v\delta - \omega v\beta T_1 nt$).

Интрузии нижнеталнахского типа так же, как и моронговского, - наиболее поздние образования среди дифференцированных интрузий норильского комплекса [21]. Они резко отличаются от массивов других типов асимметрией своего внутреннего строения, незначительным объемом базитовых лейко- и мезократовых пород и преобладанием в разрезе меланократовых субгипербазитовых разностей - пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. В разрезе практически отсутствуют такситовые габбро-долериты, а лейкогаббро (верхний такситовый горизонт) верхнего эндоконтакта представлены маломощными образованиями, отвечающими кварцсодержащим габбро-диоритам, лейкогаббро и габбро-долеритам. Незначительный объем составляют также оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты, отличающиеся часто порфиroidным обликом. Скрытая расслоенность проявлена очень слабо и выражается в однонаправленной тенденции изменения составов породообразующих минералов. Характерным является широкое развитие биотита, хромшпидель практически отсутствует, а хром слабо проявлен и в силикатных фазах.

К нижнеталнахскому типу относятся интрузии: Клюквенная, Нижнеталнахская, Нижненорильская и горы Зеленая Грива. Все они контролируются зоной Норильско-Хараелахского разлома и опережающими его разрывами и являются важными составными элементами рудных узлов.

Нижнеталнахский интрузив впервые был описан Е.Н.Сухановой, рассматривался в

работах Д.А.Додина [40, 109], В.В.Золотухина [110], А.В.Тарасова [140] и др.

Нижнеталнахский интрузив частично сопутствует рудоносным ветвям Талнахского массива, локализуясь стратиграфически и гипсометрически, как правило, ниже последнего. Интрузив представляет собой сложнопостроенное тело, морфология и мощность которого подчинены пликативным и разрывным структурам, опережающим Главный тектонический шов Норильско-Хараелахского разлома. Материалы последних лет показывают, что интрузив имеет несколько ветвей. Одна из них приурочена к Талнахской синклинали, другая локализуется в бортах Норильско-Хараелахского разлома, и с ней связана субширотная ветвь, огибающая Хараелахскую рудоносную залежь. По мнению А.В.Тарасова [140], размещение Талнахского и Нижнеталнахского интрузивов характеризуется определенной симметрией, вплоть до образования в плане конформных ветвей.

Интрузив локализован в ниже-, средне- и южно-девонских сульфатно-карбонатных отложениях и в южной части рудного узла выполняет ядро антиклинали, образуя штокообразный выступ мощностью до 400 м. В пределах развития Северо-Западной рудоносной ветви Нижнеталнахский интрузив имеет малую мощность (25 м) и протягивается в северном направлении, "пересекая" далее Главный тектонический шов. При этом наблюдаются раздувы и пережимы интрузива, а мощность его колеблется в пределах 20-120 м, сокращаясь в наиболее дислоцированных участках до 6-10 м. В северной части собственно Талнахского месторождения, как и в пределах развития Северо-Западной и Хараелахской ветвей, т.е. по обоим бортам Норильско-Хараелахского разлома, Нижнеталнахский интрузив сохраняет свое стратиграфическое положение. Однако в крайней северной части Северо-Восточной рудоносной ветви, где ширина пластообразной Нижнеталнахской залежи довольно стабильна (0,6-1,2 км), а мощность увеличивается до 160 м, наблюдается последовательное сближение обоих массивов. Затем фиксируется слияние их в единой гипабиссальной камере с последующим залеганием Нижнеталнахского интрузива гипсометрически выше продуктивного массива, а вмещающими его являются уже пермские угленосные отложения. Таким образом, подтверждается (наряду с непосредственными наблюдениями) более молодой возраст Нижнеталнахского массива. При этом на участках резкого изменения условий залегания фиксируется расщепление интрузива на несколько сближенных пластин.

В Нижнеталнахском интрузиве выделяются практически все горизонты, характерные для массивов норильско-талнахского ти-

па, однако их объемы имеют иное соотношение. Отличительной чертой является и отсутствие четких границ между теми или иными горизонтами, что подчеркивает различия в степени внутрикамерной дифференцированности представителей разных групп расслоенных массивов.

Для большинства пересечений Нижнеталнахского интрузива является типичным разрез, представленный оливиновыми, троктолитовыми и пикритовыми габбро-долеритами. Безоливиновые и оливинсодержащие разности развиты весьма ограниченно, но фиксируются в маломощных ответвлениях интрузива. Распределение пород в разрезе в целом характеризуется незакономерным чередованием, хотя нижние горизонты отличаются повышенной магнезиальностью. Обычно разрез интрузива заканчивается чередованием троктолитовых и пикритовых габбро-долеритов, сменяющихся внизу маломощными инъекциями долеритов в ороговикованные вмещающие породы.

Главной чертой Нижнеталнахского интрузива является обогащенность оливином большей части его вертикального разреза, характерным признаком можно считать также такситоподобный облик пород. Обращает на себя внимание порфирированность плагиоклаза. Одной из отличительных черт интрузива служит отсутствие (или очень слабое развитие) горизонта такситовых габбро-долеритов - главного рудонесущего образования рудоносных интрузий.

Для химического состава интрузий нижнеталнахского подтипа характерна высокая средневзвешенная магнезиальность, обычно более 13-15% окиси магния, пониженное содержание титана и железа и повышенное - магния во всех дифференциатах. Характерно повышенное содержание калия в сумме щелочей, что связано с широким развитием биотита. Наиболее яркой чертой химизма этих интрузий является весьма низкое содержание хрома во всех дифференциатах, в том числе и пикритовых разностях.

Ореол измененных пород развит относительно слабо - 15-45 м в кровле и до 15 м в подошве интрузивов. Магнезиальные скарны в их составе, как правило, отсутствуют.

Сульфидная минерализация в виде интерстиционной вкрапленности встречается по всему горизонту высокомагнезиальных пород с постоянным нарастанием количества сульфидов и увеличением роли никеля в нижней части горизонта. Сульфиды не образуют промышленных концентраций.

Моронговский тип ($v\delta - \omega v\beta T_1 mr$). К интрузиям моронговского типа (выделен в 1959 г. М.Н.Годлевским) относится крупный Моронговский массив, образованный изоли-

рованными в современном эрозионном срезе интрузивами гг. Пегматитовой, Путанной, Руизной и Моронго, Пикритовой, а также Верхний Тулаек-Тасский и Томулахский интрузивы.

По петрографическому и петрохимическому составу данные интрузии достаточно близки Нижнеталнахским интрузивам. Однако они существенно различаются по геохимическим особенностям (Д.А.Додин, 1980), что позволяет с определенной долей условности выделить их в особую группу.

Моронговский массив прослежен в северо-северо-восточном направлении на расстояние до 50 км, по падению - до 3-5 км. Это самая крупная интрузия среди дифференцированных массивов Норильского рудного района. Массив прорывает вулканогенные образования в центральной части Норильской мульды. Непосредственно вблизи зоны Норильско-Хараелахского разлома интрузия имеет крутое падение, ее вертикальная мощность достигает 180-260 м. При удалении от разлома углы падения интрузии выносятся до $1-20^\circ$, а мощность уменьшается до 112 м (г. Пегматитовая) и 40-67 м (г. Моронго).

По данным М.З.Комаровой, в разрезе Моронговского массива резко преобладают породы, обогащенные оливином - оливиновые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты. В верхней части в ограниченном объеме развиты безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты с редкими шлирами габбро-пегматитов (мощность - 0-5 м), внизу - контактовые разновидности (мощность - 0,5-5 м).

Безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты имеют офитовую, габбро-офитовую, пойкилоофитовую структуру, иногда такситовидное строение. Они сложены плагиоклазом (An_{50-65}) в пегматоидных выделениях (An_{38-52} до An_{10-20}) - 50-65%, клинопироксеном (En_{35-36} Wo_{42-44} Fs_{22-23}) - 10-35%, оливином (Fa_{40-45}) - до 3-5%. Встречается кварц, породы часто амфиболизированы.

Оливиновые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты незакономерно чередуются друг с другом. Характерны полосчатость, обусловленная переслаиванием указанных разностей и порфирированных пород по плагиоклазу. Структура основной массы - пойкилитовая, сегрегационная, изредка (в оливиновых габбро-долеритах) пойкилоофитовая. Минеральный состав: плагиоклаз (An_{70-96}) в порфирированных выделениях, в основной массе (An_{58-78} - 35-60%, оливин (Fa_{30-42}) - в оливиновых, Fa_{17-32} и Fa_{5-8} - в пикритовых габбро-долеритах) - от 10-45% до 50-60%, клинопироксен (En_{40-52} Wo_{39-46} Fs_{9-10} , изредка En_{43-55} Wo_{24-31} Fs_{20-23}) - 10-30%, ортопироксен (Fs_{30-37} и Fs_{37} - в оливиновых, Fs_{20-28} - в троктолитовых

и пикритовых габбро-долеритах) - 5-20%, рудные минералы (магнетит, ильменит, сульфиды) - 1-2%. Ромбический пироксен нередко преобладает над моноклинным. Хромшпинелиды практически отсутствуют.

По средневзвешенному химическому составу Моронговский массив очень близок к интрузиям нижнеталнахского типа. Для него также характерны относительно пониженные содержания никеля и хрома и незначительная сульфидная минерализация. Метасоматические образования иногда образуют обширные (десятки метров) ореолы. Главная отличительная особенность состава интрузивов моронговского типа - пониженная роль калия, а также их развитие вне рудных узлов (или на их флангах), где они прорывают вулканогенные отложения до мокулаевской свиты включительно, в отличие от интрузий нижнеталнахского типа, локализованных в осадках девона и перми. Для решения вопроса о генетическом и возрастном соотношении этих образований необходимы дополнительные геологические и петрогеохимические данные.

Интрузии охарактеризованных типов норильского комплекса различаются между собой особенностями внутреннего строения и состава, степенью внутренней дифференцированности, объемами экстремального горизонта субгипербазитовых пород, проявлениями такситовых габбро-долеритов и другими чертами. Эти типоморфные признаки интрузивов коррелируются с характером и степенью сульфидоносности. Важным критерием различия групп дифференцированных интрузивов является не только концентрация никеля в сульфидной и силикатной фазах, но и характер распределения хромитовой минерализации, определяющий как концентрацию в расплаве хрома, так и насыщенность гипербазит-базитовой магмы флюидной фазой [19]. Весьма показательно, что флюидная фаза влияет на обогащенность расплава как сульфидами и платиноидами, так и хромитами.

Хромитовая минерализация почти отсутствует в меланократовых интрузивах моронговского и нижнеталнахского типа, слабо проявлена в лейкократовых интрузивах зубовского и наиболее развита в полнодифференцированных массивах, где образует два резких пика, соответствующих горизонту верхних такситовых габбро-долеритов и центральной части основной расслоенной серии. В последнем высокохромистая (содержание Cr_2O_3 - 32-44,3%) обогащенная магнием и глиноземом хромшпинель входит в наиболее ранний парагенезис с наиболее магнезиальным оливином (Fa_{18}). В нижней габбровой серии хромшпинель исчезает - резкая граница проходит по контакту пикритовых и такситовых габбро-долеритов.

В меланократовых интрузивах парагенезис оливин + шпинель отсутствует, хотя по составу они более основные, чем полнодифференцированные. Низкая концентрация хрома в них обусловлена, по-видимому, его перераспределением в процессе глубинной дифференциации.

Внедрению массивов норильского комплекса, очевидно, предшествовало существенное расчленение расплава в промежуточных магматических очагах. Основные различия между массивами различных типов зависят, таким образом, в основном от внутренних (исходных к моменту внедрения) параметров расплава. Для полнодифференцированных массивов кристаллизация сопровождалась постоянным изменением состава расплава, широким развитием явлений взаимодействия ранних твердофазных составляющих (кумулятивная фаза) с остаточной жидкостью и существенным различием параметров состояния системы в разных частях сечения магматической колонны [19, 21].

Высокая флюидонасыщенность магм, формирующих полнодифференцированные массивы, предопределяет относительно небольшое количество твердых фаз в расплаве и высокую степень его перегрева. Геологические данные (явная пространственная асимметрия всех рассматриваемых массивов, наличие в них смещенного горизонта "пикритов", появление мелкозернистых пород в центральных частях массива, а крупнозернистых и пегматоидных - в эндоконтактах) свидетельствуют о том, что при кристаллизации лейкократовых и полнодифференцированных массивов в создании градиентов теплового поля участвуют не только относительно холодные вмещающие породы, но и компоненты расплава. Следствием этого явилось осаждение кумулятивных фаз вниз, перераспределение флюидной фазы в зоны верхнего и нижнего эндоконтактов и образование интрузивных тел с хорошо проявленной стратификацией. Скрытая расслоенность этих массивов выражена в закономерном изменении количественного соотношения минералов и состава каждой фазы в сторону обоих эндоконтактов. Наиболее четкие максимумы для оливина, клинопироксена и ортопироксена совпадают со серединой гипербазитового горизонта.

Скрытая расслоенность меланократовых интрузивов свидетельствует о выравнивании параметров состояния расплава уже ко времени кристаллизации оливина, что подтверждается почти идеальным постоянством состава главных порообразующих минералов. Высокая степень насыщения расплава твердыми фазами и обеднение его флюидами предшествовали его внедрению в гипабиссальную камеру.

Температуры кристаллизации ранних минеральных ассоциаций пикритового и троктолитового горизонта, по данным В.В.Дистлера, оцениваются в 1350-1450° (по равновесию оливин-ортопироксен) и характеризуют лишь небольшую часть сечения полнодифференцированных массивов и большую - магматической колонны меланократовых интрузий. В стороны контактов полнодифференцированных массивов наблюдаются идентичные по значению падения температуры кристаллизации расплава, но ее градиенты для верхнего эндоконтакта - более низкие, что и отражается в наблюдаемой ассоциации порообразующих минералов.

Изучение коэффициентов распределения никеля между сульфидным расплавом и оливином показало, что они идентичны для высокомагнезиальных горизонтов полнодифференцированных и меланократовых интрузивов, хотя общее содержание никеля в первых на порядок больше, чем во вторых. Очевидно, что общая концентрация никеля в расплаве будет влиять лишь на его содержания как в силикатах, так и моносульфидных твердых растворах. Вследствие этого содержание никеля в силикатах может служить важным признаком при оценке возможной рудоносности интрузивов.

Сульфидные медно-никелевые руды

Сульфидные медно-никелевые месторождения Норильского рудного района, среди которых наиболее крупными являются Норильск-1, Талнах и Октябрьское, характеризуются развитием нескольких типов руд [137], в том числе наиболее важным из них типом массивных (богатых) руд, которые являются самостоятельной интрузивной субфазой. Они обнаруживают автономную зональность и преобразуют сформированные ранее породы контактового ореола интрузивных тел и сами интрузивы, несущие вкрапленное оруденение. Разрыв во времени между внедрением сульфидно-силикатных и сульфидных магм совпадает с периодом продолжающейся перестройки структурных планов и консолидацией интрузивов, выполняющих роль экранирующих поверхностей [21, 39, 153].

Перекрестная складчатость как следствие пересечения конседиментационных флексур долгоживущими разломами с образованием куполовидных структур (например, Пясинская антиклиналь) определяет геологическую позицию рудных узлов и размещение медно-никелевых месторождений. Рудные узлы, как правило, приурочены к бортовым частям этих структур, являющихся ответвлениями валов, т.е. к наиболее проницаемым зонам. Эти участки осложнены продольными и поперечны-

ми разломами и структурами более высоких порядков.

Среди рудных узлов наиболее изучены Норильский и Талнахский. Менее изученными, но потенциально перспективными являются Тальминский и Имангдинский, заслуживает дальнейшего изучения Кулюмбинский рудный узел. Известны также площади, рассматриваемые в качестве предполагаемых рудных узлов.

Особенностью рудных узлов является развитие нескольких типов гипербазит-базитовых интрузивов, различающихся по степени внутрикамерной дифференцированности и оруденения, но сформированных в результате единого рудно-магматического процесса.

Известные в Норильском рудном районе сульфидные медно-никелевые месторождения пространственно и генетически связаны с интрузиями норильско-талнахского типа. Эти интрузивы, как и рудные залежи, часто включают несколько разобобщенных ветвей, локализованных на различных литолого-стратиграфических уровнях и образующих самостоятельные месторождения. На примере Талнахского рудного узла можно видеть, что Талнахский полнодифференцированный интрузив имеет несколько ветвей, залегающих в угленосных породах позднего палеозоя и сульфатно-карбонатных отложениях среднего палеозоя. Выделяемые Юго-Западная, Северо-Западная, Хараелахская и Северо-Восточная ветви, отвечающие конкретным месторождениям, контролируются Норильско-Хараелахским разломом и оперяющими его дислокациями. Внедрение Нижнеталнахского интрузива, пересекающего продуктивный массив [38] - заключительная фаза рудно-магматического процесса.

Современные знания о распределении оруденения в рудных узлах и геолого-генетической модели медно-никелевого рудообразования позволили сформулировать понятие о сульфидных платино-медно-никелевых месторождениях норильского типа как совокупности разнообразных по составу и внутреннему строению рудных горизонтов. Последние группируются в вертикальном диапазоне месторождений в рудную зону, в которой участки оруденения в интрузивах норильско-талнахского типа и их верхнем и нижнем экзоконтактах чередуются со значительными по мощности горизонтами пород, не содержащими оруденения. Строение рудных узлов изложено в [14, 21, 22, 38, 40, 46, 62, 63, 66, 110].

Основные рудные горизонты представлены следующими типами руд: 1) прожилково-вкрапленные и сплошные руды в осадочно-метаморфических породах верхнего экзоконтакта; 2) вкрапленные руды в горизонте хромитоносного такситового габбро в верхнем

эндоконтакте; 3) вкрапленные в горизонтах пикритовых и такситовых габбро-долеритов; 4) сидеронитовые и вкрапленные руды в оливиновых габбро-долеритах и троктолитах нижнего экзоконтакта; 5) сплошные руды в осадочно-метаморфических породах нижнего эндоконтакта; 6) прожилково-вкрапленные руды в осадочно-метаморфических породах и реже интрузивных породах нижнего экзо- и эндоконтакта.

В пределах отдельных месторождений вариации строения рудной зоны проявлены в наибольшей степени между флангами и центральными частями рудных узлов и определяются положением соответствующих сечений рудной зоны по отношению к подводным каналам, а также степенью предрудной тектонической нарушенности рудовмещающих участков.

Для рассмотрения вопросов формирования каждого из рудных горизонтов (типов медно-никелевых руд) важное значение имеет изучение их зональности на базе исследования эволюции рудных парагенезисов. При этом необходимо определить само понятие рудных парагенезисов этих месторождений, поскольку, как известно, видовое разнообразие минералов медно-никелевых месторождений достаточно ограничено. Ранее показано [137], что главные рудообразующие сульфиды трех групп минералов - пирротина, пентландита и халькопирита; а также кубанит образуют несколько парагенетических минеральных ассоциаций. Для каждой из групп минералов свойственны весьма широкие часто непрерывные вариации их свойств и состава, однако существуют дискретные области состава и свойств минералов, в пределах которых отдельные разновидности устойчивы лишь с определенными разновидностями минералов других групп. Выделяются следующие главные парагенетические ассоциации сульфидов: низкосернистая, промежуточная и высокосернистая [39, 137]. Таким образом, рудные парагенезисы магматических сульфидов представляют собой не столько ассоциации различных рудообразующих сульфидов, но главным образом ассоциации одних и тех же минеральных видов, отличающихся химическим составом.

Низкосернистый парагенезис представляет собой ассоциацию сульфидов с наибольшими значениями соотношения Me/S в каждой группе минералов и наиболее железистым составом фаз. В состав ассоциации входят троилит, моихукит, паторанит, хайкоцит и пентландит с соотношением $Fe/Ni=1,13$. Возможно присутствие кубанита. В составе этого парагенезиса выделяется ассоциация тех же минералов, но без пентландита, т.е. с преобладанием троилита или равным количеством соотношения троилита и талнахита или троили-

та и моихукита. Следует подчеркнуть, что подобная ассоциация известна только во вкрапленных рудах (в интрузивных породах), но не наблюдается в сплошных рудах. Троилит, который иногда встречается в моихукитовых и талнахитовых сплошных рудах, представляет реликтовое образование.

Промежуточный по сернистости парагенезис состоит из минералов с широким диапазоном колебания состава. Основу ассоциации составляют сростания троилит + гексагональный пирротин ($\Sigma Me = 48,12 - 48,55 \text{ ат.}\%$) с преобладанием Po^h и реже Po^h (47,7-48,2) без троилита, кубанит (главным образом в виде зернистых агрегатов), железистый халькопирит и тетрагональный халькопирит и пентландит ($Fe/Ni = 1,00 - 1,13$). Отметим, что из двух минералов группы халькопирита, как правило, встречается какой-либо один. В случае развития железистого халькопирита с ним может сосуществовать гомогенный троилит, и сростания этих двух минералов представляют собой верхнюю граничную ассоциацию между промежуточными и низкосернистыми парагенезисами. Нижняя граничная ассоциация образована тетрагональным халькопиритом, содержащим пластинки кубанита, а также гексагональным пирротинном с единичными пластинками троилита.

В состав высокосернистого парагенезиса входят сульфиды с наименьшими значениями соотношения Me/S в минералах каждой группы и наименьшей железистостью фаз. Из медьсодержащих минералов в его составе присутствует только тетрагональный халькопирит. Пирротин представлен гексагональной модификацией и ее сростаниями с моноклинным. Диапазон изменения состава пентландита - значительный. Составы пентландита и пирротина четко скоррелированы по железистости и распределению никеля между фазами. В этом парагенезисе может быть выделена ассоциация максимальной сернистости, представленная тетрагональным халькопиритом, моноклинным пироксеном и пентландитом с железистостью 0,80.

Вкрапленные руды. Наиболее широко распространенным проявлением медно-никелевой минерализации в месторождениях Норильского рудного района является сульфидная вкрапленность в интрузивах, в составе которых вкрапленные руды включают в определенной мере различающееся оруденение в гипербазит-базитах основной расслоенной серии и габброидах (такситовые габбро-долериты) нижней габбровой серии. Кровля горизонта вкрапленных руд практически совпадает с верхней границей пикритовых габбро-долеритов ("пикритов"). При общей выдержанности рудного горизонта его изменчивость в большей мере проявляется на флангах интрузивов.

Она выражена в разрастании вертикальной протяженности оруденения, распространяющегося в горизонт оливиновых габбро-долеритов основной расслоенной серии, появлении лишенных оруденения пикритовых габбро-долеритов и бедных сульфидами такситовых габбро-долеритов. Эндоконтактные зоны интрузивов, в которых отсутствуют "пикриты", но широко распространены такситовые габбро-долериты, практически безрудны.

Второй тип изменчивости горизонта вкрапленного оруденения выражается в чередовании локально обогащенных и относительно обедненных участков, прослеживаемых по всему простирающему интрузиву с определенной регулярностью максимумов концентрации сульфидов, которые являются сквозными по вертикальному сечению интрузива и совпадают с максимумами мощностей интрузивного тела.

Наиболее существенные различия внутреннего строения горизонта вкрапленных руд выражены в изменчивости морфологических особенностей сульфидных агрегатов, составе сульфидных и сульфидосиликатных парагенезисов, вариациях химического состава рудообразующих минералов.

Распространение сульфидных ассоциаций в "пикритах" имеет сложный вид. В составе горизонта можно встретить ассоциации низкосернистого и промежуточного по сернистости парагенезисов. Если оруденение распространено в низах горизонта оливиновых габбро-долеритов, то в этом случае оно представлено ассоциацией "пентландит + халькопирит + пирротин".

Полная зональность горизонта "пикритов" характеризуется следующей последовательностью. В верхней части локализуется граничная ассоциация промежуточного по сернистости парагенезиса, представленная срастаниями тетрагонального пирротина с редкими пластинками троилита. Затем следует ассоциация "пентландит + кубанит + халькопирит + троилит + пирротин" с различным количественным соотношением кубанита и халькопирита, так что кубанит может преобладать над халькопиритом. В этой ассоциации кубанит представлен зернистыми агрегатами, а в срастаниях троилита и гексагонального пирротина преобладает первый. К центральной части горизонта приурочены ассоциации "пентландит + халькопирит + кубанит + троилит" и низкосернистый парагенезис "кубанит + талнахит".

На флангах интрузивных тел при разрастании горизонта вкрапленных руд в вертикальном диапазоне происходит принципиальное изменение состава ведущих минеральных ассоциаций. Главными становятся беспиротиновые парагенезисы.

Все особенности зональности горизонта вкрапленных руд в полной мере проявлены в Талнахском и Норильском рудных узлах и существенно редуцированы в массивах других рудных узлов.

Средняя мощность горизонта вкрапленных руд на Талнахском месторождении равна 25,3 м, максимальная - 73,75 м. Содержания никеля - 0,45 - 0,65%, меди - 0,89-1,13%, кобальта - 183-254 г/т.

Массивные руды приурочены к нижнему экзо- и реже эндоконтакту полнодифференцированных интрузивов. В понятие горизонта массивных руд вкладывается определенная область распространения тел сплошных сульфидов, имеющих различную форму и размеры, а также частоту встречаемости для каждого отдельного участка.

По морфологии тела сплошных руд подразделяются на следующие типы: 1) плитообразные жилы с параллельными контактами и близкие к ним по своему строению рудные блоки, отличающиеся от типичных жил соизмеримостью параметров по вертикали и горизонтали; 2) линзовидные тела и неправильной формы залежи, сопровождаемые сульфидной вкрапленностью различной густоты; 3) неправильной формы прожилки и жилы, образующие прожилково-жильные зоны и представляющие апофизы линзовидных тел и нередко соединяющие между собой близко расположенные тела. Все перечисленные типы рудных тел выделяются достаточно условно, поскольку даже в пределах единого рудного тела могут наблюдаться переходы одного типа в другой.

Мощность отдельных залежей сплошных руд колеблется в широких пределах - от 1-3 до 12-25 м, иногда - до 32-40 м.

Установлена вполне определенная зависимость морфологических особенностей рудных тел от состава и текстурно-структурных особенностей вмещающих пород. В пределах Талнахского рудного узла встречаются все типы рудных тел, однако наиболее распространены линзовидные и неправильной формы залежи, локализованные в осадочно-метаморфических породах нижнего экзоконтакта полнодифференцированных массивов (рис. 6). Эти тела в большинстве случаев отделены от интрузива зоной (мощностью до 10-15 м) осадочно-метаморфических пород, нередко полностью лишенных оруденения либо содержащих сульфидную вкрапленность. Рудные тела, как правило, имеют резкие границы с вмещающими породами и не сопровождаются сульфидной вкрапленностью.

В осадочно-метаморфических породах наблюдается существенное усложнение внутреннего строения залежей. Формируются прожилково-жильные зоны, которые более часто

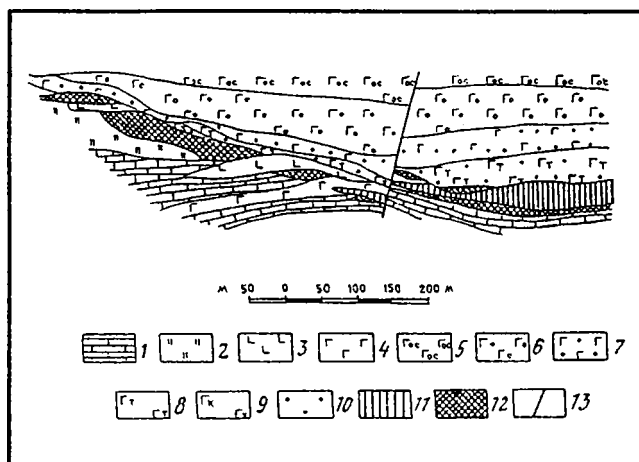


Рис. 6. Размещение вкрапленных, сплошных, прожилково-вкрапленных руд в рудной зоне северо-восточной ветви Талнахского интрузива

1 - позднедевонские карбонатные отложения; 2 - метаморфизованные позднепалеозойские угленосные отложения; 3-4 - недифференцированные долериты (3) и габбро-долериты (4); 5-9 - габбро-долериты Талнахского интрузива: оливинсодержащие (5), оливиновые (6), троктолитовые и пикритовые (7), такситовые (8), контактовые (9); 10-13 - типы руд: 10 - вкрапленные, 11 - сплошные пирротиновые, 12 - прожилково-вкрапленные, 13 - пострудные тектонические нарушения

развиты на выклинивании тел, а также в их эндоконтактах. Чередование массивных, прожилково-жилковых и густовкрапленных зон может наблюдаться и в центре залежей. Руд-

ные тела сложного строения могут переходить в единую массивную залежь, которая затем может вновь испытывать расщепление. В этом же комплексе пород тела сплошных сульфидных руд обычно сопровождаются прожилково-вкрапленным оруденением, экзоконтактовым по отношению к массивным рудам.

Рудные тела типа плитообразных жил и рудных блоков наблюдаются, как правило, при локализации массивных руд в магматических породах и, прежде всего, в породах эндоконтакта (рис. 7). Плитообразные жилы и рудные блоки обычно встречаются совместно и образуют оруденение штокверково-жилкового типа. По своим особенностям они представляют собой типичные тела выполнения с четкими контактами и, как правило, не сопровождаются сульфидной вкрапленностью в экзоконтактовых породах.

Зависимость морфологии рудных тел от характеристик рудовмещающих пород проявляется практически во всех рудных узлах. В Норильском рудном узле наиболее характерны штокверково-жилковые зоны и рудные блоки, известные в ныне отработанных участках северного фланга интрузива Норильск-1. При локализации интрузива среди базальтовых покровов ведущим типом рудных тел являются штокверково-жилковые зоны, состоящие из неправильной формы ветвящихся жил и линзовидных обособлений массивных сульфидов, цементирующих включения вулканитов. В терригенных метаморфизованных породах характерны линзовидные формы тел, сопровождаемые зонами густо вкрапленного оруденения.

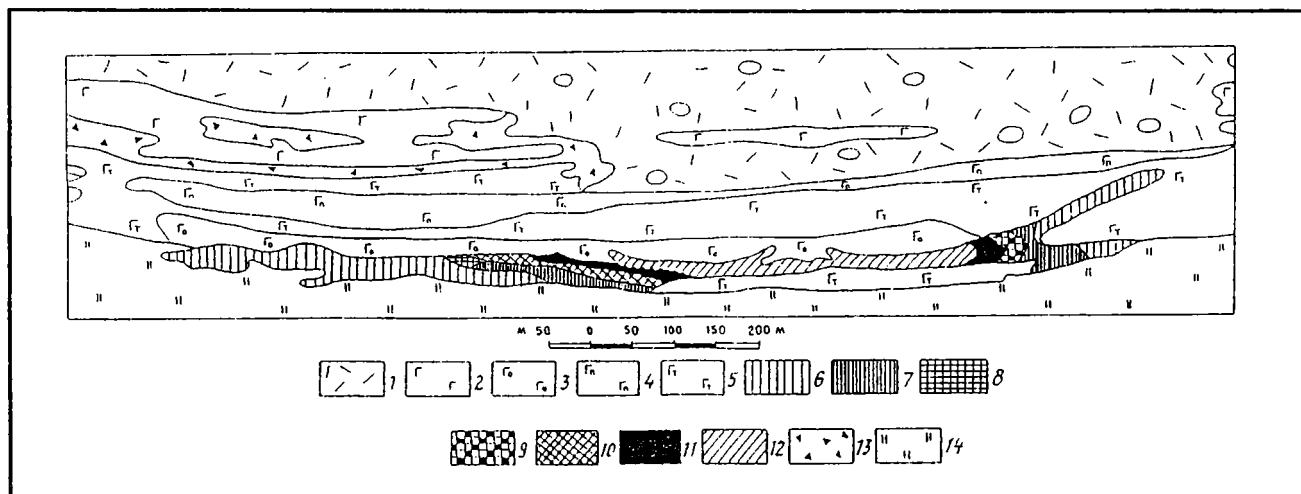


Рис. 7. Внутреннее строение рудной залежи Хараелахской ветви Талнахского интрузива

1 - метаморфизованные ранне-, среднедевонские отложения; 2-5 - габбро-долериты Талнахского интрузива: 2 - оливинсодержащие, 3 - оливиновые, 4 - троктолитовые и пикритовые, 5 - такситовые; 6-12 - минеральные разновидности сплошных руд: 6 - халькопирит-пирротиновые, 7 - халькопирит-пирротин-троилит-кубанитовые, 8 - пирротин-халькопиритовые, 9 - кубанит-халькопиритовые, 10 - моихукит-кубанитовые, 11 - кубанит-моихукитовые, 12 - моихукитовые; 13 - брекчиевые руды; 14 - метаморфизованные породы нижнего экзоконтакта

Текстурно-структурные особенности руд выражены в том, что в центральных частях залежей и крупных жил развиты крупно- и гигантозернистые руды. По мере приближения к эндоконтакту залежей зернистость агрегатов уменьшается.

Взаимосвязь морфологии, химического и минерального состава руд является одним из интересных аспектов изучения массивных сульфидных руд. Как показано в [147], среди сплошных руд Норильских месторождений выделяется несколько их минеральных разновидностей, каждая из которых занимает достаточно значительный объем пространства в конкретных рудных телах (рис. 8).

Выделяются залежи простого строения, сложенные главным образом одной разновидностью руд, и зональные залежи, состоящие из нескольких типов руд. Простым строением обладают в основном рудные тела (независимо от их мощности), локализованные в осадочно-метаморфических толщах. В их составе преобладают пирротиновые руды. В таких рудных телах единственным видом вариаций минерального состава является формирование так называемой простой зональности, выраженной в обогащении халькопиритом краевых частей рудного тела. Формирование пирротин-халькопиритовых и халькопиритовых руд может происходить симметрично относительно центра рудного тела как в зоне висячего, так и лежащего эндоконтакта (чаще - только в зоне висячего эндоконтакта).

Важнейшая особенность внутреннего строения руд - наличие скрытой расслоенности, которая достаточно детально описана [137]. Ее выражением являются изменения в составе минералов группы пирротина и пентландита от центра рудных тел к их периферии - закономерное увеличение сернистости и ни-

келености пирротина и возрастание концентрации никеля в пентландите. Этот тип скрытой расслоенности характерен для рудных тел простого строения или имеющих зональность первого типа. Характерно, что скрытая расслоенность обычно хорошо проявлена в более мощных телах и почти не проявлена или отсутствует в плитообразных жилах небольшой (1-2 м) мощности.

Содержание никеля в богатых рудах Талнахского и Октябрьского месторождений колеблется в пределах 3,1-5,32%, меди - 3,3-23,9%; кобальта - 1300-1387 г/т.

Прожилково-вкрапленные руды. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация проявлена в большинстве контактово-метаморфических ореолов полнодифференцированных интрузивов, но наиболее широко она развита в метасоматитах Талнахского рудного узла, где образует самостоятельный тип ("медистые" руды). Контактново-метаморфические породы, включающие прожилково-вкрапленное медно-никелевое оруденение, образуют вокруг расслоенных массивов непрерывный ореол, мощность которого (220-250 м и более) сопоставима, а во фронтальной части иногда и превышает мощность самих рудоносных интрузивов. Сульфидное оруденение формируется независимо от процессов образования контактово-метаморфических пород и накладывается на все их типы. Только низкотемпературные метасоматиты образуются после формирования прожилково-вкрапленных руд.

Прожилково-вкрапленные руды образуют пластообразные тела в метаморфических и метасоматических породах экзоконтактов интрузивов. Пространственно и генетически они связаны с богатыми (сплошными) рудами, в нижнем горизонте локализации (в осадочно-метаморфических породах подошвы интрузивов).

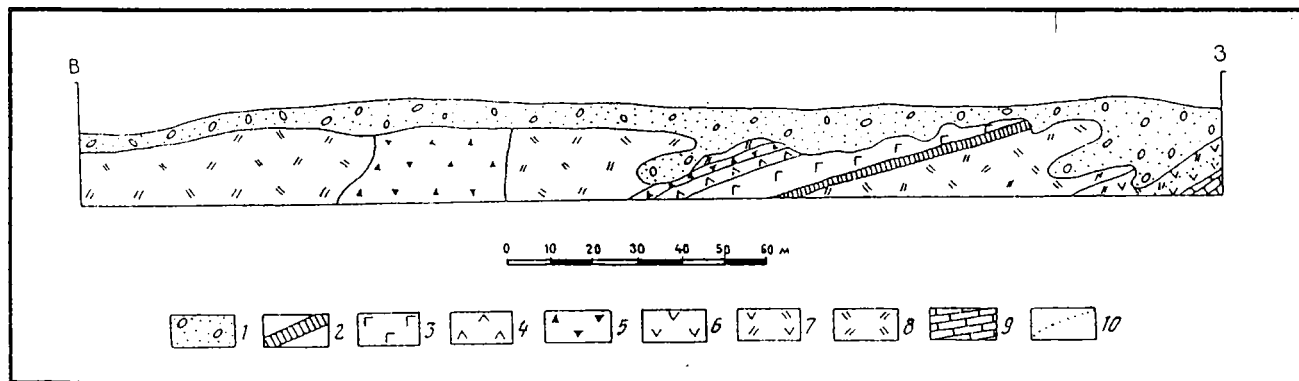


Рис. 8. Схематический разрез Силурийской интрузии

1 - четвертичные отложения; 2 - габбро-долериты такситоподобные, биотит-оливиновые и троктолитовые с вкрапленностью и шилами сульфидных медно-никелевых руд; 3 - габбро-долериты; 4 - такситоподобные габбро-долериты; 5 - магматические брекчии серпентинизированные с сульфидной вкрапленностью; 6 - долериты катангского комплекса; 7 - метасоматически измененные долериты; 8 - метасоматиты (магнезиальные скарны, кальцифилы) по глинисто-карбонатным породам позднего силура (конгдинская и панкагирская свиты); 9 - глинисто-карбонатные породы конгдинской свиты; 10 - граница метасоматитов

живов) образуют ореолы вокруг тел сплошных руд, иногда на расстоянии до 30 м (по вертикали) от подошвы интрузий.

По степени насыщенности пород сульфидами прослеживаются постепенные переходы от безрудных к сплошным рудам. Как среди вкрапленных, так и в составе сплошных руд наблюдаются прослои вмещающих пород, в различной степени насыщенных сульфидами, или вовсе безрудные участки. Развитие прожилково-вкрапленных руд шире распространения массивных, контуры их формирования выходят за пределы рудоносных интрузивов на расстоянии до 200-300 м. В верхнем горизонте локализации, над кровлей интрузивов, прожилково-вкрапленные руды образуют довольно мощные тела только на юге северо-западной ветви Талнахского интрузива, где они протягиваются вдоль западных сбросов Норильско-Хараелахского разлома. Здесь присутствуют и сплошные руды, но масштабы их развития менее значительны.

При внедрении сульфидного расплава, сформировавшего сплошные и прожилково-вкрапленные руды, происходит перекристаллизация минералов вмещающих пород. Часто можно видеть, как идиоморфные зерна пироксена, форстерита, монтицеллита, волластонита "цементируются" сульфидами. При этом иногда происходит обогащение железом зерен силикатных минералов, находящихся в сульфидной массе. Терригенные породы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и продукты их термального метаморфизма в участках максимального развития сульфидов (чаще вблизи сплошных руд) подвергаются локальному переплавлению с образованием гранофировых структур-сростков калиевого полевого шпата, ферроавгита, щелочного амфибола и андрадита.

Текстуры прожилково-вкрапленных руд часто определяются особенностями строения замещающих сульфидами пород. В роговиках сульфиды, внедряясь вдоль сланцеватости пород, обуславливают полосчатую текстуру руд. Сульфиды нередко занимают центральные части радиально-лучистых агрегатов пироксена. Сферическая форма образований силикатов в хлорит-полевошпатовых роговиках определяет сферолитовую текстуру руд. Часто встречаются брекчиевидные текстуры.

Прожилково-вкрапленные руды отличаются богатством рудных минералов. Кроме пирротина, пентландита и халькопирита в составе рудных тел встречаются кубанит, миллерит, пирит, магнетит, борнит, халькозин, джерфшерит, минералы группы валерита-точилинита, перовскит, полидимит, виоларит, макинавит.

Среди прожилково-вкрапленных руд выделяется ряд минеральных ассоциаций, об-

разующих самостоятельные участки ореола экзоконтактовых руд. Наиболее распространенными ассоциациями являются: пентландит-халькопирит-пирротиновая, пентландит-пирротин-халькопиритовая и пентландит-халькопиритовая. Последняя иногда образует самостоятельные рудные тела.

Ассоциации с миллеритом имеют двойственную природу. С одной стороны, миллерит развивается при замещении пентландита, с другой - возникает при дальнейшей эволюции сульфидной системы. При появлении пирита возникают пирит-миллерит-халькопиритовая, миллерит-пирит-халькопиритовая, миллерит-халькопирит-пиритовая, миллерит-пиритовая, халькопирит-пиритовая и полидимит-пирит-халькопиритовая ассоциации. При высокой насыщенности сульфидной системы медью появляются борнит и халькозин. Из никелевых минералов, помимо пентландита, присутствуют хизлевудит и годлевскит. Особенно характерны ассоциации с борнитом, халькозином и высоконикелистыми минералами для экзоконтактовых руд, локализованных вокруг залежей сплошных кубанитовых и талнахитовых руд.

Закономерная смена рудных парагенезисов обуславливает вертикальную и латеральную зональность экзоконтактовых руд. В идеале зональность проявляется сменой рудных парагенезисов в следующей последовательности: пентландит+халькопирит+пирротин → пентландит+пирротин+халькопирит → пентландит+пирротин+кубанит+халькопирит → пентландит+халькопирит → миллерит+пентландит+халькопирит → миллерит+халькопирит+пирит → миллерит+борнит+халькопирит → безникелевый пирротин+пирит+сфалерит+галенит. Такая последовательность смены минеральных ассоциаций наблюдается редко. Чаще одна или несколько ассоциаций рудных минералов может выпадать и рудное тело оказывается сложным одной ассоциацией, обычно пентландит-халькопирит-пирротиновой. Зональность нередко затушевывается развитием поздних рудных минералов.

В прожилково-вкрапленных рудах подошвы Талнахского интрузива нередко проявляется симметричная зональность относительно тел богатых руд. Но так как сплошные руды локализуются вблизи подошвы интрузива, то разрастание зональной колонки идет вниз от них, а участок между кровлей залежей сплошных руд и подошвой интрузивов чаще представлен существенно пирротиновыми рудами. Для экзоконтактовых руд в кровле Северо-Западной ветви интрузива также отмечается зональность. Она выражается в смене пирротиновых руд пирротин-халькопиритовыми, затем пентландит-халькопиритовыми и на

самых внешних участках - миллерит-борнит-халькопиритовыми разновидностями. Вокруг тел сплошных кубанитовых, талнахитовых и моихукитовых руд как в самих интрузивах, так и во вмещающих породах можно наблюдать зональность прожилково-вкрапленных руд, выражающуюся в смене пентландит-борнитовых руд борнит-халькозиновыми с хизлевудитом и годлевскиитом.

Мощность горизонта вкрапленно-прожилковых руд меняется на коротких расстояниях от 1-2 до 16 м. Средние содержания: никель - 0,74%, медь - 2,16%; кобальт - 211 г/т.

Гидротермальные изменения руд сопровождаются гидратацией вмещающих пород. Возникают такие минералы, как везувиан, пренит, минералы групп серпентина и хлорита, гидрогранаты, брусит, гипс, цеолиты, ксенолит, пектолит и др. При этом вторичные минералы замещают и сульфиды.

Платиноиды

Кроме меди, никеля и кобальта норильские месторождения содержат значительные концентрации платиноидов, золота и серебра. В сливных рудах количество минералов платиновых металлов (МПМ) превышает сорок видов, многие из них - новые, открытые в последнее десятилетие. Для всех видов руд характерны МПМ в виде отдельных зерен (часто правильной кристаллографической формы) среди сульфидов либо по границам сульфидов и магнетита или нерудных минералов. Изредка встречаются шетки уникальных кристаллов сперрилита до 0,5-1,0 см (месторождение Талнах). Часть палладия, а также родий, иридий, осмий и рутений образуют твердые растворы в сульфидах [137], т.е., несомненно, являлись составной частью расплава. Из минералов наиболее распространен сперрилит ($PtAs_2$), который присутствует во всех типах руд. Кроме арсенидов, встречаются соединения платиновых металлов с теллуrom, висмутом, свинцом, железом и сурьмой, самородные элементы (Pt , Pd и др.). Максимальная концентрация МПМ - в моихукитовых рудах. Часто их спутником является самородное серебро. Родий, иридий, рутений и осмий присутствуют только в виде твердых растворов в сульфидах, платина же практически их не образует.

Концентрация платиноидов в интрузивах норильского комплекса обычно тем выше, чем больше общее количество сульфидов, но в относительно лейкократовых интрузивах (зубовский и норильско-талнахский типы) - обычно более высокая, нежели в более поздних меланократовых (нижнеталнахский и моронговский подтипы) [137].

Процессы дифференциации магматического расплава существенно влияли и на фракционирование тяжелых и легких плати-

ноидов. Вследствие этого с возрастанием магнетиальности пород происходило относительное накопление тяжелых платиноидов (платина) по сравнению с легкими (палладий). Эта закономерность установлена и для платобазальтов, но не зависит от состава сульфидной жидкости. В то же время вкрапленные руды по сравнению с массивными в большей степени концентрируют платину и палладий, а массивные - относительно обогащены редкими платиноидами (иридием, рутением, осмием и родием).

По данным В.В.Дистлера, состав сульфидной жидкости и особенности ее эволюции являются главным фактором фракционирования двух ассоциаций платиновых металлов - палладия, платины и редких платиноидов при постоянстве соотношения тяжелого и легкого металлов для каждой пары элементов - геохимических аналогов ($Pt-Pd$, $Ir-Rh$, $Os-Rn$). Платина и палладий обогащают преимущественно богатые медью продукты дифференциации сульфидных расплавов, редкие платиноиды - бедные медью высокожелезистые.

Общий уровень концентрации платиноидов в месторождениях, по мнению В.В.Дистлера, определяется особенностями распределения платиноидов в зонах мантийного магмообразования и не связан ни с одним из типов дифференциации магматического расплава. В самих же рудах платиноиды, с учетом многообразия обстановки рудообразования, многокомпонентности систем и особенности их эволюции, образуют наблюдаемый весьма широкий набор минеральных форм. Среди них А.Д.Генкиным и В.В.Дистлером выделяются три группы минералов: 1) кристаллизовавшиеся непосредственно из сульфидного расплава; 2) формирующиеся из остаточного флюида, концентрирующего платиноиды, элементы Bi , Sn , As , Sb , Pb , Te и летучие компоненты (Cl_2 , CO , CH_4) после кристаллизации сульфидов групп пирротина, пентландита и халькопирита; 3) образующиеся в результате взаимодействия ранее сформированных МПМ с остаточными флюидами и постмагматическими растворами.

Средние содержания платиноидов в рудах Норильского рудного узла достигают 6,29 г/т, во вкрапленных рудах Талнахского - 2,3 г/т, сливных - 7,7 г/т. В сплошных высокомедистых рудах (моихукитовых и др.) содержание платиноидов возрастает за счет неравномерно распределенных участков с высокими (100-300 г/т) и ураганно-высокими (до 1000 г/т) содержаниями. Среднее содержание золота во вкрапленных рудах - 0,15 г/т, сплошных - 0,29 г/т.

Вкрапленные руды являются одними из наиболее богатых типов руд (в расчете на 100% сульфидов). Содержание платины и палладия

в них в 3-4 раза выше, чем в богатых пирротиновых и пирротин-халькопиритовых рудах, и лишь в талнахитовых, моихукитовых и пуроранитовых рудах относительная обогащенность платиноидами более высокая. Во вкрапленных рудах одновременно сосуществуют богатые платиноидами твердые растворы в сульфиде и МПМ. При этом твердые растворы родия, иридия, рутения и осмия в пирротине и родия, палладия в пентландите обогащены платиновыми минералами в 5-10 раз больше по сравнению с другими типами руд. Пентландит вкрапленных руд содержит максимальные концентрации палладия - до 700-1400 г/т. Такситовые габбро-долериты более обогащены платиноидами, чем пикритовые.

В прожилково-вкрапленных рудах присутствуют преимущественно платина и палладий, из минералов доминирует сперриллит. По сравнению с богатыми пирротиновыми рудами они содержат в 3,5 раза больше палладия и в 3-4 раза - платины (в расчете на 100% сульфидной массы).

Месторождения и проявления платиноидов в верхних хромитоносных такситовых габбро, входящих в состав интрузивов норильско-талнахского типа, в настоящее время определяются как самостоятельная малосульфидная платиноносная формация [21], открытие и изучение которой в последние годы позволило значительно увеличить запасы благородных металлов в Норильских месторождениях. Большой вклад в изучение этих месторождений внес в последние годы С.Ф.Служеникин (рис. 9).

Детальное изучение верхней габбровой серии [19, 21] позволило установить ряд важных особенностей строения этого горизонта. Были получены новые данные по взаимоотношениям слагающих его пород и распределению сульфидного оруденения. В наиболее изученном Талнахском интрузиве полный разрез верхней габбровой серии в настоящее время описан в ряде публикаций [21, 154 и др.].

В основании серии локализуется горизонт диоритов, габбро-диоритов, в том числе кварц- и микропегматитсодержащих, которые ниже переходят в безоливиновые габбро-долериты. Структурная граница перехода гипидиоморфной структуры в долеритовую является маркером для разделения верхней габбровой от основной расслоенной серии. Выше лежащий горизонт хромитоносного такситового габбро поддается лишь условному расчленению и представляет собой "смесь" различных пород.

Типоморфным признаком пород рассматриваемого горизонта является наличие хромшпинелидов, распространенных весьма неравномерно. Отмечается несколько типов выделений хромита. Один из них представлен

зернами в лейкогаббро; участки, обогащенные хромитом, часто приурочены к скоплениям гранулированных зерен оливина. Второй тип представлен рассеянной вкрапленностью

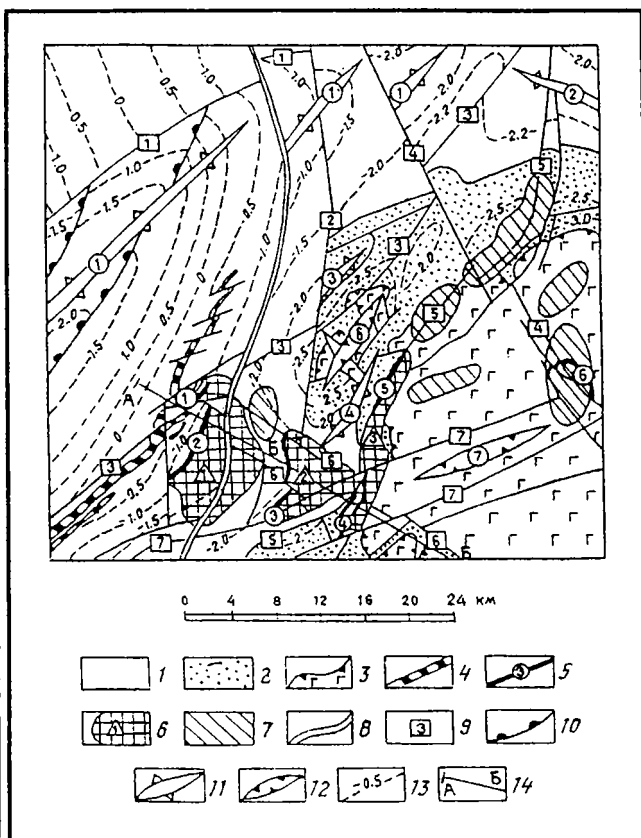


Рис. 9. Геолого-структурная схема Кулюмбинского рудного узла

1 - ранне-, среднепалеозойские отложения нерасчлененные; 2 - позднепалеозойские угленосные отложения; 3 - позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные образования; 4 - Ороктинская интрузия (курейский комплекс); 5 - интрузии норильского комплекса и их апофизы: 1 - Сиорд, 2 - Силурийская (норильско-талнахский тип), 3 - Турукская, 4 - Кулюмбинская, 5 - Халильская, 6 - Нирунгдинская; 6 - предполагаемые рудоносные интрузии норильского комплекса по геолого-геофизическим данным: 1 - северо-западная и западная ветви (интрузии Силурийская и Сиорд), 2 - центральная ветвь (Турукская), 3 - восточная и северо-восточная ветви (Кулюмбинская и Халильская); 7 - предполагаемые интрузии неясной формационной природы по аэромагнитным данным; 8 - Имангдинско-Летнинский долгоживущий разлом; 9 - структуро- и магмоконтролирующие разломы: 1 - Хантайский, 2 - Мало-Хантайский, 3 - Ороктинский, 4 - Нирунгдинский, 5 - Галельский, 6 - Турукский, 7 - Кулюмбинский; 10 - надвиги; 11 - антиклинали: 1 - Кулюмбинская, 2 - Верхне-Хантайская, 3 - Могенская, 4 - Халильская; 12 - синклинали: 5 - Тогодынская, 6 - Лево-Могенская, 7 - Нирунгдинская мульда; 13 - стратонизогипсы кровли кембрийских отложений в км; 14 - линия геологического разреза

в троктолитах; количество хромита в этих породах выше, чем в габброидах, и его распределение характеризуется большей равномерностью. К третьему типу относятся хромитовые обособления, представляющие собой округлые или неправильной формы скопления, в которых количество хромита не менее 30-50%. Хромитовые обособления имеют весьма много общего с аналогичными образованиями в "пикритах" основной расслоенной серии [21, 137].

Горизонт хромитового такситового габбро характеризуется постоянным присутствием сульфидной минерализации. В верхней части горизонта количество сульфидов обычно не превышает 1-3%. Чаще всего сульфиды приурочены к участкам пород с пегматоидной структурой. В нижней части горизонта количество сульфидов нередко достигает 5-7%. Сульфиды часто приурочены к участкам развития ассоциации вторичных водосодержащих фаз. В троктолитах рудная вкрапленность отмечается постоянно, но ее количество, как правило, не превышает 1%. Практически всегда сульфиды встречаются в составе хромитовых скоплений.

В горизонте хромитового такситового габбро выделяются несколько минеральных ассоциаций сульфидов. В верхней части горизонта распространена ассоциация моноклинного пирротина и тетрагонального халькопирита, в которой обычно отсутствует пентландит. Ниже появляется ассоциация пирротина с халькопиритом и пентландитом, а в основании горизонта эта минеральная ассоциация встречается довольно редко и носит реликтовый характер. Основным парагенезисом является ассоциация пирита, никель- и кобальтсодержащего пирита, халькопирита, миллерита. В отдельных местах широко развит сфалерит в сростании с халькопиритом. Редкими минералами, встречающимися в сульфидных агрегатах, являются галенит, полидимит, виоларит, самородное серебро и МПМ.

Горизонт хромитового такситового габбро характеризуется в целом относительно повышенной концентрацией платиновых металлов по сравнению с другими частями разреза норильских интрузивов, за исключением сульфидоносных пикритовых и такситовых габбро-долеритов. Мощность горизонта - от 0,3-0,5 до 1-3 м. Среднее содержание платиноидов - 6,4 г/т при средней мощности 1,5 м.

В средней части горизонта, состоящей из разнообразного комплекса пород с широко развитой хромитовой минерализацией как в виде рассеянных хромшпинелидов, так и хромитовых обособлений, концентрация платиновых металлов существенно возрастает и достигает десятков г/т (Pt+Pd). Эта часть раз-

реза и представляет собой основную платиноконцентрирующую зону, которая рассматривается как аналог платиноносных рифов расслоенных интрузивных комплексов Бушвельд и Стиллуотер [147].

Между содержаниями платиноидов и хрома отмечается прямая корреляция, которая подчеркивает связь платиноносности с общей зональностью горизонта хромитового такситового габбро. В целом повышенная платиноносность свойственна тем пересечениям, в которых повышаются содержания никеля, меди и серы. Однако при одних и тех же или близких концентрациях этих компонентов содержания платиновых металлов в частных пробах могут отличаться на один-два порядка. МПМ приурочены главным образом к выделениям сульфидов и других рудных минералов. Наиболее часто они ассоциируют с халькопиритом, пентландитом, миллеритом, галенитом, сфалеритом, а также герсдорфитом, никелином, аргентопентландитом. Абсолютно преобладающим минералом является сперилит. Среди палладийсодержащих минералов установлены маякит, стибиопалладинит и высоцкит. Весьма важно, что кроме собственных минералов платиновые металлы образуют твердые растворы в рудных минералах, роль которых в балансе платиновых металлов, по-видимому, достаточно существенна. Присутствие палладия, рутения, а также родия и осмия установлено в пентландите, палладия - в миллерите.

При рассмотрении природы горизонта хромитового такситового габбро необходимо остановиться на некоторых его характеристиках, сопоставимых с горизонтами ритмично-расслоенных плутонов. В кратком виде они могут быть сведены к следующему:

1. Платиносодержащие горизонты приурочены к существенно габбровой верхней эндоконтактовой зоне интрузива и формируются в результате флюидно-магматической конвекции, сопровождающей внутрикамерную дифференциацию.

2. Горизонты имеют пестрый петрографический состав и характеризуются совмещенным развитием минеральных ассоциаций, отвечающих различным стадиям консолидации расслоенных интрузивов. Неоднородность петрографического состава выражена в совместном присутствии анортозитов, нормальных габброидов, гипербазит-базитов и хромитов, а также в широком развитии комплекса низкотемпературных фаз, содержащих летучие компоненты. Для норильских хромитовых такситовых габбро, как и для пород, слагающих J-M риф комплекса Стиллуотер, ассоциация минералов с летучими компонентами является типоморфной.

3. На фоне плавных изменений соотно-

шений металлов, отвечающих нормальному процессу их фракционирования между базами и гипербазами, концентрация платиноидов в рассматриваемых горизонтах является аномально высокой.

4. Всем горизонтам свойственны близкие характеристики минерализации. Развиты минеральные формы платиноидов, однако весьма существенна количественная роль твердых растворов платиновых металлов в рудных минералах. При равенстве содержания палладия и платины (Бушвельд) или при существенном преобладании палладия над платиной (Норильск, Стиллуотер) в составе МПМ резко преобладают собственно платиновые минеральные фазы, в то время как роль палладиевых минералов существенно меньшая за счет нахождения палладия преимущественно в виде твердых растворов. Ведущими МПМ в Бушвельде и Стиллуотере являются сульфиды, в норильских интрузивах - арсениды. Для всех массивов наибольшее значение как носитель твердых растворов платиноидов имеет пентландит, а для норильских интрузивов также - никелин и маухерит. Платиновые минералы встречаются как в сростаниях с ранними сульфидами (пирротин, пентландитом), так и поздними сульфидами (миллеритом, галенитом, сфалеритом, герсдорфитом и др.).

Все перечисленные особенности являются доказательством генетической близости платиноносных горизонтов, приуроченных к достаточно различающимся интрузивам, какими являются, с одной стороны, Бушвельд и Стиллуотер, а с другой - Норильские.

ИНТРУЗИИ НЕВЫЯСНЕННОГО ТИПА, АПОФИЗЫ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ ($\Sigma \nu \beta T_1$)

В Норильском рудном районе известен целый ряд интрузий, которые по петрохимическим и геохимическим данным относятся к норильскому комплексу, однако однозначно классифицировать их в рамках изложенной выше схемы расчленения на типы интрузий затруднительно. М.З.Комарова в 1967 г. предлагала выделить их в самостоятельный рожковский тип. Чаще всего они являются составными элементами известных рудных узлов (Талнахский, Норильский и др.), иногда же появление их позволяет прогнозировать новые высокоперспективные рудные узлы (Кулюмбинский).

Здесь данные интрузии рассматриваются как апофизы дифференцированных интрузивов норильского комплекса. Подобной точки зрения придерживается большинство исследователей Норильского рудного района. Так, Г.Д.Маслов рассматривал их как сигнальные дайки ("рога и уши") рудоносных интрузий и важнейший поисковый признак. Хорошо

изученные рудные узлы позволяют проследить взаимоотношения рудоносных интрузий и их апофиз [40, 74, 110, 140].

Большинство апофиз представлены оливиновыми и троктолитовыми долеритами, оливиновыми габбро-долеритами и лейкогаббро. Иногда в их составе присутствуют пикритовые и такситовые габбро-долериты. Интрузии, сложенные преимущественно лейкогаббро, широко развиты в пределах Норильского и Талнахского рудных узлов, где они представлены пластообразными телами и дайками (интрузии "Габбровая" и г. Круглой, дайка руч. Заячьего - р. Листвянки и др.) мощностью не более 10-30 м. Они прослежены на расстояние до 8-15 км от расслоенных рудоносных интрузий, значительно усложняя строение рудных узлов [21, 40, 54, 109].

Химические составы апофиз в большинстве близки к составам отдельных дифференциатов интрузий норильского комплекса, но могут и несколько отличаться (табл. 3). Они могут быть как безрудными, так и сопровождаться довольно обильным оруденением. К последним относятся интрузии "Габбровая" (В.А.Федоренко, 1982) и р. Чопко (В.В.Елисеев, 1961), дайка междуречья рек Имангда - Нералах (А.А.Лисенков, 1975) и др.

Интрузия р. Чопко расположена на востоке Норильской мульды в зоне Апсеканского разлома, ограничивающего Кулгахтахский грабен. Она представляет субпластовое пологосекущее тело, залегающее в отложениях верхнего кембрия - нижнего ордовика. Мощность ее не превышает 15 м. Измененные породы представлены биотит-плагиоклаз-пироксеновыми роговиками мощностью до 15 м. По данным В.В.Елисеева, интрузия сложена оливиновыми габбро-долеритами. Состав пород: плагиоклаз (An_{67-70}) - 45-50%, клинопироксен ($En_{30-40} Wo_{32-40} Fs_{18-30}$) - 40-75%, оливин (Fa_{24}) - от 3-4 до 10-15%, рудные минералы - 1-3%. В нижней части интрузии встречается вкрапленность и прожилки (до 1 см) сульфидов. Мощность рудной зоны - 2,1 м. Среди сульфидов преобладают халькопирит и кубанит, присутствует порфировидный пентландит. По данным химического анализа бороздовых проб содержание меди составляет 0,35-0,96%, никеля - 0,05-0,14%, платиноидов - 1,75-5,5 г/т, золота - 0,13-0,16 г/т.

Силурийская интрузия выявлена и изучена Б.М.Струниным в 1982 г. Она расположена в среднем течении р. Кулюмбэ в 2,5 км от устья р. Турука вниз по течению и представляет собой пластообразное пологосекущее тело мощностью 16-17 м в сульфатно-глинисто-карбонатных осадках конгдинской и панкагирской свит позднего силура (рис. 10).

Падение интрузии к юго-востоку (120°) под углом 16-17°. По падению она прослежена

Химический состав апофиз интрузий норильского комплекса в мас. %

№ п/п	Компоненты													Сумма
	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	п.п.п.	
1	46,20	0,90	20,59	3,66	4,96	0,16	4,68	10,32	2,85	2,20	0,13	0,011	4,00	101,73
2	52,30	1,66	14,42	3,59	7,11	0,22	4,16	7,23	3,70	2,30	0,37	0,019	3,38	100,46
3	47,59	1,30	14,95	3,66	9,05	0,18	6,63	10,21	2,42	0,56	0,17	0,020	3,14	99,98
4	47,48	1,77	14,43	4,75	9,83	0,22	6,69	10,00	2,29	0,57	-	0,006	1,95	85,56
5	47,48	1,65	15,53	3,59	10,43	0,16	6,58	10,00	2,21	0,44	-	0,005	1,88	99,98
6	48,34	1,88	14,98	5,83	7,17	0,18	5,77	10,29	2,42	0,37	-	0,006	3,01	100,27
7	47,06	1,66	14,85	5,05	9,36	0,20	6,90	9,92	2,52	0,66	0,15	-	1,74	100,07
8	45,44	0,79	20,74	0,90	7,62	0,18	7,03	12,17	1,66	0,66	0,05	0,027	1,94	99,21
9	44,82	0,77	17,20	2,71	6,83	0,15	6,70	11,68	2,44	1,28	0,21	0,047	5,16	99,95
10	47,18	1,04	15,22	2,47	7,76	0,17	8,70	8,49	3,25	1,03	0,25	0,066	4,14	99,70
11	46,46	1,17	14,52	1,35	10,05	0,25	9,08	7,69	2,85	1,06	0,17	0,027	4,75	99,57
12	37,64	0,83	11,25	3,71	12,00	0,14	17,70	8,00	2,28	0,25	0,21	0,524	6,43	100,44
13	42,42	0,88	11,00	1,43	11,35	0,20	13,69	7,81	1,64	0,44	0,10	0,93	3,42	94,38

Примечание. Порядковым номерам первой графы соответствуют:
 1-3 - дайка ручья Заячьего - реки Листвянки (В.А.Люлько и др., 1966);
 4-7 - дайки междуречья Имангда-Нералах (Е.А.Черевков и др., 1975);
 8-13 - интрузии "Габбровая" (В.А.Федоренко, 1982).

на расстояние до 150 м, по простиранию - более 2 км.

В 30 м восточнее выхода интрузии, т.е. в ее висячем боку, встречен шток диаметром до 40 м, сложенный магматическими брекчиями, сильно измененными вторичными процессами (серпентинизация, хлоритизация, скарнирование). Обломки (до 10-40 см) сложены оливиновыми и троктолитовыми габбро-долеритами и такситоподобными габбро-долеритами, иногда с рассеянной и каплевидной (1-3 см) вкрапленностью того же состава, что и в интрузии. Встречены многочисленные примазки медной зелени. В троктолитовых разностях содержание оливина достигает 30-35%. Контакты штока близки к вертикальным.

Вмещающие породы на расстояние до 1,5 км вверх по течению р. Кулумбэ интенсивно метасоматически изменены, вплоть до магнетиальных форстерит-пироксеновых, форстерит-флогопитовых перовскит-содержащих скарнов и кальцифиров. Изменениям подвергнуты и пластообразные маломощные интрузии ка-

тангского комплекса. Общая мощность измененных пород над кровлей интрузии превышает 300 м. В меньшей степени изменены вмещающие породы подошвы интрузии - 60-80 м по латерали и 20-25 м по мощности. Здесь преобладают везувиан-эпидот-пироксеновые скарны (1,5-2 м) и кальцифиров с рассеянным сульфидным оруденением.

В приподошвенной части интрузии бороздовыми пробами установлено содержание: меди - 0,10-0,12%, никеля - 0,10-0,17%, платиноидов - 0,97-1,34 г/т, золота - 0,039-0,052%. В магматических брекчиях содержание меди колеблется в пределах 0,39-2,88%, никеля - 0,12-0,19%, кобальта - 0,027%, платиноидов - 1,781 г/т, золота - 0,232 г/т.

В 1990 г. Ф.В.Кравцовым в приподошвенной части Силурийской интрузии вскрыты шилеры богатых руд (первые десятки см в поперечнике) с содержанием меди до 8-12%, никеля - до 3%, платиноидов - 10-30 г/т.

Химические анализы показывают, что по составу (табл. 4) Силурийская интрузия близка к интрузиям норильско-талнахского

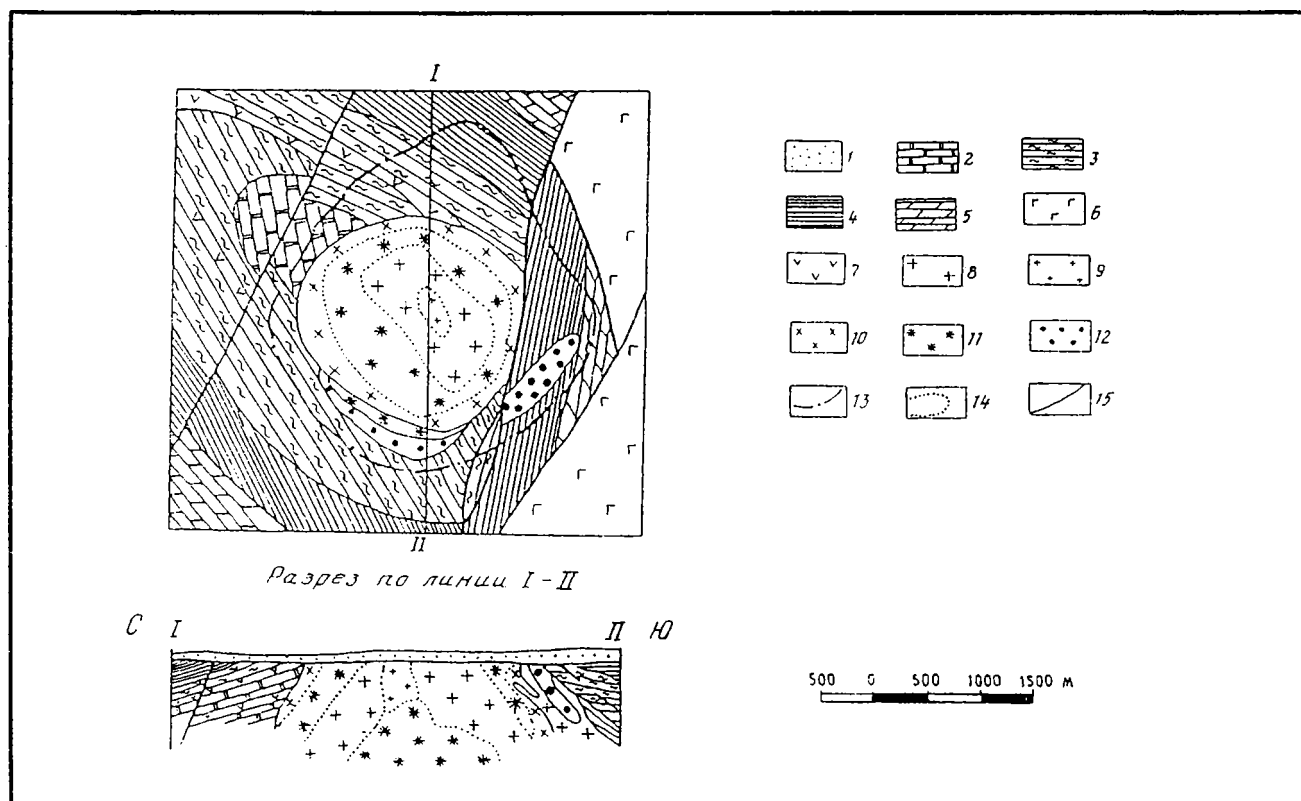


Рис. 10. Геологическая схема и разрез Болгохтохского меднопорфирового месторождения

1 - меловые и четвертичные отложения; 2 - силурийские отложения; 3 - раннедевонские отложения; 4 - среднедевонские отложения; 5 - позднедевонские отложения; 6 - позднепалеозойско-раннемезозойские вулканогенные образования; 7 - пластовые тела долеритов; 8 - граниты; 9 - гранит-порфиры; 10 - гранодиориты и гранодиорит-порфиры; 11 - метасоматически измененные гранитоиды; 12 - скарны; 13 - границы зоны пропилитов; 14 - фациальные границы; 15 - разрывные нарушения

типа. Спектральным анализом установлены повышенные содержания меди, никеля, хрома и кобальта, зачастую на порядок превышающие коэффициенты концентрации их в интрузиях других типов, встреченных на р. Кулюмбэ. Содержание палладия значительно (в 2-3 и более раз) превышает количество платины (характерная особенность интрузий норильско-талнахского типа).

Кроме Силурийской интрузии, в бассейне р. Кулюмбэ в процессе ГДП выявлены многочисленные пластообразные и секущие тела оливиновых габбро-долеритов, прорывающие отложения от раннего силура (чамбинская свита) до триаса (надеждинская свита), интрузии Сиорд, Халильская, Кулюмбинская (две ветви, вскрытые скважинами С-18 и С-26) и др.

Мощность большинства апофиз Кулюмбинского рудного узла не превышает 15-30 м. По петрохимическим характеристикам они близки к аналогичным образованиям района Норильска и сложены в большинстве оливиновыми габбро-долеритами. Оруденение в некоторых апофизах весьма значительное. Так, Турукская интрузия оливиновых габбро-долеритов (в осадках мантуровской свиты) содержит шпильеры (до 30 см в поперечнике) сплошных халькопирит-пирротиновых руд. Они сложены: пирротин - 40%, халькопиритом - 30%, пиритом - 10%, пентландитом - 7% и магнетитом - 8%. Встречены единичные звездоч-

ки сфалерита размером не более 0,0025 мм (структуры распада). Пирит замещает пирротин вплоть до псевдоморфоз. Содержание меди - 1,45%, никеля - 0,50% и кобальта - 0,045%. В оливин-биотитовых и такситоподобных габбро-долеритах Кулюмбинской интрузии (горизонт мощностью до 26 м, скв. С-18, С-26) по данным керновых проб содержание меди - 0,16-0,54%, платиноидов - до 0,72 г/т, золота - 0,032 г/т.

В 1991 г. А.С.Варгановым изучено северное продолжение Кулюмбинской интрузии (Халильский массив). В ее нижней части вскрыт горизонт (7-8 м) вкрапленных руд и линза (0,5 м) - сливных. Содержание никеля и меди в сливных рудах - 0,4-0,6%, кобальта - 0,03-0,06%; во вкрапленных рудах: никель - 0,1-0,2%, медь - 0,3-0,4%, кобальт - 0,03-0,05%.

Интрузии р. Кулюмбэ (Силурийская, Турукская и др.) образуют, по-видимому, сложную, многолопастную интрузивную постройку, большая часть которой локализована в осадках позднего силура, девона и перми, т.е. являются апофизами предполагаемой рудоносной интрузии норильско-талнахского типа. Обоснованность такого вывода подтверждаются: 1) особенности состава и внутреннего строения (отчетливая расслоенность) Силурийской интрузии и высокое содержание полезных компонентов в рудах; 2) появление такситовых габбро-долеритов в подошве и кровле Силурийской интрузии - характерная черта ру-

Таблица 4

Результаты химических анализов Силурийской интрузии (р. Кулюмбэ) в мас.%
(по данным Б.М.Струнина)

Компоненты	Средние содержания компонентов				
	1*	2*	3*	4*	5*
SiO ₂	48,81	47,52	47,33	44,92	46,33
TiO ₂	1,29	0,84	1,27	0,80	0,86
Al ₂ O ₃	15,11	17,50	15,43	13,92	16,52
Fe ₂ O ₃	3,82	3,28	3,99	3,56	9,67
FeO	8,21	6,62	8,91	9,35	2,83
MnO	0,19	0,15	0,19	0,17	0,13
MgO	7,42	8,31	7,48	15,03	6,65
CaO	11,07	10,97	10,53	8,38	9,25
Na ₂ O	1,97	2,00	2,36	1,36	1,50
K ₂ O	0,66	0,44	0,32	0,27	0,89
P ₂ O ₅	0,13	0,08	0,10	0,08	0,12
п.п.п.	1,45	2,26	2,33	2,22	3,85
Сумма	100,13	99,97	100,24	100,06	98,60

* 1-3 - габбро-долериты; 4 - троктолитовый габбро-долерит из штока магматической брекчии; 5 - габбро-долерит из штока магматической брекчии.

доносных интрузивов норильско-талнахского типа; 3) шток магматических брекчий с сульфидной вкрапленностью; 4) геохимические аномалии (прослежены вдоль р. Кулюмбэ на расстояние до 12 км) меди, никеля, кобальта, хрома, свинца, цинка, в том числе обильная вкрапленность сульфидов (пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит в измененных вмещающих породах, включая интрузии катангского комплекса); 5) обширные поля метасоматитов, известковые и магнезиальные скарны и кальцифиры; 6) локальные магнитные аномалии, поперечные к господствующему простиранию пород. Здесь предполагается наличие нескольких ветвей этой интрузии, фиксируемых установленными апофизами, - северо-восточной (интрузии Кулюмбинская и Халильская) - в осадках перми, центральной (Турукская интрузия) - в осадках девона и северо-западной (интрузии Силурийская и Сиорд) - силура и ордовика. Таким образом, сложная, с многочисленными ветвями и апофизами форма предполагаемой интрузии весьма напоминает строение известных рудных узлов.

Косвенными признаками, подтверждающими высокие перспективы этого района, являются появление в разрезе контрастной дифференцированной серии вулканитов пикробазальтов гудчихинской свиты и весьма напряженный характер тектонических движений, близких по амплитуде (более 5 км) к району Норильска.

Размеры предполагаемой рудоносной интрузии, судя по выходам установленных апофиз, весьма значительны - до 20 км в ширину (вдоль р. Кулюмбэ) и 15-20 км по простиранию. Не исключено, что здесь кроме норильско-талнахского локализованы интрузии и других типов (зубовского, нижнеталнахского и др.).

КУРЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС ($\sigma \nu \beta - q \nu \beta T_1 kr$)

Интрузии курейского комплекса впервые выделены в бассейне р. Курейки Э.Л.Варандом в 1958-1962 гг. как джалтульский тип, в ранге комплекса - Е.В.Тугановой и Ю.Г.Старицким в 1965-1966 гг. Они представлены несколькими пластовыми интрузиями в южной части района (долина р. Кулюмбэ), где они прорывают отложения нижнего силура. Скорее всего, здесь имеется только одна интрузия, разбитая серией субширотных сбросо-сдвигов на ряд сегментов. В северо-восточном направлении она прослежена на расстояние 17 км, к юго-юго-востоку, по данным А.С.Варганова и В.Г.Павлова, непрерывные выходы ее (хребет Брус-Камень) закартированы до р. Горбиачин. По литературным данным [66] она известна как Орактинская интрузия. Проведенные гео-

логосъемочные работы масштаба 1:50 000 позволили уточнить ее параметры.

По данным А.С.Варганова, в наиболее полных разрезах Орактинская интрузия имеет следующее строение (сверху вниз):

1. Микродолериты порфировидные (мощность - 1,0 м).

2. Долериты порфировидные мелкозернистые (4,0 м).

3. Габбро-долериты оливиновые (120,0 м).

4. Габбро-долериты троктолитовые (100,0 м).

Породы имеют лейкократовый облик; структура пород таксито-офитовая с элементами пойкилоофитовой, оливин слагает 15-30% объема.

5. Переслаивание оливиновых и троктолитовых габбро-долеритов, аналогичных слоям 3 и 4 (150,0 м).

6. Габбро-долериты оливиновые (50,0 м).

7. Габбро-долериты безоливиновые и амфиболизированные с линзами и горизонтами габбро-диоритов и габбро-пегматитов (30,0 м).

8. Габбро-долериты оливиновые (50,0 м).

9. Микродолериты порфировидные биотизированные (3,0 м).

Общая мощность интрузии 480-500 м.

Падение интрузии - крутое (до 40%) на юго-восток. К северу мощность интрузии резко уменьшается и в долине р. Кулюмбэ не превышает 120 м.

Характерной особенностью интрузии является изменение состава оливина: от гиаосидерита Fa_{35} в верхней части до хризолит-гиаосидерита Fa_{30-32} в средней, наиболее богатой оливином, и до гортонолита Fa_{52} в нижней. В разрезе по р. Кулюмбэ в троктолитовых долеритах средней части интрузии встречены структуры "спинифекс" в виде крупных до гигантских (15-20 см) дендритовидных кристаллов пироксена.

Для интрузии характерна своеобразная расслоенность, когда в средней и верхней частях массива увеличивается роль оливина (и его магнезиальность) и плагиоклаза с повышенным анортитовым компонентом, но уменьшается роль клинопироксена (табл. 5). Незакономерное развитие троктолитов рассматривается как проявление кумулятивных фаз в камерных условиях. Скорее всего интрузии курейского комплекса принадлежат к конечным продуктам фракционирования первичного пикритоидного расплава [21].

На контактах интрузии наблюдаются довольно значительные ореолы ороговикования глинисто-карбонатных пород и пиритизации преимущественно по трещинам, субпараллельным контактам, изредка встречаются единичные каплевидные вкрапленники халькопирит-пирротинового состава (до 1,5 см), которые сопровождаются реакционными новообразованиями биотита.

Химический состав Ороктинской интрузии (курейский комплекс) в мас.% (по данным А.С.Варганова и С.И.Оксиюка)

№ проб	Наименование пород	Компоненты											Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO+ +Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	
1145	Контактовый долерит (кровля)	47,51	1,65	14,22	15,23	0,21	5,74	9,76	2,55	1,07	0,19	1,43	99,56
1144/36	Оливиновый габбро-долерит	48,03	1,30	13,23	15,37	0,20	8,36	10,42	2,08	0,46	0,14	0,24	99,83
1144/35	Оливинсодержащий габбро-долерит	49,06	1,41	15,95	13,89	0,19	6,23	10,86	2,44	0,45	0,16	0,0	101,64
1144/33	То же	48,23	0,82	15,75	7,93	0,13	7,02	13,49	3,10	0,39	0,12	2,60	98,58
1144/32	Габбро-диорит	54,90	0,80	12,18	16,41	0,12	2,73	6,02	2,78	2,59	0,54	1,04	100,11
1144/31	Оливиновый габбро-долерит	49,43	0,96	12,51	12,57	0,18	8,77	12,20	1,86	0,44	0,11	0,52	99,55
1144/27	Троктолитовый габбро-долерит	47,45	0,72	14,05	12,11	0,18	11,87	11,48	1,65	0,20	0,06	0,10	99,87
1144/22	То же	48,38	1,00	13,40	12,62	0,19	11,44	11,95	1,69	0,25	0,10	0,10	101,12
1144/16	-"	46,69	0,63	16,13	11,88	0,17	13,21	10,02	1,72	0,21	0,06	0,38	101,20
1144/4	Оливиновый габбро-долерит	47,90	0,81	17,16	11,40	0,16	9,52	10,28	2,36	0,25	0,10	0,28	100,22
1144	То же	47,84	1,28	15,57	14,66	0,19	7,57	10,71	2,15	0,37	0,13	0,18	100,65
1143/3	Контактовый долерит (подошва)	47,87	1,64	14,43	14,57	0,20	6,47	11,39	2,75	0,57	0,15	0,66	100,70

Далдыканский комплекс как самостоятельный тип интрузий впервые выделен Г.Д.Масловым, Л.Л.Ваулиным, О.А.Дюжиковым в начале 60-х годов при изучении одноименного массива в северной части Норильской мульды, в ранге комплекса - М.З.Комаровой и В.А.Людско в 1975 г. Он объединяет интрузии основного состава, которые имеют отрицательную полярность остаточного намагничивания и прорывают все интрузии, включая дифференцированные рудоносные массивы норильского комплекса.

Интрузии далдыканского комплекса наиболее широко развиты в пределах южной части Норильско-Хараелахского прогиба (Норильская и Вологочанская мульды), где слагают многочисленные пластообразные и сложные каркасные тела, как бы обрамляющие мульды (Лонтокойская, Дудинская и Далдыканская интрузии), и многочисленные дайки. В пределах центральной части Хараелахской и Икэнской мульды они слагают обширное дайковое поле (Абагалахское) восток-северо-восточного простирания, прослеженное на расстояние 110 км при ширине до 20 км, подчеркивая зону Абагалахского разлома. Серия небольших даек встречена в зоне Дьянгинского, Боганидского и Кумгинского разломов. Не исключено, что дайковое поле субширотного простирания к востоку от р. Имангда включает в себя интрузивы и этого типа.

Мощность наиболее крупных интрузий достигает 120-150 м, обычно же - не более 10-30 м. Они прорывают вмещающие породы от нижнего ордовика до верхов лавового разреза (самоедская свита). Обычны ступенчатые перемещения (перескоки) интрузий с одного уровня на другой, часто вдоль зон разломов, залечивая последние и раздвигая вмещающие породы.

Интрузии сложены несколькими структурными разновидностями габбро-долеритов и долеритов. Для них характерно присутствие оливина, титанистого клинопироксена и ортопироксена. Наиболее обычны пойкилоофитовые и офитовые габбро-долериты, горизонты которых незакономерно чередуются между собой. Нередко встречаются шилы, жилы и горизонты крупнозернистых пегматоидных габбро-долеритов.

Макроскопически габбро-долериты представляют собой серые и светло-серые среднезернистые породы. Часто встречаются крупные (до 5 мм) вкрапленники клинопироксена (10-20%). Для пойкилоофитовых разновидностей характерна крупно- и среднегрозчатая текстура. Пегматоидные габбро-долериты представляют собой крупнозернистые призматически-зернистые лейкократовые породы.

Породы далдыканского комплекса обра-

зованы плагиоклазом (35-50%), клинопироксеном (30-35%), оливином (5-15%), ортопироксеном (0-5%). В мезостазисе развиты актинолит, роговая обманка, хлорит, биотит, боулингит, пренит, карбонаты. Довольно часто присутствует кварц, реже - микропегматит. Количество рудных минералов (преимущественно магнетит и титаномagnetит) составляет 1-5%. Содержание оливина иногда возрастает в нижней части интрузии без изменения его состава. У контактов интрузий часто появляется биотит. Аксессуары представлены апатитом, реже встречается сфен, очень редко - циркон. Плагиоклаз, как правило, представлен лабрадором (An₅₀₋₇₂). Пироксен - обычно очень титанистый (En₃₁₋₄₂ Wo₃₅₋₄₅ Fs₁₈₋₃₃). Наиболее распространен оливин (Fa₄₉₋₆₅), в кварцсодержащих габбро-долеритах присутствует и более железистый оливин (Fa₇₅₋₈₃), в пойкилоофитовых востках в клинопироксене, по данным М.З.Комаровой, встречается оливин Fa₂₇₋₃₇. Ромбический пироксен образует каймы вокруг оливина или встречается в сетчатом срастании с клинопироксеном. Состав ортопироксена варьирует в пределах Fs₂₆₋₇₀.

Пегматоидные габбро-долериты сложены плагиоклазом (в ядрах кристаллов находится An₅₀₋₆₅, по краям - An₂₀) - 40-70%, клинопироксеном, почти нацело замещенным амфиболами, биотитом и хлоритом - 20-40%, кварцем и микропегматитом - 2-15%. Количество рудных минералов (титаномagnetит, ильменит) достигает 10%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом. В отдельных случаях порода содержит до 20-25% крупных (до 0,5-1,5 см) кристаллов железистого (Fa₇₅₋₈₈) оливина (В.М.Лосев, 1970). Дифференциация химического состава интрузий далдыканского комплекса сводится к сильному обогащению их верхних частей железом, титаном, фосфором и обеднению магнием. Здесь же возрастает роль кремнезема и щелочей, наблюдается обеднение глиноземом и известью. Дифференциация, таким образом, происходила по феннеровскому направлению.

Для химического состава интрузий далдыканского комплекса характерно высокое содержание титана и железа, повышенное - фосфора, что позволяет их отличить от близких по составу интрузий р. Амбарной. В пегматоидных разновидностях количество названных элементов еще более велико. Характерно высокое содержание меди и низкое - бария.

Намагниченность пород далдыканского комплекса - отрицательная, что может свидетельствовать об их внедрении после формирования толщи платобазальтов. По химизму и геохимическому составу Далдыканские интрузии как бы продолжают тренд, намечившийся при изучении верхней части разреза пла-

тобазальтов (моронговская - самоедская свиты), - возрастание вверх по разрезу содержания титана, железа, фосфора, меди и снижение кремнезема и бария. Не исключена некоторая степень генетической близости этих образований.

Интрузии далдыканского комплекса безрудны или несут редкую вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина. Воздействие интрузий на вмещающие породы вызывает образование зоны роговиков, мощность которой обычно составляет 50-40 м. На отдельных участках отмечается скарнирование.

АВАМСКИЙ КОМПЛЕКС ($q\beta T_1 av$)

Кварцсодержащие долериты северной части Икэнской мульды отнесены к авамскому комплексу, который был выделен в 1975 г. В.А.Люлько. Они слагают дайковое поле в бассейне рр. Мастах-Сала и Кыстыктах. По химическому составу породы отвечают нормальным базитам, но характеризуются повышенным содержанием титана.

Интрузии авамского комплекса развиты в области сочленения Икэнской и Большеавамской мульды, где они выделялись О.А.Дюжиковым как интрузии пятой фазы. Они представляют западное окончание обширного дайкового поля, вытянутого в субширотном направлении на расстояние около 500 км [20]. На трассе этого поля располагается Каменская, а у восточного окончания - Маймечакотуйская провинция щелочно-ультраосновных пород [57].

Дайковое поле в пределах Норильского района имеет запад-северо-западное простираание при ширине до 5 км. Дайки прорывают вулканогенные образования от надеждинской до мокулаевской свиты. Они характеризуются выдержанной мощностью (3-20 м), прямолинейностью, изотропным составом. Падение тел - близкое к вертикальному, простираание - 90-130°.

Макроскопически кварцсодержащие долериты, слагающие дайки, представляют средне- и мелкозернистые породы лейкократового облика. Под микроскопом устанавливается габбро-офитовая структура. Минеральный состав следующий: плагиоклаз (35-50%), клинопироксен (25-40%), оливин (0-5%), мезостазис (10-25%). В мезостазице значительное место занимают титаномagnetит и ильменит (до 10%) и микропегматит (до 10%), присутствует кварц (1-5%), хлорит, амфибол, биотит, апатит (до 1%). Плагиоклаз представлен двумя генерациями: крупные призматические и таблитчатые зерна (Ap_{60-70}) и мелкие призматические зерна (Ap_{40-50}). Кроме того, в мезостазице присутствуют альбит-олигоклаз. Клинопироксен интенсивно амфиболлизирован, что не дает возможности судить о его составе. Оливин отвечает Fa_{60-65} .

По химическому составу интрузии авамского комплекса отличаются от прочих базитовых пород района высоким содержанием титана, железа, повышенным - фосфора, низким - глинозема и магния. Они близки по составу кварцсодержащим титанистым габбро-долеритам интрузий пясинского комплекса и габбро-пегматитам далдыканского комплекса.

В магнитном поле дайки образуют контрастные отрицательные аномалии. Возраст интрузий, очевидно, послееффузивный. В дайках и базальтах экзоконтакта отмечается убогая вкрапленность пирита, халькопирита. Контактные изменения представлены маломощными зонами (первые десятки сантиметров) ороговикованных и осветленных базальтов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В настоящее время среди мезозойских интрузий достаточно полно изучен болгохтохский комплекс, представителем которого является одноименный массив.

Болгохтохский комплекс ($\gamma - \gamma_{сп} MZ$). Болгохтохский массив гранит-порфиров и сопровождающее его молибден-меднопорфировое оруденение - пока единственный пример месторождений меднопорфировой формации на Сибирской платформе. Массив обнаружен в 1965 г., первые сведения о нем опубликованы М.З.Комаровой [72]. В дальнейшем детальное изучение его проведено В.В.Елисеевым, В.В.Щукиным и В.В.Дистлером.

Болгохтохский массив расположен в западной части района, в зоне сопряжения Вологодчанской мульды и Дудинского вала, осложненной Боганидским разломом. Массив находится в сводовой части одноименной антиклинали и имеет форму штока диаметром 2,2-2,3 км, наклоненного к западу-северо-западу. Интрузив и вмещающие породы перекрыты меловыми и четвертичными осадками мощностью до 100 м и более. В магнитном поле гранитоиды отображаются локальной положительной аномалией интенсивностью до 400-600 гамм (на общем отрицательном фоне), причем максимальные значения образуют кольцо, тяготея к краевым частям интрузива. Магнитной аномалии в плане соответствует локальная отрицательная аномалия поля силы тяжести.

Непосредственный контакт интрузива с вулканитами триаса и интрузиями долеритов отсутствует, но в последних наблюдаются единичные жилки кварца с тонкодисперсной примесью молибденита. Возраст Болгохтохской интрузии по данным К-Аг определений по биотиту (лаборатория ВСЕГЕИ) датируется как юрский (183 ± 10 млн лет). Аналогичные интрузии на Западном Таймыре прорывают вулканиты триаса.

Апикальная и эндоконтактные зоны штока мощностью 40-80 м сложены в различной степени гидротермально измененными гранит-порфирами, которые с глубиной сменяются порфировидными, а затем и равномерно-зернистыми роговообманковыми и биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Метасоматиты распространены преимущественно в южной его части и представлены разнообразными скарнами, с которыми ассоциирует основное медно-молибденовое оруденение.

В периферических частях массива и вмещающих породах развиты дайки и жилы аплитов и лампрофиров, последние пересекают как крупнозернистые породы главного штока, так и краевые его части, сложенные порфирами. Наибольшее сгущение тел аплитов приходится на порфировые породы. Это крутопадающие жилы с пологими ответвлениями мощностью от 0,5-1 м до 1-3 м, с резкими прямолинейными или неровными контактами.

Для всех пород массива характерно интенсивное вторичное окварцевание и фельдшпатизация, которые в большинстве случаев значительно затушевывают первичную структуру. Преобладают порфировые породы. Гранитоиды содержат небольшое количество биотита и роговой обманки (от 2-3 до 8-10%) в меланократовых разностях (до 15%) и разнообразные акцессории - апатит, сфен, циркон, монацит, ортит и др.

Порфировидные граниты представляют собой крупно- и гигантозернистые породы. Порфировидная структура обусловлена присутствием крупных (до 10-15 мм) фенокристаллов или гломеросростков и аллотриаморфных зерен калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза (альбит, олигоклаз-альбит, реже андезин). Характерны футлярообразные порфировидные вкрапленники, сложенные в центре крупными (до 10х8 мм) кристаллами плагиоклаза, заключенными в калишпатовую рубашку концентрически-зонального строения, причем количество отдельных "слоев" калишпата достигает 15-20 и более.

Кварц в гранитоидах образует крупные, иногда жилообразные скопления и гранобластовые агрегаты, напоминающие порфиробласты, более поздние по отношению к первичным минералам.

Особенностью **гранодиоритов** является преобладание в основной массе плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, который доминирует в порфировидных выделениях.

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры представляют собой неравномерно-зернистые породы, в основной массе которых расположены вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже роговой обманки, биотита и акцессорных минералов.

Вкрапленники нередко слагают около трети объема породы. В гранит-порфирах среди вкрапленников преобладает кварц и калиевый полевой шпат, а в гранодиорит-порфирах - кварц и плагиоклаз. Большая часть калиевого полевого шпата представлена ортоклазом. В гидротермально измененных породах ортоклаз замещается (до полных псевдоморфоз) мусковитом или смесью мусковита с кальцитом, а участки катаклаза подвергаются аргиллизации. Основная масса пород состоит из полевых шпатов и переменного количества кварца, структура фельзитовая, аплитовая и аллотриаморфно-зернистая.

В гранитоидах интенсивно проявлено автометасоматическое окварцевание. В гранит- и гранодиорит-порфирах, залегающих в апикальных частях массива, окварцевание охватывает как вкрапленники, так и основную массу породы. Если в центральной части массива окварцевание происходит по всему объему породы, то в краевых частях - по системам трещин, зонам дробления и брекчирования.

Аплиты представляют собой мелкозернистые, иногда порфировидные лейкократовые породы с аллотриаморфно-зернистой, аплитовой или трахитоидной структурой, с редкими вкрапленниками ортоклаза. В составе пород - резко преобладающий ортоклаз (до 80%), плагиоклаз, альбит, олигоклаз-альбит, олигоклаз, кварц и темноцветные минералы (не более 0,5-1%). Иногда количество плагиоклаза возрастает до 40%. Как и вмещающие породы, аплиты в той или иной степени преобразованы процессами окварцевания, фельдшпатизации, мусковитизации и аргиллитизации.

Лампрофиры по составу преобладающего темноцветного минерала подразделяются на четыре разновидности: роговообманковые (вогезиты), биотитовые (минетта), роговообманково-биотитовые и пироксеносодержащие. При преобладающем количестве щелочных полевых шпатов (40-55%) для лампрофиров характерно обогащение (27-40%) темноцветными минералами. Присутствует плагиоклаз (в пироксеносодержащих разностях до 20%), редко кварц, из акцессориев - сфен, апатит, циркон и рудные минералы. Темноцветные минералы резко идиоморфны, пироксен иногда "в футляре" роговой обманки.

Большая часть гранитоидов принадлежит по составу к породам нормального ряда (табл. 6) и лишь в некоторых случаях они несколько пересыщены или существенно обогащены щелочами, особенно калием, и в этом случае соответствуют сиенитовому ряду. Учитывая широкое развитие метасоматических процессов, пересыщение пород щелочами скорее всего связано с их поздней фельдшпатизацией. Результаты спектрального анализа

гранитоидов показывают присутствие в их составе лантана, ниобия, церия. Породы нередко обогащены цирконием, титаном, фосфором, часто присутствует фтор и бор (во флюорите и турмалине). В порфировых разновидностях отмечаются повышенные количества свинца, цинка, иногда вольфрама, что является типичной чертой интрузивов, с которыми связано молибден-меднопорфировое оруденение [75, 101, 111].

Анализ условий формирования метаморфических и метасоматических образований, установленных на Болгохтохском месторождении, представляет сложную задачу, ввиду возможного совмещения с более ранними преобразованиями пород.

Метаморфические породы представлены кремнезем-глиноземистыми и известково-магнезиальными роговиками и мраморами, которые образовались за счет осадочных пород силура и девона. Температурный диапазон контактового метаморфизма охватывает условия амфибол- и пироксен-роговиковой фации. Магнезиальные скарны в значительной степени серпентинизированы, хотя в ряде случаев удается выделить существование первичной зональности, включающей следующие зоны: плагиоклаз-пироксен-ортоклазовую, фассайт-шпинелевую, форстерит-шпинелевую и форстеритовых кальцифиров.

Образования, связанные с постмагматическими процессами более позднего этапа,

представлены известковыми скарнами, кварц-полевошпатовыми, кварц-серицитовыми и кварц-кальцит-хлоритовыми метасоматитами. Для них характерно концентрическое распределение вокруг штока гранитоидов и наложение как на магматические породы, так и породы рамы.

Известковые скарны объединяют группу пород гранат-пироксенового, гранатового, скаполит-пироксенового и амфиболового состава. Они образуют тела мощностью 10-15 м, которые в южной части массива представляют собой скарновые зоны мощностью до 40-50 м (круто падающие к югу под углом 50-60°), имеющие определенное строение: гранодиорит-гранит-порфир-пироксен-гранат-плагиоклаз-ортоклазовая порода - пироксен-скаполитовая порода - гранат-пироксеновый скарн - гранатовый (с эпидотом) скарн. Известковые скарны, замещающие магнезиальные, представлены главным образом массивными гранат-содержащими роговообманковыми породами.

Комплекс метасоматических пород, с которыми ассоциирует оруденение Болгохтохского месторождения, включает (от ранних к поздним): кварц-полевошпатовые метасоматиты, кварц-серицитовые метасоматиты (березиты) и поздние кварц-карбонатные и кальцит-хлоритовые образования (пропилиты).

Кварц-полевошпатовые метасоматиты - наиболее ранние высокотемпературные образования. Они образовались за счет фельдш-

Таблица 6

Химический состав пород Болгохтохского массива в мас. %
(по данным М.З.Комаровой и В.В.Щукина)

№ п/п	Компоненты												Сумма
	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	п.п.п	
1	62,78	0,39	15,80	2,63	2,66	0,04	2,12	2,70	3,75	4,14	-	-	97,01
2	66,34	0,35	14,07	2,24	2,65	0,03	1,36	2,80	4,00	4,06	-	-	97,90
3	65,70	0,39	14,33	2,40	2,23	0,05	1,65	2,98	4,15	4,04	-	-	97,92
4	63,73	0,50	15,06	1,59	2,47	0,08	2,25	3,66	3,80	5,08	0,50	1,00	99,72
5	66,68	0,38	14,25	2,88	2,23	0,03	1,09	2,00	3,72	4,11	-	-	97,37
6	71,14	-	13,38	1,59	1,44	-	2,72	2,57	3,10	5,00	-	1,29	102,33
7	60,30	0,48	14,76	3,57	2,55	0,11	2,14	2,32	2,00	6,48	0,44	4,40	99,55
8	63,89	0,39	14,30	3,10	2,56	0,03	1,65	3,73	3,87	4,06	-	-	97,58
9	67,20	0,42	14,63	1,25	2,24	0,04	1,91	2,14	3,24	4,48	0,37	1,21	99,15
10	66,03	0,30	15,40	1,17	1,86	0,06	1,41	2,71	3,81	5,75	0,28	0,91	100,30
11	67,28	0,17	13,84	2,37	2,03	0,04	0,96	2,95	4,35	3,98	-	-	97,97
12	47,41	0,59	14,64	2,18	5,03	0,11	9,38	9,24	2,00	5,80	0,84	-	97,29

Примечание. Порядковые номера в первой графе обозначают: 1 - гранит; 2 - роговообманковый гранит; 3-4 - гранодиориты; 5 - окварцованный биотитовый гранит-порфир; 6 - окварцованный порфировидный гранит; 7 - окварцованный гранодиорит; 8-10 - гранит-порфиры; 11 - аплит; 12 - лампрофир.

патизации (калиевый метасоматоз) гранитоидов и скарнов, наиболее распространены в южной части массива и представлены существенно ортоклазовыми и ортоклаз-кварцевыми породами. По периферии зон их максимального развития отмечаются мономинеральные кварцевые и ортоклазовые метасоматиты. В ряде случаев наблюдаются ортоклаз-биотитовые и ортоклаз-альбитовые породы, тяготеющие к участкам максимальной переработки гранитоидов.

При наложении фельдшпатизации на скарны образуются специфические апоскарновые метасоматиты. Пироксен-гранатовые скарны перекристаллизованы, пироксен замещен амфиболом, появляются многочисленные прожилки альбита и калиевого полевого шпата. Ранний собственно скарновый гранат-андрадит замещается гроссуляром. Скаполитовые скарны преобразуются в мономинеральные калишпатовые и калишпат-актинолитовые породы.

Кварц-серицитовые метасоматиты (березиты) формируются после образования кварц-полевошпатовых. В их составе постоянно присутствуют пирит и карбонат, что позволяет относить эти породы к березитовой фации постмагматического метасоматоза. Березиты развиты в южной части штока. Более поздний возраст березитов по отношению к кварц-полевошпатовым метасоматитам подтверждается реакционными соотношениями минералов, присутствием реликтов ортоклаза и кислого плагиоклаза в кварце и в относительно крупных чешуйках слюды. Серицит установлен и в известковых скарнах, но в меньших масштабах, нежели в гранитоидах. Серицитизация гранит-порфиров иногда сопровождается развитием турмалина.

Кварц-карбонатные и кварц-хлоритовые метасоматиты (пропилиты) - наиболее поздние низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования. Они распространены преимущественно по периферии участков развития метасоматитов более ранних стадий. Обширные поля пропилитов вскрыты скважинами на расстоянии до 2 км от границ массива, образуя внешнюю зону, затрагивающую вулканогенные образования триаса. Пропилиты часто слагают прожилки или системы прожилковых зон, секущие более ранние метасоматиты. Иногда они переходят в участки площадного окварцевания (вторичные кварциты). Окварцевание было многократным. В порфирах оно проявлено наиболее интенсивно в апикальной части массива. Поздняя генерация кварца отчетливо распознается даже в основной массе порфиров. Окварцевание их иногда настолько интенсивно, что сохраняются только реликты фельзитовой ткани. Широко проявленное низкотемпера-

турное окварцевание (фация пропилитов) сочетается с карбонатизацией.

Оруденение Болгохтохского месторождения характеризуется отчетливой связью с гидротермально-метасоматическими образованиями, интенсивность проявления которых предопределяет масштабы развития рудной минерализации. Зональность развития метасоматитов - ведущий фактор размещения различных минеральных ассоциаций руд. Оруденение представлено рудными зонами, в которых чередуются участки с различной концентрацией полезных компонентов. Характеристики минеральных ассоциаций месторождения сведены в табл. 7.

Принадлежность медно-молибденового оруденения Болгохтохского месторождения к гранитоидному магматизму не вызывает сомнения. Наиболее ранний этап формирования месторождения - известково-скарновый. Эндо- и экзоскарны с характерной зональностью и сами гранитоиды, на которые наложены более поздние гидротермально-метасоматические процессы, являются основными рудовещающими породами. Приведенный выше материал позволяет установить последовательность метасоматоза и оруденения: 1) высокотемпературный этап - отложение рудных минералов после кислотного выщелачивания и фельдшпатизации; 2) среднетемпературный этап (березитизация) - сочетание сингенетических и постмагматических форм рудоотложения; 3) низкотемпературный этап (пропилитизация) - преобладает отложение сульфидов, сингенетичных метасоматозу.

Последовательность процессов обуславливает зональность и масштабы оруденения каждого типа. Наибольшая интенсивность раннего этапа приводит к более широкому распространению молибденово-рудной ассоциации, к позднему этапу наблюдается снижение интенсивности процесса. Таким образом, на месторождении развивается обычная для этого типа зональность оруденения по характеру минерализации: гранит-медно-молибденовая, медная с молибденом, полиметаллическая с медью.

Рассмотренные аспекты геологического строения и генезиса Болгохтохского месторождения позволяют вслед за М.З.Комаровой, В.В.Щукиным и В.В.Дистлером отнести выявленное медно-молибденовое оруденение в разряд месторождения с достаточно обоснованными геологическими перспективами (табл. 8).

Сопоставление Болгохтохского месторождения с наиболее значительными мировыми молибден-меднопорфировыми месторождениями Западного полушария и Филиппинского архипелага показывает их большое сходство (табл. 9) и позволяет уверенно относить его к меднопорфировой формации.

Таблица 7

**Минеральные ассоциации в рудах Болгохтохского месторождения
(по данным В.В.Щукина и В.В.Дистлера)**

Метасоматические ассоциации	Геолого-петрологические характеристики		
	Замещаемые породы	Околорудные минеральные ассоциации	Рудные минеральные ассоциации
Известково-магнезиальные скарны	Фассаитовые роговики, магнезиальные скарны	Клинопироксен, эпидот	Магнетит
Флогопитовые скарны	Известковые скарны	Флогопит	<u>Пирротин, халькопирит, сфалерит, миллерит, пентландит, кубанит</u>
Известковые скарны	Известняки, гранитоиды	Ангидрит, диопсид, кальцит, скаполит	<u>Магнетит, пирит, халькопирит</u>
Кварц-полевошпатовая	Гранитоиды	Ортоклаз, кварц, альбит, биотит	<u>Молибденит, халькопирит</u>
	Известковые скарны	Гроссуляр, ортоклаз, альбит, актинолит	<u>Молибденит, халькопирит, шеелит</u>
Кварц-серицитовая (березитовая)	Гранитоиды, апогранитные, полевошпатово-кварцевые метасоматиты	Серицит, кварц, карбонат, флюорит, апатит, турмалин	<u>Пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, блеклые руды, пирротин, вольфрамит</u>
	Известковые скарны, апоскарновые полевошпатово-кварцевые метасоматиты	Серицит, кварц, эпидот, хлорит	<u>Пирит, халькопирит, сфалерит, борнит</u>
Кварц-кальцитовая, кальцит-хлоритовая (пропилитовая)	Все типы пород	Кальцит, хлорит, кварц	<u>Галенит, сфалерит, халькопирит, марказит</u>

Примечание. Подчеркнуты главные минералы рудных ассоциаций.

Таблица 8

**Сопоставление промышленных характеристик Болгохтохского месторождения
с мировой моделью**

Показатели		Тип месторождения	Показатель	Мировая модель	Место- рождение Болгохтох- ское
Содержание	Медь	Меднопорфировые месторождения	Средние,%	0,25-0,75	0,7-0,8
			Максимальные,%	0,9-1,6	1,69
		Молибден-порфировые месторождения	Средние,%	0,1-0,4	-
			Максимальные,%	0,75-1,0	-
	Молибден	Молибден-порфировые месторождения	Средние,%	0,05-0,5	-
			Средние (на крупнейших месторождениях),%	0,2-0,3	0,14-0,24
		Меднопорфировые месторождения	Средние (существенно молибденовые руды),%	0,05-0,4	-
			Средние (молибден-медные руды),%	0,01-0,05	-
Отношение Cu/Mo на меднопорфировых месторождениях			Разброс	3-500	10-14
			Средние	10-50	
Бертовое содержание меди		Все типы месторождений	%	0,3-0,5	0,5

**Сравнительная характеристика моделей молибден-меднопорфировых месторождений
Западного полушария, Филиппин и Сибирской платформы**

Геологические особенности	Модель месторождений Западного полушария (по В.Сигарту и Д.Леви)	Модель Филиппинских месторождений (по В.Сигарту и Д.Леви)	Болгохтохское месторождение
Возраст интрузии и оруденения	Ларамийский (мезозойский до среднетретичного)	Палеоцен до позднего миоцена	Мезозойский (юрский?)
Материнская интрузия	Кварцевый монцитонит	Кварцевый диорит или диорит	Гранодиорит
Вмещающие породы	Докембрийские до третичных (метавулканические и метаосадочные породы)	Меловые до среднетретичных (метавулканические и метаосадочные породы и каратофиры)	Палеозойские осадочные породы, раннетриасовые долериты
Морфология рудных тел	Вертикальный цилиндр	Плиты и цилиндры	Серповидная и подковообразная в плане залежь и пологий цилиндр
Размещение оруденения (% материнские интрузии относительно вмещающих пород)	-	50/50	50x50
Размещение месторождений	Групповое	Групповое	Единичное (?)
Средние запасы руды, т	136x10 ⁶	133x10 ⁶	-
Среднее содержание меди в рудах, %	0,45	0,46	0,7-0,8 (бортное - 0,5)
Изменения в рудных зонах	Калишпатизация и филлитизация	Калишпатизация (биотит, хлорит, серицит, калиевый полевой шпат)	Кварц-полевошпатовый метасоматоз (кварц, ортоклаз, альбит, актинолит, гроссуляр, биотит, серицит, эпидот, карбонат, хлорит)
Изменения в кревых частях	Филлитизация, аргиллизация, пропилитизация	Пропилитизация (хлорит, эпидот, карбонат, серицит), каолинизация	Березитизация и пропилитизация
Зональность измененных комплексов	Четкая зональность	Перекрытая неопределенная зональность	Четкая зональность
Гипогенные сульфиды	Халькопирит, борнит, пирит	Халькопирит, борнит, пирит	Халькопирит, борнит, пирит
Удельный вес сульфидов в рудных зонах, %	3-10	2-6 (среднее - 3)	3-10
Соотношение пирита и халькопирита в рудных зонах	3/1 - 13/1	0,8/1 - 4/1 (среднее - 2/1)	≈1/1 (с преобладанием халькопирита)
Супергенное обогащение	Обычное	Незначительное	Нет
Окисление и выщелачивание	Поверхностное до глубокого	Поверхностное (частичное) окисление до глубины 100 м	Нет
Присутствие золота	Незначительное	Среднее	Среднее

Геологические особенности	Модель месторождений Западного полушария (по В.Сигарту и Д.Леви)	Модель Филиппинских месторождений (по В.Сигарту и Д.Леви)	Болгохтохское месторождение
Присутствие молибдена, %	0,015	0,007	0,14-0,24
Присутствие магнетита	Спорадическое	Обильное в краевых частях кварцево-сульфидных прожилков (среднее - 3%)	Спорадическое до обильного в метасоматитах по вмещающим породам
Присутствие ангидрита или гипса	Небольшое количество	Среднее количество (часто пострудные)	Минимальное количество ангидрита в извесковых скалах (предрудных)
Промежуточные и послерудные дайки	Маломощные	Узкие и мощные (дациты, андезиты)	Маломощные (аплиты, реже лампрофиры)
Послерудные структуры	Крупные сбросовые смещения	Сильные дробления и трещиноватость	Сильная пострудная трещиноватость, крупные сбросы и взбросы

Как известно [75, 111], меднопорфировые месторождения обеспечивают 2/3 мирового производства меди и содержат значительные запасы молибдена. Поэтому открытие в Норильском рудном районе подобного типа месторождений представляет исключительно важное значение для расширения его перспектив.

Болгохтохский массив расположен в бортовой зоне Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба, испытавшей в мезозое, после завершения эпохи массового базитового магматизма, высокую степень сжатия. Не случайна локализация массива в сводовой части приразломной антиклинали, осложненной надвигами. Эта закономерность отмечена практически для всех меднопорфировых месторождений [101, 111].

Гранитоидный (риолит-дацитовый) вулканизм явился следствием эволюции магматической системы в процессе рифтогенеза, охватившего значительные по площади районы Сибирской платформы на рубеже палеозоя-мезозоя. Болгохтохский массив внедрился вблизи торцевого стыка двух рифтовых систем - Западной Сибири (субмеридиональное простирание) и Енисейско-Хатангского прогиба

(субширотное) и, очевидно, является одним из многих, внедрившихся в пределах краевой зоны Енисейско-Хатангского рифта. По данным Л.П.Никулова, подобные интрузивы, прорывающие базальты триаса, в последние годы обнаружены на Западном Таймыре и контролируются поперечными разрывами. Массивы, аналогичные Болгохтохскому, предполагаются по геофизическим данным [115] в центральной части Вологодчанской мульды, к северо-северо-востоку от известного месторождения, где контролируются также зоной Болгохтохского разлома. Последний по отношению к Енисейско-Хатангскому рифту имеет поперечный (трансформный) характер.

Исследования изотопного состава [101] показывают, что интрузивные породы всех изученных массивов гранит-порфиров характеризуются очень низкими соотношениями изотопов $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ - в пределах 0,703-0,709. Для Болгохтохского массива по трем пробам гранит-порфиров С.Д.Сидорасом получены отношения (0,702-0,704), что подтверждает мантийное происхождение гранитоидной магмы и рудных компонентов месторождения, а также указывает на незначительную контаминацию магмы породами континентальной коры.

ТЕКТОНИКА

Норильский рудный район находится на стыке двух крупнейших геоструктур - Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (молодой платформы). Традиционное определение его тектонической позиции как краевой северо-западной части Сибирской платформы не объясняет его уникальной рудоносности, так как за пределами Норильского района крупных месторождений не обнаружено, несмотря на широкое проявление медно-никелевого минералообразования. Для объяснения причин этого необходимо привлечение новейших геолого-геофизических материалов, в том числе и по сопредельным территориям.

Большая часть территории Норильского рудного района в современном структурном плане обособляется как единый геоблок, включающий как выступы докембрийского фундамента, так и участки различной степени дислоцированных рифейско-палеозойских и мезозойских образований и ограниченный с северо-запада Енисейско-Хатангским рифтогенным прогибом и Западно-Сибирской плитой. Границы между ними условно проводятся по появлению мощного (более 200 м) чехла мезозойско-кайнозойских отложений и в общих чертах совпадают с зоной Северо-Харалахского разлома и долиной Енисея.

В пределах собственно Сибирской платформы выделены структуры второго порядка - Норильско-Харалахский рифтогенный прогиб, Дудинский вал (Дудинский покровный комплекс), Хантайско-Рыбинский и Кулюмбэ-Сухарихинский валы, Ламско-Хантайский и Курейско-Горбачинский прогибы. Последние два соответствуют западному крылу Тунгусской синеклизы, остальные - зоне Приенисейских складок (поднятий). Граница между ними проходит по **Имангдинско-Летнинскому глубинному разлому**, прослеженному в субмеридиональном направлении через всю территорию и далеко уходящему за ее пределы (более 1000 км). Под названием Приенисейского или Саяно-Енисейского он был выделен по геофизическим данным Н.Н.Дашкевичем, В.И.Витязем и В.И.Яскевичем как структура, ограничивающая байкалиды с востока. В процессе геологосъемочных работ он изучен на всем протяжении и совместно с оперяющим его Кета-Ирбинским разломом подтвержден всеми геолого-геофизическими данными как граница блоков земной коры различного состава, возраста, мощности и строения. Разлом сопровождается резким изменением глубины кристаллического фундамента и сокращением (до выпадения из разреза) мощности рифейских образований в восточном блоке. Вдоль него фиксируется цепочка крупных

промежуточных очагов рудоносной магмы [115].

Имангдинско-Летнинский глубинный разлом заложен, по-видимому, в первой половине рифея, в период раскола Евразийского континента, т.е. представлял в это время западную границу Сибирского архейско-раннепротерозойского кратона. Он неоднократно активизировался в течение фанерозоя, в особенности в эпохи рифтогенеза и коллизии. Это - широкая (до 10-20 км) мобильная зона, выраженная в виде серии сближенных сбросов, сбросо-сдвигов, взбросов, надвигов, приразломных линейных складок и грабенов. Практически на всем его протяжении наблюдается резкая смена фаций и мощностей фанерозойских формаций.

Имангдинско-Летнинский разлом - одна из главных мажорантских структур района, определяющих совместно с оперяющими разрывами расположение рудных узлов района (Имангдинский, Кулюмбинский и др.).

Ниже рассматриваются основные структуры района, в первую очередь, слагающие зону Приенисейских складок - протяженную (более 800 км) полосу эшелонированных валов (складок волочения), покровных пластин и разделяющих их прогибов, осложненных сбросами, сбросо-сдвигами, сдвигами и чешуйчатыми надвигами.

Хантайско-Рыбинский вал - структура северо-восточного простирания длиной до 120 км при ширине 20-30 км. Вал осложнен серией структур высших порядков (Гремякинская и Аяклинская антиклинали, Чопкинская и Хантайская покровные пластины, Лево-Омненская, Могенская и Могоктинская синклинали, Кулгахтахский и Омненский грабены и др.). Структуры в большинстве своем расположены кулисообразно, имеют северо-северо-восточное простирание и противостороннюю виргацию. Краевые зоны складок осложнены сбросо-сдвигами и надвигами амплитудой от первых десятков до сотен метров, реже первых километров, вследствие чего вал часто имеет чешуйчатое строение.

Вал сложен кембрийско-ордовикскими и силурийско-раннекаменноугольными формациями, а в пределах Гремякинской антиклинали скважинами вскрыты рифейско-вендские образования. На крыльях они перекрыты позднепалеозойскими угленосными отложениями, залегающими с угловым несогласием. Линейные грабены (Кулгахтахский, Омненский и др.), осложняющие западный борт вала, сложены преимущественно платобазальтами мощностью до 1500 м и более.

Начиная с кембрия Хантайско-Рыбинский вал сохранял унаследованный рост прак-

тически на всем протяжении. В среднем палеозое - это относительно приподнятая область, ограниченная конседиментационными флексурами, в общих чертах совпадающими с современным положением Норильско-Хараелахского и Имангдинско-Летнинского разломов. В позднем палеозое в результате интенсивного роста структуры происходил размыв слагающих ее образований, величина которого в западной части вала достигала 3000 м. В позднем палеозое - раннем мезозое вал полностью перекрыт угленосными и вулканогенными образованиями. Окончательное формирование его завершилось в среднем мезозое-кайнозое. Общая амплитуда структуры превышает 5 км.

Многочисленные сбросо-сдвиги северо-восточного простирания и кинематически связанные с ними надвиги образуют с зонами Имангдинско-Летнинского и Норильско-Хараелахского разломов единую сложную тектоническую пару, свидетельствуя о крупных сдвиговых (правый сдвиг) перемещениях вдоль этих зон в позднем мезозое, по-видимому, в период столкновения Карской и Сибирской плит [60]. Образование крупных грабенов (Кулгахташский, Омненский и др.) - следствие этих же процессов.

В северном направлении происходит ундуляция оси вала, где он расщепляется на Микчандинскую, Кайерканскую, Пясинскую и др. антиклинали, разделяющие мульдообразные структуры Норильско-Хараелахского прогиба. Аналогичные структурные ветви вала фиксируются и в его южной части. Образование их - во многом следствие проявления перекрестной складчатости, которая в ряде случаев привела к появлению куполовидных структур (Пясинская, Гремякинская, Сиговская и др.).

Кулюмбэ-Сухарихинский вал расположен кулисообразно по отношению к Хантайско-Рыбнинскому и состоит из линейных гребневидных антиклиналей (Сухарихинская, Усть-Брусская, Кулюмбинская и др.), прослеживаясь в северо-восточном направлении на расстояние до 200 км при ширине около 30 км. Структуры сложены вендско-палеозойскими формациями, а в ядре Сухарихинской антиклинали обнажены рифейские молассовидные образования.

Восточное крыло вала представляет собой широкую моноклираль, в строении которой участвуют многочисленные флексуры, сбросы и правосторонние сдвиги, а также малоамплитудные надвиги, сопровождаемые мощными (десятки метров) зонами дробления, межпластовыми срывами, изоклинальной складчатостью и узкими приразломными антиклиналями. Интенсивность деформаций

возрастает вблизи Имангдинско-Летнинского разлома. Амплитуда вала достигает 5 км.

В пределах юго-восточного крыла Кулюмбинской антиклинали установлен тройной стык разломов - Имангдинско-Летнинского, Кулюмбинского и Догальдинского, а сама антиклиналь осложнена поперечными складками и сбросо-сдвигами северо-западного простирания, которые усложнили структурный план, обусловив высокую проницаемость этого участка в эпоху раннетриасового магматизма. Не случайно здесь установлены пикробазальты и интрузивы норильско-талнахского типа и их апофизы (Силурийская и др.).

Дудинский вал (дудинский покровный комплекс), ранее выделявшийся как система поднятий, ограничивающих с запада Норильскую и Вологодчанскую мульды и включающих Игарский горст, по-прежнему остается относительно слабоизученной структурой, почти полностью перекрытой мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. Дудинский вал является северным продолжением туруханского покровного комплекса. Сложное строение структуры, расположенной на стыке двух крупнейших геоблоков - Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, показывает, что термин "вал" применим к ней условно. Нам представляется, что структуру в целом следует рассматривать как игарско-дудинский покровный комплекс, западное крыло которого срезано серией субмеридиональных сбросов и сбросо-сдвигов, образующих шовную зону Приенисейского разлома.

В строении структуры, прослеженной вдоль Енисея на расстояние 350 км, принимают участие рифейские и вендско-палеозойские отложения до раннекаменноугольных включительно. С севера вал по геофизическим данным [115] ограничен мульдообразным прогибом, выполненным платобазальтами, и зоной Северо-Хараелахского разлома.

Наглядное представление о строении всей структуры дает западное крыло Норильской и Вологодчанской мульды. Кроме антиклиналей (Дудинская, Болгохтохская, Фокинская) и покровных пластин (Енисейская и др.) здесь широко развиты кинематически связанные с Норильско-Хараелахским разломом сбросо-сдвиги северо-восточного простирания (с преобладающим правосторонним смещением) и субширотные (левостороннее смещение), благодаря чему мульды имеют в плане зубчатые ограничения. Многочисленные надвиги субмеридионального простирания частично унаследованы с рифейского этапа. Кроме того, здесь развиты субмеридиональные сбросы (часто дугообразные) и крутопадающие взбросо-сдвиги. Отчетливо выражена система сбросо-сдвигов северо-западного простирания (Краевой, Дудинский и др.) с преобладающим

левосторонним смещением. Дугообразные разрывы формировались в завершающий период базитового вулканизма в виде кольцевых и конических разломов. В восточном борту вала, в ядре Болгохтохской антиклинали локализован одноименный массив гранитоидов.

Рифейско-палеозойские образования на западном крыле структуры часто имеют тектонические контакты (иногда в виде надвигов) с рыхлыми мезозойскими образованиями.

Норильско-Хараелахский рифтогенный прогиб - главный структурообразующий элемент Норильского рудного района. Он прослежен в северо-восточном направлении через всю территорию (350 км), уходя за ее пределы. К юго-западу прогиб прослежен до Енисея. Севернее Норильска происходит разворот структуры в субширотном направлении (простирается с $25-30^{\circ}$ до 60°) параллельно структурам Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба.

Западная граница Норильско-Хараелахского прогиба в общих чертах контролируется зоной Боганидского глубинного разлома, северо-западная - Северо-Хараелахского, с востока-юго-востока прогиб ограничен зонами Имангинско-Летнинского, Микчандинского и Туколандинского разломов. Ширина его колеблется от 50 км в юго-западной части до 80-90 км - в центральной и северо-восточной.

Прогиб выполнен платобазальтами, мощность которых (максимальная в этом районе и на Сибирской платформе) составляет 1500-2000 м в пределах Норильской мульды, возрастая в северо-восточном направлении до 3000-3700 м (Хараелахская и Икэнская мульды). В этом же направлении происходит общее погружение пород, вследствие чего подошва вулканитов в центральной части Норильской мульды фиксируется на уровне 1,0-1,4 км, в Хараелахской и Икэнской - 2,5-3,2 км. Аналогичным образом возрастает мощность вулканитов дифференцированной серии, достигая максимума вблизи зоны Северо-Хараелахского глубинного разлома.

Таким образом, анализ мощностей вулканитов и их фациальные особенности [21, 57] показывают, что Норильско-Хараелахский прогиб в период своего образования открывался в сторону Енисейско-Хатангского рифта (зона первичной магмогенерации), являясь его поперечной фланговой ветвью.

Норильско-Хараелахский прогиб имеет своеобразный облик в магнитных и гравитационном полях и характеризуется максимальной развитостью глубинных разломов. Наиболее крупные из них, определяющие структурный план и распределение продуктов магматизма, проявляются неоднократно и имеют унаследованный характер.

Норильско-Хараелахский разлом как стержневая структура одноименного рифтогенного прогиба (и всего района) относится к наиболее изученным сложно построенным дизъюнктивам, поскольку с ним пространственно связаны известные рудные узлы, промышленные медно-никелевые месторождения и большинство рудопроявлений.

Простирается Норильско-Хараелахского разлома - северо-северо-восточное, протяженность - более 350 км, ширина зоны разрывных и складчатых нарушений - 10-20 км. В региональном плане он имеет ряд признаков трансформного разлома по отношению к рифтам Енисейско-Хатангского прогиба.

В современном структурном плане разлом образует прямолинейную зону северо-северо-восточного простираения, проявленную во всех изученных горизонтах платформенного чехла. Он отчетливо выделяется в магнитных полях и прослежен по данным ГСЗ до верхней мантии [1, 50]. На всем протяжении разлом осложнен крупными оперяющими разрывами (Микчандинский, Абагалахский, Ергалахский и др.) северо-восточного простираения, образующими разветвленную сеть дислокаций к востоку от основной его зоны. К западу от разлома оперяющие разрывы имеют, как правило, северо-западное простираение (Талнахская зона грабенов, Дудинский, Краевой, Хантайский разломы и др.). Часто оперяющие разрывы подчеркнуты полями даек и каркасными интрузиями (Абагалахский, Краевой, Дудинский и др.) и образуют совместно с Норильско-Хараелахским разломом сложную тектономагматическую систему, в значительной степени определяющую расположение рудных узлов. Виргация разлома намечается в пределах Хараелахской мульды, но, как показывают геофизические исследования В.С.Голубкова и В.В.Самусенко, основная зона прослеживается до северного борта мульды (бассейн р.Тальми), где фиксируется максимальное количество сближенных разрывов северо-северо-восточного простираения. Южнее прослеживается отчетливая виргация зоны разлома в виде самостоятельных оперяющих разрывов того же простираения (Дьянгинский, Тангарахский и др.).

Норильско-Хараелахский разлом достаточно четко проявлен (по данным В.С.Нестеровского и А.В.Тарасова) в современном рельефе. Зоне разлома соответствуют спрямленные и переуглубленные (до 100-200 м) долины рек и резкие уступы, характеризующие режим новейших тектонических движений.

Как долгоживущая глубинная структура Норильско-Хараелахский разлом находит четкое отображение в допермепалеозойском срезе, что впервые убедительно было показано Г.Д.Масловым [94]. В широтных пересече-

ниях зоны разлома отмечаются размыв отдельных горизонтов среднепалеозойских отложений и более крутые углы падения по сравнению с перекрывающими угленосными осадками, что позволило выявить конседиментационные флексуры.

Основным структурным элементом служит главный тектонический шов - линейная зона милонитов и тектонических брекчий мощностью 50-100 м. Вертикальные смещения достигают 350-400 м, иногда 800-1000 м (Ергалахский грабен), горизонтальные - 4-6 км, в южной части - до 20 км, что объясняется сбросово-сдвиговой природой разрывных дислокаций. В зоне разлома широко развиты узкие грабенообразные структуры и пликативные складчатые деформации.

Возвращаясь к соотношению Норильско-Хараелахского прогиба с сопредельными территориями, уместно подчеркнуть повышенную для него плотность вулканогенно-осадочного чехла и "гранитно-метаморфического" слоя [21, 50, 53]. В его контурах по данным ГСЗ устанавливается локальное возрастание средних скоростей, наиболее контрастно - под осевой зоной прогиба или вдоль трассы одноименного магмоконтролирующего разлома. Эти данные согласуются с материалами моделирования гравитационного поля, на основании которых Игарско-Хараелахский гравитационный максимум, совпадающий в плане с Норильско-Хараелахским прогибом, интерпретируется как отображение в гравитационном поле Норильской палеовулканической зоны [114, 115]. Для последней предполагается высокая степень насыщения платформенного чехла интрузивными образованиями, особенно в контурах максимумов поля силы тяжести второго порядка: Норильском, Чибищенском, Талнахском, Хараелахском и др. Периферическая часть некоторых из них отвечает известным рудным узлам, а в целом они по данным моделирования [115] рассматриваются как коровые промежуточные магматические очаги - основные источники рудоносной магмы. Суммарный объем магматических масс в пределах платформенного чехла Норильско-Хараелахского прогиба оценивается в 50-70 тыс. км³.

Палеовулканическая зона Норильско-Хараелахского прогиба по своим параметрам близка к стволowym раздвиговым зонам Енисейско-Хатангского рифта [1, 21, 47, 48], что убеждает нас в закономерности выводов о взаимосвязанных событиях в пределах Норильского рудного района и обрамляющих его рифтах.

Таким образом, комплексные геолого-геофизические данные позволяют обозначать Норильско-Хараелахский прогиб как область уникальной проницаемости земной коры.

Большинство транскоровых разломов как магмоконтролирующих структур является многократно унаследованными. Есть основания полагать, что латеральное, со стороны Енисейско-Хатангского рифта, перемещение сульфидсодержащего магматического расплава на уровне верхней мантии (или вблизи раздела кора - мантия) подчинено Норильско-Хараелахской группе продольных разломов северо-северо-восточного простирания, в то время как эволюция субвертикальных магматических колонн в коровых условиях контролируется узловыми пересечениями главных продольных и поперечных разрывов и флексур и оперяющими их разрывными и пликативными дислокациями разных порядков [21, 94, 109, 140]. В большинстве случаев эти узлы тяготеют к крыльям крупных, зачастую куполовидных структур.

Норильско-Хараелахский прогиб состоит из серии эшелонизированных мульд. Большинство из них имеют признаки конседиментационного развития и, по-видимому, представляли собой крупные щитовые (трещинные) вулканические постройки, что подтверждается замерами ориентировки направления течения лавовых потоков.

Икэнская, Таловская, Хараелахская и Вологочанская мульды расположены в северной части прогиба, имеющего общее простирание порядка 60°, и контролируются зонами Северо-Хараелахского, Дьянгынского, Абагалахского, Кайерканского и Микчандинского разломов того же простирания. В то же время ориентировка длинных осей мульд близка к 35-45° и лишь для Икэнской - практически совпадает с простиранием прогиба, в его наиболее прогнутой части с максимальными мощностями вулканитов. Норильская же мульда вытянута вдоль зоны Норильско-Хараелахского разлома и имеет торцевое сочленение с остальными, хотя осложняющие эшелонизированные структуры более мелких порядков ориентированы также в северо-восточном направлении под углом 25-35° к осевой зоне прогиба. Подобное соотношение мульд, слагающих прогиб, подчеркивается Т-образным северным периклинальным замыканием Хантайско-Рыбнинского вала и крупными разрывами (сбросо-сдвиги и надвиги) субширотного простирания (Микчандинский, Кайерканский). Очевидно, подобное строение вала - следствие складкообразования и сдвиго-надвиговых деформаций, наиболее ярко проявившихся в пределах Таймырской складчатой области в среднем-позднем мезозое в результате столкновения Карской плиты с Сибирской платформой [60]. Тогда же, по-видимому, сформировались линейные антиклинали, ограничивающие вал с северо-запада, и

многочисленные надвиги, осложняющие крылья этих структур.

Поперечные к простиранию прогиба разломы северо-западного простирания (Кумгинский, Кыстыхтахский, Пясино-Рыбнинский, Дудинский и др.) осложняют борта мульды и в большинстве случаев сопровождаются приразломными антиклиналями.

Мульды представляют сложнопостроенные брахискладки, осложненные многочисленными разрывами, в том числе надвигами, складками высших порядков и грабенами. Разграничивающие их антиклинали в большинстве своем имеют конседиментационный характер (Микчандинская, Аялинская, Пясинская и др.) и являются в основном виргационными структурами валов.

Сложное строение структур, слагающих Норильско-Хараелахский прогиб, хорошо видно на примере Хараелахской мульды и ограничивающей ее с юго-запада Пясинской антиклинали. Граница их представляет уникальную Талнахскую зону грабенов или просядочных структур, впервые выделенных В.Ф.Кравцовым [74]. Формирование ее, по-видимому, связано с крупным Пясино-Рыбнинским разломом северо-западного простирания. Норильско-Хараелахский и оперяющие его Дьянгынский, Тангаралахский разломы и многочисленные параллельные им продольные разрывы, пересекаясь с зоной Рыбнинско-Пясинского разлома, образуют сложную систему субширотных дугообразных сбросов, взбросов, сбросо-сдвигов и надвигов, часто переходящих в межпластовые срывы. Амплитуда просядочных структур достигает многих сотен метров, иногда до 1 км и более. Формирование зоны грабенов в значительной степени обусловлено сбросо-сдвиговыми и надвиговыми деформациями вдоль указанных разломов. Кроме того, рост Пясинской антиклинали и одновременные явления гравитационной просядки щитовой постройки по кольцевым и дугообразным сбросам в завершающую стадию рифтогенеза и среднем мезозое-кайнозое значительно усложнили общий структурный план этой зоны.

На завершающей стадии излияния платобазальтов происходили крупные просядки над опустошенными магматическими очагами, которые сопровождалась внедрением крупных каркасных интрузий далдыканского комплекса, обрамляющих мульды южной части прогиба (Норильская, Вологочанская). На более ранней стадии этот же процесс сопровождался внедрением дифференцированных рудоносных интрузий норильского комплекса. Не случайно большая часть из них расположена по периферии Пясинской антиклинали.

Весьма интересная особенность в строении прогиба - закономерная смена состава интрузий в меридиональном направлении. Ес-

ли на юге Норильской мульды преобладают раннетриасовые интрузии нормального ряда (катангский и далдыканский комплексы), слагающие иногда до 30-50% объема разреза, то на севере Хараелахской и Икэнской мульды доминируют позднепермские щелочные и субщелочные интрузии ергалахского и пясинского комплексов - до 8-10 интрузий (25-35% объема разреза) в некоторых скважинах, в то время как в южных разрезах их не более 2-3 (15-20%). Кроме того, если в южной и центральной частях прогиба субщелочные интрузии локализованы преимущественно в позднепалеозойских осадках, то в северной - в среднепалеозойских.

Ламско-Хантайский и Курейско-Горбичинский прогибы расположены кулисообразно друг к другу. Граница между ними проходит в районе оз. Хантайское в виде крупного флексурного перегиба субширотного простирания, осложненного Восточно-Хантайской антиклиналью, поперечной к простиранию валов, ограничивающих прогибы с запада. Структуры имеют конседиментационный характер, формирование их связывается с развитием Дюпкунского палеорифта, представлявшего в позднем палеозое - раннем мезозое самостоятельную зону магмогенерации. Наблюдается общее региональное погружение осей прогибов в северо-северо-восточном направлении и возрастание мощности осадочного чехла.

Прогибы сопряжены с обрамляющими их валами по зоне Имангдинско-Летнинского глубинного разлома, осложненного многочисленными оперяющими разрывами северо-восточного простирания. Характерная особенность этих структур - достаточно широкое развитие вулканитов дифференцированной серии (от ивакинской до надеждинской свиты), в том числе пикробазальтов, а также дифференцированных рудоносных интрузий норильского комплекса, образующих перспективные рудные узлы (Имангдинский, Кулюмбинский и др.). За пределами указанных структур подобные образования известны только в пределах Норильско-Хараелахского прогиба, что позволяет предполагать общие закономерности развития этих структур, имеющих все признаки рифтогенных [100].

Ламско-Хантайский прогиб прослежен от р. Микчанда до оз. Хантайское при ширине от 70 км на юге до 40 км в районе оз. Глубокое. Западное крыло прогиба представляет собой флексуру с погружением палеозойских пород в восточном направлении под углом 12-15°. Восточнее углы падения пород обычно не превышают первых градусов, возрастая лишь вблизи разломов.

Прогиб сложен палеозойскими и мезозойскими образованиями (платобазальты). В течение всего фанерозоя Ламско-Хантайский

прогиб фиксируется как конседиментационная структура с устойчивым компенсированным прогибанием, особенно усилившемся со среднего палеозоя. Благодаря этому здесь в течение девонского времени накапливались мощные (более 2000 м) толщи эвапоритов, а угленосные образования имеют повышенный коэффициент угленосности. При этом обрамляющие антиклинали представляли области сноса, благодаря чему в бассейне оз. Хантайское были размыты осадки раннего карбона и частично - позднего девона.

Ламско-Хантайский прогиб осложнен серией складок низших порядков (часто типа мульд - Кетская, Ламская, Имангдинская и др.) и многочисленными разрывами преобладающего северо-западного и субширотного простирания. Существенную роль в формировании структур высших порядков, как и в распределении продуктов магматизма, играет Имангдинско-Летнинский глубинный разлом, который является, как отмечено выше, границей разнородных блоков земной коры и, таким образом, определяет резкие различия в строении Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов. Последний представляет собой самостоятельный ареал развития вулканогенных образований ранних этапов магматизма, в том числе пикробазальтов и коматитов гудчихинской и туклонской свит.

Кета-Ирбинский разлом, оперяющий Имангдинско-Летнинский, имеет по отношению к прогибу косое, скалывающее направление и в этом плане весьма напоминает Норильско-Хараелахский. Строение его также весьма сложное - правосторонний сбросо-сдвиг, осложненный многочисленными грабенами, взбросами и приразломными складками. Оперяющие разрывы восток-северо-восточного простирания (в восточном блоке) и северо-западного (в западном) также аналогичны подобным структурам Норильско-Хараелахской зоны и часто сопровождаются дайковыми полями. Очевидно, это одна из магмоконтролирующих зон района, контролирующая положение рудоносных интрузий Имангдинского рудного узла.

Курейско-Горбиачинский прогиб расположен в бассейнах рр. Кулюмбэ, Брус, Горбиачин и Курейка на стыке двух глубинных разломов - Имангдинско-Летнинского и Курейского, определивших его формирование и структурный облик. Он ограничен Хантайско-Рыбинским, Кулюмбэ-Сухарихинским и Курейско-Летнинским валами, фиксирующими область сжатия, о чем свидетельствует напряженный характер дислокаций в виде узких

приразломных складок, многочисленных сбросов, сдвигов и надвигов. Прогиб сложен палеозойскими формациями и вулканогенными образованиями триаса. Большая его часть расположена южнее Норильского рудного района [136].

В современном плане прогиб представляет собой крупную (до 120 км в поперечнике) полукольцевую структуру, осложненную многочисленными разломами. Центральная часть прогиба совпадает с Типтурским гравитационным максимумом, а в магнитных полях он представлен в виде концентрических положительных аномалий.

В пределах прогиба широко развиты продукты первого и второго этапов вулканизма, в том числе пикробазальты бассейна р. Кулюмбэ, где они образуют самостоятельный ареал. В краевых частях прогиба фиксируется максимальная насыщенность осадочных отложений интрузиями, значительная часть которых представлена позднепалеозойскими щелочными и субщелочными габброидами. Здесь же сосредоточено большое количество интрузий повышенной магнезиальности (курейский комплекс). Суммарная мощность интрузивов в центральной части прогиба превышает 1000 м.

Многочисленные складки высших порядков имеют характер мульд (Нирунгдинская), синклиналей (Лево-Могенская) и разделяющих их антиклиналей (Галельская и др.). Складки осложнены многочисленными разломами. Наиболее крупным из них является Кулюмбинский разлом субширотного простирания - один из основных элементов Дюпкунского палеорифта. Нирунгдинский и Галельский разломы являются оперяющими по отношению к Имангдинскому разлому и совместно с Турукским поперечным разломом северо-западного простирания контролируют размещение рудоносных интрузий (Силурийская, Турукская и др.) Кулюмбинского рудного узла.

Западная часть Норильского района практически полностью перекрыта мощным чехлом юрско-меловых отложений мощностью от 200 до 2000 м и более. Максимальные мощности - более 5000 м зафиксированы геофизическими методами [1, 50, 53] в пределах Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба. Четвертичные ледниковые образования здесь также имеют повышенную мощность (более 300 м). Эти отложения слагают плитный комплекс Западно-Сибирской плиты, границы которой условны и проводятся по появлению мощного чехла указанных образований (более 200 м).

Как указано выше, Западно-Сибирская плита совместно с Енисейско-Хатангским прогибом образовалась на месте обширной рифтовой системы. Образование структур произошло вслед за завершением рифтогенеза, достигшего в отдельных сегментах океанической стадии [4] в результате компенсированного прогибания земной коры. Амплитуда прогибания достигает 5-8 км и более [138, 139]. Данные ГСЗ [49, 50] свидетельствуют о ступенчатом погружении блоков фундамента плиты в сторону ее центральной части, где фиксируются стволые зоны рифтов. Аналогично строение и Енисейско-Хатангского прогиба, осложненного, кроме того, валобразными поднятиями и линейными антиклиналями, что рассматривается как следствие столкновения Карской плиты с Сибирской платформой [60], а также поперечными (трансформными) разломами.

В пределах Норильского рудного района по геофизическим материалам и на космическим фиксируются крупные сложнопостроенные тектонические зоны на границах рассматриваемых структур - Северо-Хараелахского и Приенисейского разломов, которые могут рассматриваться как современные шовные ограничения фундамента этих структур. В целом Западно-Сибирская плита представлена своим восточным бортом (Приенисейская моноклиналь). В районе устья р. Дудинка происходит разворот структур плитного комплекса в северо-восточном направлении, фик-

сируя зону сочленения плиты с Енисейско-Хатангским прогибом.

Единичные скважины (ДП-3, С-11 и др.) вскрывают плитный комплекс на полную мощность, подстилающие образования представлены рифейскими и палеозойскими толщами. Западнее истоков р. Пясины геофизическими методами [115] вдоль зоны Северо-Хараелахского прогиба установлена мульдообразная структура, выполненная платобазальтами. Трансгрессивное несогласие фиксируется повсеместно, вследствие чего более молодые осадки (включая позднемеловые) в восточном-юго-восточном направлении перекрывают все более ранние образования. В этом же направлении наблюдается резкое сокращение мощностей всех элементов разреза плитного комплекса. Обширные региональные отрицательные аномалии поля силы тяжести фиксируют возрастание амплитуды структур к западу-северо-западу. Коррелирующиеся линейные гравитационные и магнитные аномалии в центральной части Енисейско-Хатангского прогиба соответствуют осевой зоне рифта [49, 50].

Углы падения пород обычно не превышают 1°. Крупные неровности фундамента плиты обнаруживают конседиментационный характер развития [138, 139]. В ряде случаев установлены разломные ограничения пород плитного комплекса с более древними образованиями, вплоть до надвигов амплитудой во многие сотни метров.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Многоплановые исследования последнего периода, касающиеся эволюции структур Игарско-Туруханского и других районов севера Сибири [1, 2, 8, 20, 21, 49, 50, 53, 60, 61, 88, 89, 90, 91, 102, 103, 151], дают возможность с геодинамических позиций рассмотреть историю развития этого региона. Она вытекает из анализа слагающих его образований и привлечения материалов по смежным территориям [52, 64, 138, 139] и может быть разбита на ряд этапов, в течение которых были сформированы определенные структурно-формационные комплексы, отвечающие структурным ярусам.

Архейско-раннепротерозойский этап

Сведения о раннем докембрии Игарско-Туруханского и Норильского рудных районов противоречивы и базируются на обобщающих геолого-геофизических исследованиях Н.С.Малича [20, 88], В.С.Голубкова [1], Д.И.Мусатова [102, 103], Н.М.Чернышева [49, 50, 53], Г.Г.Ремпеля [114], Л.П.Зоненшайна [60, 61] и других исследователей. Большинство геолого-геофизических данных подтверждают архейско-раннепротерозойский возраст фундамента к востоку от зоны Имангдинско-Летнинского разлома. По-видимому, это краевая часть архейского кратона Сибирской платформы. Палеомагнитные данные [61] свидетельствуют, что в архее он существовал в виде отдельных блоков, к началу протерозоя спаявшихся в единый жесткий блок (кратон).

Рифейский этап

Сведения об истории геологического развития Норильского рудного района на этом этапе получены на основе анализа данных по Игарско-Туруханскому району с привлечением материалов по Енисейскому краю, Западно-Сибирской плите и Уралу.

Предполагается, что раскол Евразийского континента на Восточно-Европейскую и Сибирскую континентальные плиты произошел в первой половине рифея [59, 103]. По-видимому, существовала классическая трехлучевая система рифтов [9, 10] с областью сочленения в районе устья р. Курейка. Две его субмеридиональные ветви прошли полный цикл развития [101, 103], а субширотная - развивалась как континентальный рифт [9, 100]. В современном структурном плане ему соответствует Дюпкунская металлогеническая зона [98].

В Норильском и Игарском районах в начальную стадию рифтогенеза происходило накопление грубообломочных вулканогенно-терригенных образований, представленных пес-

чано-кварцевой и вулканогенно-терригенной формациями (губинская малиново-сланцевая и старомостовская свиты), залегающих, по-видимому, на породах кристаллического фундамента. Эти формации с долей условности могут быть сопоставлены с мукунской серией Анабарского щита [20, 88] и фиксируют начальную стадию рифтогенеза [9]. Выходы этих пород имеются в районе г. Игарка [20, 21], вскрыты скважиной на р. Гремяка [34], а также встречены в составе обломков жерловой фации моронговского палеовулкана в северной части Норильской мульды [93].

По мере раздвижения плит (этап спрединга) западная часть Сибирской плиты развигивается как пассивная континентальная окраина. В ее пределах формируются карбонатные формации, близкие к эвапоритовым, сохранившиеся в настоящее время в районе г. Игарка и вскрытые скважинами. Одновременно в центральной части рифта происходят излияния базальтов и формируется кремнисто-спилитовая формация (игарская свита) [18], по-видимому, на значительном удалении от края Сибирской континентальной плиты. В ее составе в последние годы обнаружены высокомагнезиальные образования, близкие к коматитам (Б.М.Струнин, 1980; 1987); [21]. Ближе к внешней части шельфа накапливались турбидиты лудловской свиты, образуя иногда фациальные переходы с игарскими эффузивами [18].

В дальнейшем, в пределах континентального шельфа продолжали накапливаться карбонатные формации, по-видимому, на значительном удалении от берега. Аналогичная картина наблюдается и в пределах Туруханского района, где формируется мощная (более 4000 м) толща терригенно-карбонатных образований от стрельногорской до дурномысской свиты включительно [71].

Судя по материалам, полученным по Енисейскому краю (метаморфизм и гранитообразование с возрастом 850-900 млн лет), субдукция Западно-Сибирской океанической плиты под Сибирскую континентальную началась в конце позднего рифея. С этим этапом Д.И.Мусатов [103] связывает формирование Енисейско-Таймырской континентальной вулканоплутонической дуги, а затем и орогена андийского типа, который располагался значительно западнее (300-400 км) от рассматриваемого района [52].

Геологические данные по западной части Сибирской платформы, Енисейскому краю и Таймыру свидетельствуют, что с начала венда в пределах западного обрамления Сибирской платформы установился платформенный режим [20]. Ему предшествовало на-

копление континентальной молассы (излучинская и гравийская свиты) в крупных предгорных прогибах западной окраины Сибирской плиты, окаймляющих вздымающийся ороген. Тогда же началось формирование крупных надвигов с преобладающим западным падением поверхностей сместителя. Благодаря этому игарские эффузивы, сформировавшиеся в океанических условиях, и турбидиты лудловской свиты вместе с прорывающими их интрузиями габброидов, щелочных сиенитов и лампрофиров оказались надвинутыми на шельфовые образования континентальной окраины Сибирской плиты [21, 136]. В это же время формировались олистостромовые толщи, известные в виде карбонатных брекчий в районе о. Плахинский на р. Енисей, а в более западных областях - серпентинитового меланжа типа офиолитов Исаковского синклиория Енисейского кряжа 103], фиксируя зону столкновения плит.

По мере продвижения фронта надвигов в восточном направлении происходит заметное сокращение мощности молассоидных образований и замещение их пестроцветными глинисто-карбонатными (район Гремячинской антиклинали) [34, 35].

Таким образом, в результате столкновения Западно-Сибирской океанической и Сибирской континентальной плит произошло сжатие разновозрастных рифейских толщ, образовавшихся в различных геодинамических обстановках, часто на значительном удалении друг от друга, включая блоки континентальной коры, один из которых, возможно, располагался на месте Норильского рудного района. Восточная граница области сжатия предполагается в районе Имангдинско-Летнинского глубинного разлома. Роль его как структуры разграничения (сутуры) геоблоков земной коры различного строения, состава и мощности подвергается всеми имеющимися геолого-геофизическими данными на громадном расстоянии - от Енисейского кряжа до Енисейско-Хатангского прогиба. Расположенные к западу от него Норильский рудный район, Игарский и Туруханский выступы, а также Енисейский кряж в современно-структурном плане выделяются как единый геоблок земной коры, сформировавшийся в результате процессов аккреции. Он сохранял высокую мобильность в течение всего фанерозоя [20, 21, 90, 91]. Мощность рифейских образований по геофизическим данным [36, 50, 53, 148, 151] достигает здесь 8-13 км, резко уменьшаясь (до 1 км и вплоть до выклинивания) к востоку от зоны Имангдинско-Летнинского разлома. В пределах Дюпкунского палеорифта мощность рифейских толщ не превышает 6-8 км [50, 53, 90].

Позднерифейский ороген к началу венда был сnivelирован. Западная часть Сибирской континентальной плиты (совместно с непленнизированным орогеном) в это время представляла пассивную континентальную окраину. Платформенные вендско-раннепалеозойские образования залегают на подстилающих орогенных формациях с угловым несогласием. Периодическая смена условий открытого моря лагунными, по-видимому, отражает динамику роста срединно-океанического хребта в центральной части Уральского палеоокеана [60, 61] и выражена в ритмичном чередовании пестроцветных (часто сульфатонесущих) и сероцветных преимущественно карбонатных (в том числе рифоидных) формаций.

Норильский и Игарский районы, как и вся западная часть Сибирской платформы, в течение всего этапа сохраняли относительно высокую мобильность. В это же время, начиная с раннего кембрия, начинается конседиментационный рост валлообразных поднятий как результат активизации зон разломов, в том числе Норильско-Хараелахского, и шовной зоны (сутуры), совпадающей с современным Имангдинско-Летнинским глубинным разломом, ограничивающим раннепротерозойско-архейский кратон Сибирской платформы с запада.

В результате формируется Рыбинское и Хантайское конседиментационные поднятия - мелководный барьер шириной порядка 100 км, который разделял воды глубоководной части открытого моря (зону шельфа) от солероидных вод гигантской "лагуны", охватывающей всю западную и юго-западную часть Сибирской платформы [88]. Указанные структурно-формационные зоны, по данным В.Е.Савицкого и А.В.Розовой, отличаются и биостратиграфическими комплексами [122, 123, 124, 125].

Конседиментационное развитие большей части Хантайско-Рыбинского вала продолжается до конца майского времени, когда она также вовлекается в прогибание. Пестроцветные образования позднего кембрия мощностью более 1100 м отражают возрастание дифференцированных движений и отличаются сильной фациальной изменчивостью по латерали.

В составе разрезов комплекса широко представлены олистолитовые образования, роль которых возрастает к востоку-северо-востоку, т.е. в сторону подводного барьера, мигрировавшего к концу кембрия в восточном направлении.

Суммарная мощность пород вендско-раннепалеозойского комплекса достигает 3000-3500 м.

Раннепалеозойский этап

В раннем ордовике геологическое развитие рассматриваемого региона происходило в том же режиме, что и в позднем кембрии. В начале среднего ордовика относительно приподнятая область распространилась на большую часть Тунгусской синеклизы. В Норильском рудном районе в это время формируется пестроцветная сульфатно-карбонатно-терригенная (с элементами кварцевой) формация гурагирской свиты. Она характеризует регрессивный этап развития региона, завершившийся кратковременным стратиграфическим перерывом в предкриволуцкое время. В последующем, в течение среднего ордовика в районе продолжали накапливаться песчано-глинисто-карбонатные формации. Степень их терригенности заметно возрастает к югу.

Резкая смена геохимической обстановки в предкриволуцкое время привела к формированию меденосного горизонта в прикровельной части гурагирской свиты.

Позднеордовикские отложения (долборский горизонт) часто размывы вследствие морской трансгрессии начала силурийского времени [34, 88, 107]. Суммарная мощность пород раннепалеозойского комплекса достигает 1500-1590 м.

Среднепалеозойский этап

Среднепалеозойский структурно-формационный комплекс представлен осадками силура суммарной мощностью 800-1000 м. Разрез их начинается с граптолитовых аргиллитов чамбинской свиты. Раннелландовские образования практически повсеместно отсутствуют, фиксируя время стратиграфического перерыва.

Граптолитовые аргиллиты отлагались в глубоководной части шельфа. Морские условия осадконакопления в пржидольское время сменились лагунно-морскими с образованием сульфатно-известняково-доломитовой формации. Сульфатоносность осадков возрастает к западу и востоку от Хантайско-Рыбнинского вала, фиксируя его конседиментационное развитие в позднем силуре.

Средне-, позднепалеозойский этап

Осадки девона - раннего карбона мощностью до 2500 м завершают период лагунно-морского осадконакопления в регионе [20, 70, 88]. Эпоха девонского континентального рифтогенеза, наиболее отчетливо проявленная в восточных районах Сибирской платформы [20, 88], в Норильском рудном районе выражена в резкой активизации зон глубинных разломов и конседиментационном развитии валообразных структур, по периферии которых форми-

руются грабенообразные прогибы, выполненные преимущественно эвапоритовыми толщами. Максимальная мощность (до 2300 м) девонских эвапоритов с мощными (более 200 м) горизонтами солей зафиксирована восточнее Имангдинско-Летнинского глубинного разлома от р. Микчанда до оз. Хантайское и к северу от зоны Северо-Хараелахского разлома, где не исключается образование соляных диапиров. Максимум соленакпления приходится на мантуровское время.

В пределах валообразных структур мощность девонских отложений минимальна (500-800 м), они представлены карбонатными и карбонатно-терригенными формациями, здесь имеют место многочисленные размывы осадков. С эвапоритами они связаны довольно резкими переходами, где в составе разреза часто преобладают седиментационные брекчии.

Для девонского рифтогенеза характерна реактивация рифейских рифтовых зон [21, 90, 98]. Мощности структурно-формационных комплексов девонских рифтов в восточной части платформы достигают 8-10 км [20, 88], т.е. они близки к рифейским. Магматизм этого этапа проявлен в виде излияний базальтов и внедрением кимберлитов [20]. В Норильском рудном районе отмечены только горизонты пирокластических и вулканогенно-осадочных пород [13, 21].

Трансгрессии юктинского, каларгонского и раннекаменноугольного времени отражают завершающую стадию развития срединно-океанического хребта Уральского палеоокеана [60, 61].

Позднепалеозойский этап

Окончательное замыкание Уральского палеовулкана в позднем палеозое (ранняя пермь) ознаменовалось существенной перестройкой структурного плана региона. Столкновение Восточно-Европейской и Сибирской континентальных плит нашло отражение в формировании Урало-Монгольского орогена [60, 108]. Восточная граница его фиксируется в виде Нижневартовско-Александровского офиолитового пояса [52], складкообразование здесь завершилось в позднем карбоне - ранней перми.

К западу от позднепалеозойского орогена образовались молассовые прогибы, а восточнее начали формироваться сводовые поднятия, амплитуда которых по отдельным оценкам превышала 1500-4000 м [52, 103], захватив Игарско-Туруханский и Норильский районы, где на рубеже раннего-среднего карбона - ранней перми максимальному размыву (более 3000 м) подверглись области конседиментационных поднятий (Хантайско-Рыбнинский вал и др.), сохранившие унаследованность движений предыдущего этапа.

Со среднекаменноугольного времени в районе формируется лимно-паралитическая угленосная формация [20, 31, 150]. Палеомагнитные данные [60, 61, 108] свидетельствуют, что Сибирь к этому времени переместилась из аридной зоны в гумидную. В это время в пределах Урало-Монгольского орогена и прилегающих к востоку и северо-востоку территориях, включая Енисейско-Хатангский прогиб, продолжали формироваться обширные сводовые поднятия как результат подъема мантийных диапиров.

Угленосная формация имеет регрессивный характер. В нижней ее части преобладают слабоугленосные прибрежно-морские отложения, в верхней угленосной - континентальные и дельтовые [31, 150]. В сторону валообразных поднятий мощность осадков достаточно резко сокращается с 340-380 м в районе Кайерканского месторождения до 70-80 м в районе Кулгахтахского грабена и до 26 м на р. Болгохтох (скв. БП-1). Западнее, в скважинах БГ-8, 19, 12, по данным В.В.Елисеева, происходит полное выклинивание (размыв) формации. Сокращенная мощность ее сохраняется и в пределах всего северо-западного борта Норильско-Хараелахского прогиба.

К началу поздней перми конседиментационные структуры в значительной степени были сnivelированы, угленакопление достигло максимума. После повсеместного кратковременного размыва интенсивное угленакопление возобновилось преимущественно в конседиментационных прогибах. В конце перми после кратковременного перерыва возобновился рост конседиментационных структур, где мощность осадков амбарнинской свиты сокращается до 5-10 м (на отдельных площадях - вплоть до полного выклинивания).

С формированием структур позднепермского времени связаны первые вспышки вулканизма в виде горизонтов осадочно-вулканогенных пород в осадках амбарнинской свиты центральной части Норильско-Хараелахского прогиба.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап

В конце палеозоя сводообразование сменялось растяжением земной коры, резко усилившемся в конце татарского века рифтогенезом [21, 52, 138, 139] и массовым базальтовым вулканизмом, захватившим огромную территорию (более 3,5 млн км²). Рифты Западной Сибири [138, 139] являются лишь частью обширной пермо-триасовой рифтовой системы, охватившей Пангею. Фрагменты ее расположены в пределах Енисейско-Хатангского прогиба, Таймыра, Сибирской платформы, а также Северного и Норвежского морей, Северной Атлантики, Африки и других регионов [101].

Заложение наиболее крупных рифтов происходило по системе унаследованных ослабленных зон (офиолитовые пояса, палеорифты и т.п.) и явилось следствием роста мантийных диапиров гребневидной формы [49, 50]. Палео-Тихий океан (Панталласа) в это время в виде узкого залива отделял Карскую плиту от Сибири [60], один из сегментов которого в виде клиновидного залива (Обский рифт) находится в восточной части Западной Сибири, где рифтинг сменился спредингом [4] с образованием коры океанического типа. Подобный сегмент, по-видимому, располагался и в центральной части Енисейско-Хатангского прогиба, образуя классическую схему тройного сочленения типа "рифт-рифт-рифт" [9, 101]. Несомненно, что связанное со спредингом раздвижение континентальных блоков в зоне подобного сочленения сопровождалось максимальными геодинамическими напряжениями, активизацией и формированием глубинных разломов.

Во внутренних стабильных частях Сибирского кратона базальтовый магматизм обусловлен площадным характером мантийного диапира [21, 49, 50, 59, 91] и рассеянным спредингом [80] с формированием многочисленных вулканоструктур на обширной площади. Это различие структур подтверждается дешифрированием космоснимков и материалами региональных геофизических исследований [1, 21, 114, 115].

Исключительно высокая проницаемость земной коры Норильского рудного района обусловила латеральную миграцию мантийного сульфидоносного расплава из зоны первичной магомгенерации Енисейско-Хатангского рифта [21, 47, 48]. Вследствие этого позднепалеозойско-раннемезозойский вулканизм начался здесь несколько раньше, чем в Игарско-Туруханском и в Тунгусской синеклизе и был наиболее интенсивным при низком коэффициенте эксплозивности (10-12%), антидромной направленности и наличии контрастной дифференцированной коматиит-толеитовой серии, включая ультрабазит-базитовую вулканотрузивную ассоциацию [21, 45, 109].

Максимальная мощность эффузивов (3500-3700 м) установлена в северной части Норильско-Хараелахского прогиба. В южном направлении мощность вулканитов, в том числе дифференцированной серии, закономерно падает, а коэффициент эксплозивности возрастает, наиболее резко - за пределами Норильско-Хараелахского прогиба, где вулканизм носил в значительной степени эксплозивный характер.

Гребневидная форма мантийного диапира в пределах рифтовых зон способствовала активному проникновению его в относитель-

но высокие горизонты литосферы, что обусловило спрединг в их центральной части, транскоровый характер магматизма, утонение и переработку земной коры.

Норильско-Хараелахский прогиб по отношению к рифтам Енисейско-Хатангского прогиба имеет косое (скалывающее) направление. Именно этот район характеризуется максимальным развитием глубоко проникающих разломов, обусловивших высокую проницаемость земной коры [1, 21, 47]. Наиболее крупные из них, определяющие магматизм и структурный план региона, унаследованы от предыдущих этапов - Норильско-Хараелахский, Иманглинско-Летнинский и др. Норильско-Хараелахский разлом представляет осевую зону одноименного прогиба. Он является основной магмо- и рудоконтролирующей зоной в Норильском рудном районе и контролирует размещение промежуточных магматических очагов. Вдоль него в этап рифтообразования располагалась цепочка щитовых и трещинных вулканов. В результате сформировался крупный рифтогенный прогиб, состоящий из серии эшелонированных мульд, окаймленных валлообразными структурами, сохранившими унаследованное конседиментационное развитие в течение всего этапа рифтогенеза. Подобной, но менее резко выраженной структурой является Иманглинско-Летнинский и опояривающие его Кета-Ирбинский, Галельский, Догальдинский и другие разломы, также контролирующие размещение промежуточных очагов и вулканических центров, обусловив развитие крупных вулканотектонических прогибов - Ламско-Хантайского и Курейско-Горбиачинского [136] в западной части Дюпкунского палеорифта, вновь активизированного в позднем палеозое - раннем мезозое. Они также контролируют размещение вулканитов дифференцированной серии, рудоносных интрузий и рудных узлов (Иманглинский, Кулюмбинский, Курейский и Северореченский).

Таким образом, вулканиты первого и второго этапов, образующие дифференцированную коматиит-толеитовую серию, накапливались только в пределах крупных конседиментационных вулканотектонических прогибов - Норильско-Хараелахского, Ламско-Хантайского и Курейско-Горбиачинского.

Массовый базальтовый магматизм проявлялся на фоне регионального растяжения и прогибания, которое практически полностью компенсировалось магматическим материалом как в виде интрузий в верхних горизонтах чехла, так и обширными излияниями базальтов. Амплитуда прогибаний, судя по суммарной мощности продуктов магматизма в платформенном чехле, превышала 3-4 км. Прогибание, учитывая большие глубины зарождения базальтовой магмы, сопровожда-

лось оседанием кровли магматических очагов и, по данным В.С.Старосельцева [134], возможно, затрагивало не только земную кору, но и верхние горизонты мантии, что приводило к нарушению изостатического равновесия. После затухания магматизма нарушенное равновесие восстановилось путем "всплывания" относительно легких пород литосферы, что и привело к появлению в рельефе возвышенного базальтового плато.

На прилегающих территориях, по мере развития системы рифтов, общее растяжение земной коры [8] на отдельных участках сменялось спредингом и формированием коры океанического типа (Обского палеоокеана), один из сегментов которого, по-видимому, распространялся и на Енисейско-Хатангский прогиб [4]. Характерные полосовые мантийные аномалии маркируют спрединг. По данным С.В.Аплонова, возраст литосферы палеоокеана колеблется в пределах 235-218 млн лет (средний-поздний триас). Этот процесс и связанное с ним общее утяжеление земной коры привели к погружению литосферы Западной Сибири - формированию резонансных (рифтогенных или надрифтовых) прогибов, в том числе Енисейско-Хатангского.

Затухание базальтового магматизма в Норильском рудном районе сменилось кратковременными вспышками щелочного и кислого [21, 136]. При этом в краевых частях рифтов по мере нарастания амплитуды прогибания преобладала обстановка сжатия и, как следствие, формировались конседиментационные валлообразные поднятия и надвиговые зоны [52, 136].

Таким образом, завершающий щелочной и кислый вулканизм явился следствием эволюции сложной магматической системы в процессе рифтогенеза, охватившего значительные районы Сибирского гетерогенного кратона. Он сопровождался внедрением интрузий гранитов, гранодиоритов и гранит-порфиров.

Ранне-мезозойско-кайнозойский этап

После затухания вулканизма происходит дальнейшее прогибание Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба. Границы их постепенно расширяются, что подтверждается трансгрессивным характером несогласия в основании мезозойско-кайнозойских отложений, мощность которых в наиболее прогнутых участках превышает 5-8 км [50, 53, 138, 139]. Одновременно воздымание Сибирской платформы привело к значительной эрозии пород чехла. Максимальная концентрация геонапряжений на стыке ее с Западно-Сибирской плитой сопровождалась формированием покровно-надвиговых структур. Последние интерпретируются как прояв-

ление глубинных надвигов, затрагивающих фундамент.

Формирование надвигов - следствие геодинамических процессов, происходящих со среднеюрского времени в Арктике в связи с распадом Пангеи, когда началось раскрытие Канадского бассейна. Оно вскоре привело к столкновению Карской плиты с Сибирской [60, 61] и сопровождалось образованием покровно-надвиговых структур Таймырского складчатого пояса, амплитуда которых достигает многих сотен километров. Связанное с субдукцией вращение плит и нарастающие геодинамические напряжения привели к активизации зон глубинных разломов, крупным горизонтальным перемещениям отдельных блоков и межпластовым срывам в толще земной коры, что подтверждается и палеомагнитными данными. Результатом этих процессов в Норильском рудном районе явилось складкообразование, развитие крупных сдвигов и надвигов. Последние проявились как вдоль юго-восточного борта Енисейско-Хатангского прогиба (предполагаемый фронт надвигов), так и вдоль наиболее мобильных долгоживущих разломов и по отношению к аналогичным рифейским структурам были унаследованными. Не исключено, что внедрение гранит-порфиров Болгохтохского комплекса также является следствием коллизионных процессов, что укладывается в мировую модель приуроченности месторождений меднопорфировых руд к зонам субдукции и столкновений плит [101].

О наличии в регионе надвигов впервые в 1956 г. указал В.И. Драгунов. Они же прослежены в процессе геологического картирования от бассейна р. Тасеева до приустьевой части Енисея, где подтверждены бурением на Усть-Портовской площади. Наиболее хорошо они изучены в бассейне рр. Нижняя Тунгуска, Мироедиха, Сухая Тунгуска, образуя сложно-построенный покровный комплекс в виде серии крутопадающих пластин, перекрывающих друг друга. В качестве аллохтона представлены терригенно-карбонатные рифейские образования, надвинутые на платформенные толщи венда, кембрия и ордовика. Южнее аллохтон представлен кембрийскими формациями, надвинутыми на отложения силура-перми, часто перекрывающими зону Имангдинско-Летнинского глубинного разлома.

Корневые зоны покровов в большинстве перекрыты последующими покровами или находятся западнее долины Енисея, т.е. амплитуда перемещения достигает десятков километров. Жесткая рама Норильско-Хараелахского прогиба и Тунгусской синеклизы с насыщенной интрузиями осадочным чехлом, служившая упором, привела в итоге к сминанию относительно пластичных ранне-, среднепалеозойских образований перед фронтом

надвигающихся покровов с образованием валлообразных структур (Хантайско-Рыбинский, Кулюмба-Сухарихинский валы и др.), которые в современном структурном плане являются классическими приразломными складками и часто представляют серию мелких надвиговых пластин с подвернутыми крыльями и амплитудой перемещения от первых десятков метров до первых километров. Наиболее хорошо они обнажены в долинах рр. Кулюмба, Чопко и др. Более жесткие компетентные породы (базальты, доломиты) были также вовлечены в складкообразование, обусловив контрастный рост Норильско-Хараелахского, Ламско-Хантайского и Курейско-Горбиачинского прогибов, осложненных многочисленными сдвигами, сбросами и взбросо-надвигами, значительно усложнившими первоначальный структурный план, особенно в краевых частях структур.

В Игарском рудном районе наиболее изученным (В.Ф.Ржевский, 1978-1989 гг.) является пологий надвиг бассейна р. Гравийки, пересеченный многочисленными скважинами. На большей же части Норильского рудного района картирование надвигов затруднительно ввиду слабой обнаженности. Кроме того, эти структуры затрагивают в основном слабомагнитные осадочные формации, амагматичные и в физических полях практически не выраженные.

Наиболее ярко этот этап развития региона, по-видимому, был проявлен на рубеже раннего-позднего мела. В эту эпоху предполагается внедрение щелочно-ультраосновного массива в районе пересечения Имангдинско-Летнинского и Курейского разломов, впервые выделенных в 1969 г. Н.Н. Дашкевичем [36]. Одной из заключительных фаз магматизма явились многочисленные интрузии карбонатитов, закартированные в бассейне рр. Горбиачин и Курейка, с которыми связываются многочисленные рудопроявления фосфатного сырья, редких и цветных металлов и др. [136]. Карбонатитовый магматизм не исключается и в Норильском рудном районе.

Окончательное формирование структурного плана района завершилось в кайнозой. Мезозойские отложения по серии сбросо-сдвигов с амплитудой до 500-1000 м были опущены в западном направлении. В это время фиксируется обращенный рельеф валлообразных поднятий, завершается развитие покровных структур. По данным бурения на Усть-Портовской площади вертикальная амплитуда надвигов превышает 900 м. Здесь вулканы триаса надвинуты на позднемеловые терригенные образования.

К концу позднемезозойско-кайнозойского этапа развития региона окончательно

сформировалась Западно-Сибирская плита и Енисейско-Хатангский прогиб, сохранившие унаследованный характер движений (преобладающее опускание) до настоящего времени. Базальтовые же плато (горы Путорана) оказались высоко приподнятыми. Суммарная амплитуда вертикальных движений достигает 8 км и более, что сравнимо с самыми крупными горными системами Земного шара. Образование этих структур неразрывно связано с процессами в верхней мантии, результатом которых явилось формирование в мезозое-кайнозое глобальной системы рифтов и срединно-океанических хребтов. Западно-Сибирские рифты и генетически связанные с ними прогибы многими исследователями [60, 61, 101] рассматриваются как один из наиболее ранних сегментов этой системы.

Таким образом, Норильский рудный район прошел длительную историю развития, начиная с рифея, сохранив высокую мобильность, и, по меньшей мере трижды, подвергался процессам рифтогенеза и коллизии, причем рифты развивались унаследованно, в пределах одних и тех же границ крупных геоструктур (Енисейский палеорифт и др.). Позднепалеозойско-мезозойский магматизм проявился в пределах различных по природе структур - рифтогенный в пределах Енисейско-Хатангского и Норильско-Хараелахского прогибов и рассеянный площадный в Тунгусской синеклизе. Мезозойско-кайнозойская активизация, связанная с коллизионными процессами в Арктике [60], значительно усложнила структурный план этого района и привела к окончательному обособлению крупнейших геоблоков - Сибирской платформы, Западно-Сибир-

ской плиты, Енисейско-Хатангского прогиба и Таймыра.

Современный структурный план территории следует рассматривать как результат наложения на зрелую континентальную кору тектонических движений, связанных с позднепалеозойско-раннемезозойским рифтогенезом и мезозойско-кайнозойскими коллизионными процессами. Унаследованность развития приповерхностных структур подтверждает значительную роль глубинных разломов как элементов разветвленной системы рифтов, определившей чрезвычайно высокую флюидно-магматическую проницаемость земной коры. В таком понимании Норильский рудный район, обрамленный с запада и северо-запада рифтами, находится в экстремальных условиях разгрузки напряжений со стороны рифтогенных структур. Это обусловило особый режим высокой динамической активности его развития на протяжении всей истории формирования.

Главной особенностью Норильского рудного района является его положение на торцевом стыке рифтов двух направлений - субмеридионального (собственно Западно-Сибирской плиты) и субширотного (Енисейско-Хатангского прогиба). Они заложились по системам унаследованных разломов в пределах различных по природе структур, прошедших в рифее-палеозое сложное развитие. Мощность фанерозойских образований здесь достигает 9-11 км и является максимальной для Сибирской платформы. Если учесть, что мощность рифейских толщ достигает 8-13 км [50, 53, 90], то его мобильность в течение всего периода развития представляется одной из главных причин уникальной рудоносности.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Представление о глубинной структуре Норильского рудного района базируется на результатах обработки региональных сейсмических данных по профилям Воркута-Тикси ("Горизонт") и Диксон-Хилок ("Метеорит") и материалах среднемасштабного профильного сейсмосондирования. Дополнительную информацию дают результаты интерпретации (моделирование) материала среднемасштабной магнитной и гравиметрической съемки, а также регионального электросондирования и геодинамических реконструкций. Полученные данные неоднозначны, что обусловлено существенными различиями в интерпретации аномальных полей и неравномерной степенью геологической и геофизической изученности региона.

Исходя из имеющихся данных [1, 21, 28, 36, 49, 50, 148, 151], структуру земной коры Норильского рудного района можно представить в следующем виде. Мощность вулканогенно-осадочного платформенного чехла по данным ГСЗ достигает 11 км. Мощность рифейских образований достигает 8-13 км и соизмерима с одновозрастными отложениями Игарского района. Восточнее зоны Имангдинско-Летнинского глубинного разлома она резко сокращается и не превышает 1-2 км. Верхняя мантия (глубина поверхности "М" в среднем составляет 40-42 км) характеризуется наличием ряда маломощных (2-5 км) микроволноводов с пониженными скоростями сейсмических волн - реликтовых астенолитов. Они прослеживаются от рифтов Западно-Сибирской плиты и Енисейско-Хатангского прогиба [49, 50] и обрываются несколько восточнее зоны Имангдинско-Летнинского разлома, фиксируя границу Норильского глубинного блока [1, 21].

Для Енисейско-Хатангского прогиба, как и для других типичных рифтогенных структур, характерно воздымание поверхности "М" до 35-37 км; подобные соотношения границ наблюдаются и в пределах рифтов Западной Сибири [49, 50, 138, 139]. Восточнее зоны Имангдинско-Летнинского разлома мощность земной коры значительно возрастает за счет погружения поверхности "М" до 46-48 км.

Геолого-геофизические данные свидетельствуют, что архейско-раннепротерозойский фундамент Норильского рудного района отличается сложным мозаично-блоковым строением, в особенности это относится к зоне Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба. Эта его особенность предопределена неоднократным проявлением рифтогенеза [20, 21, 90, 98] в рифее, девоне и позднем палео-

зое-мезозое. При этом разрядка напряжений и связанные с ними движения блоков земной коры происходили преимущественно по одним и тем же ослабленным зонам. Максимального размаха (до океанической стадии) рифтогенез достиг в рифее и позднем палеозое-мезозое [4, 91, 103]. Реактивация палеорифтов приводила к сильному дроблению коры и интенсивной магматической деятельности, чему способствовала высокая проницаемость литосферы Норильского блока, сохранившего мобильность на протяжении всей истории геологического развития. В нижней части коры по материалам ГСЗ зафиксирована так называемая "рифтовая подушка" (коромантийная смесь), характеризующаяся скоростями продольных волн 7,3-7,8 км/с [21, 49, 50, 113, 152], что является следствием внедрения по ослабленным проницаемым зонам мантийного материала. "Рифтовая подушка" может интерпретироваться как верхняя часть мантийного диапира, проникающего в кору палеорифта. Вследствие этого происходит значительное утонение коры по сравнению с обрамляющими блоками. Здесь на различных уровнях присутствует большое количество интрузивных тел, формирующих вторичный базальтовый слой, обусловивший региональную гравиметрическую аномалию, совпадающую в плане с Норильско-Хараелахским прогибом [114, 115].

Неоднократно возобновляющиеся палеорифты являлись путями внедрения расплавов, образовавшихся в результате глубинных магматических и связанных с ними рудогенных процессов. Максимально они проявились в последнюю стадию рифтогенеза, т.е. в позднем палеозое-мезозое, когда рифты возникли на обширных пространствах Пангеи. Колоссальные объемы излияний платобазальтов этого времени подтверждают грандиозность магматических процессов, которые достигли максимальной интенсивности в пределах Норильского глубинного блока, особенно в его центральной части - Норильско-Хараелахском рифтогенном прогибе, где сосредоточены все промышленные месторождения и наиболее крупные проявления сульфидных медно-никелевых руд [21, 38, 98].

Формирование медно-никелевых месторождений связано с ранними фазами рифтогенеза, предшествовавшими массовому толит-базальтовому магматизму. Никеленосные расслоенные массивы Норильского рудного района принадлежат гипербазит-базитовой вулканоконтрузивной (коматититовой) ассоциации [21, 45, 48, 109], которая сформировалась в про-

цессе эволюции высокомагнезиальных расплавов, отвечавших родоначальному пикриту [21, 56, 58].

Область плавления первичного мантийного субстрата вначале находилась, по-видимому, в западной части Енисейско-Хатангского рифта, где рифтогенез проявился наиболее интенсивно, вплоть до спрединга и образования сегментов океанической коры [4]. Здесь образовались крупные астеносферные диапир, сложенные разуплотненным гипербазит-базитовым расплавом [53, 100]. По мере развития рифтогенеза очаги магомгенерации перемещались в восточном направлении, сопровождаясь активизацией поперечных ослабленных зон (трансформных разломов) и "расползанием" мантийного вещества в мобильные реактивированные рифтогенные структуры Норильского глубинного блока. В его пределах гипербазит-базитовый расплав в дальнейшем поднимался, по-видимому, из самостоятельных "отшнурованных" диапиров второго порядка, развитие которых и связанное с ними растяжение коры и привело к формированию Норильско-Хараелахского рифтогенного прогиба как флангово-торцевой ветви Енисейско-Хатангского рифта.

Латеральное перемещение мантийного расплава из области первичной магомгенерации в активизированную проницаемую зону, отвечающую Норильско-Хараелахскому и Имангдинско-Летнинскому разломам, и последующее проникновение расплава в наиболее ослабленные участки пересечения разноориентированных разрывов определяли формирование магматических колонн с образованием коровых промежуточных очагов [115], последующей их эволюцией, внедрением в гипабиссальные камеры и локализацией рудных узлов в благоприятных приповерхностных структурах. В основании коры происходило накопление больших затвердевших масс пикритовидного расплава ("коромантийная смесь"), которые распространяются на этом уровне вследствие близких плотностных свойств расплава и пород в зоне раздела кора - мантия, а также резко различающихся по степени проницаемости участков подошвы коры.

Эта схема согласуется с моделью К.Кокса [152] в отношении пикритовых силлов, внедрившихся в основание приподошвенной части консолидированной коры. Растекание пикритового расплава в субгоризонтальных направлениях и его затвердение приводят к утяжелению коры, ее утолщению и стиранию границ с мантией. Сложное строение раздела "М" с достаточно большим по вертикали диапазоном близких по значимости граничных скоростей наблюдается на всех профилях сейсмондирования в Норильском рудном районе [1, 49, 50, 53, 76].

Объемное моделирование по данным аэромагнитной съемки [115] выявило магнитные аномалии, связанные с предполагаемыми промежуточными очагами рудоносной магмы, которые залегают на глубинах до 12-15 км. Мощность предполагаемых, возможно серпентинизированных интрузивных тел достигает 4,6 км. Установлена прямая связь между мощностью очагов и масштабами оруденения на доступных глубинах. Очаги образуют две субмеридиональных цепочки, отчетливо тяготея к трассам Норильско-Хараелахского и Имангдинско-Летнинского разломов - главным магомконтролирующим структурам Норильского рудного района.

Мощные интрузивы, в том числе залегающие на большой глубине, являются необходимым условием формирования медно-никелевых месторождений норильского типа и позволяют объяснить аномально высокое, в сравнении с другими никеленосными районами мира, отношение сульфидной массы к силикатной в Норильском и Талнахском интрузивах [21, 115].

Разработка и обоснование представлений о высокомагнезиальном исходном составе расплавов отражены в многочисленных публикациях В.В.Золотухина, О.Хара, Г.Куно, К.Кокса, О.А.Дюжикова, Е.В.Тугановой и других исследователей. Объяснения многообразия составов пород и установление между ними петрогенетических связей основано на результатах экспериментальных исследований, геологических наблюдениях и анализе соотношений различных групп платформенных магматитов. Наиболее важную роль сыграло изучение дифференцированных интрузивов, наблюдаемое внутрикамерное расслоение которых оценивалось [21, 37, 110, 112] как выражение глубинной эволюции магматического расплава и не противопоставлялось модели промежуточных магматических очагов. Позднее В.В.Золотухину [56] удалось показать, что, принимая за исходный состав магму, близкую к среднему составу интрузии Норильск-1, можно получить при ее фракционировании практически все составы интрузий и лав, известных на Сибирской платформе.

В предполагаемой модели родоначального пикрита принимается, что в результате плавления гранатового перидотита образуется расплав, близкий к средневзвешенному составу расслоенных никеленосных интрузивов [21, 47, 48]. В процессе глубинной эволюции расплава происходит перераспределение петрогенных и летучих компонентов в поднимающейся магматической колонне. Эффективное отделение летучих и щелочей приводит к последовательному расщеплению гомогенных расплавов с повышенной ролью калия. Образуются вторичные магмы, продуцирую-

щие самостоятельные субформационные группы пород [58]. Формирование пород щелочно-базитовой субформации подчинено эволюции вторичного расплава единой магматической колонны и тесно связано с образованием типичных платобазальтов. В разрезах наблюдаются постепенные переходы от щелочных пород к щелочно-базитовым, затем к слабощелочным и толеитовым базальтам, т.е. породам нормальной щелочности. Вместе с тем породы каждой из разновидностей образуют конкретные геологические тела, сформированные в определенной последовательности. Генетическая связь щелочных и субщелочных пород с типичными платобазальтами объясняется высокой подвижностью щелочей в базитовых расплавах.

Таким образом, эволюция родоначального пикрита в системе промежуточных очагов магматической колонны выражается в последовательном фракционировании вещества в условиях высокой подвижности щелочей с накоплением щелочных и субщелочных базальтов, базальтов нормального ряда ранних этапов вулканизма и внедрением комагматичных интрузий. Быстрый и кратковременный подъем (вдоль наиболее глубоко проникающих в верхнюю мантию разломов) небольших объемов недифференцированного, близкого к ювенильному пикрита привело к накоплению гипербазит-базитовых лав гудчихинской и туклонской свит, близких к коматиитам, а в дальнейшем - внедрению комагматичных им рудоносных интрузий норильского комплекса [21]. Основная масса платобазальтов (толеитовых базальтов) завершающих этапов вулканизма, по-видимому, изливалась из приповерхностных магматических очагов, где происходило фракционирование расплава, образовавшегося при частичном плавлении вещества (гранатового перидотита) поднимающихся мантийных диапиров [58].

Расчетные и экспериментальные данные, изучение мантийных ксенолитов и изотопные исследования [3] показывают, что континентальные толеиты образуются при высокой степени частичного (20-25%) плавления гранатового перидотита верхней мантии, начальная стадия плавления которого (4-20%) формирует магматические продукты щелочного ряда (оливиновый мелилит, оливиновый нефелинит, базанит и щелочной базальт), обогащенного по сравнению с хондритами приблизительно в 10 раз легкими редкоземельными элементами и в 2-3 раза - тяжелыми редкоземельными элементами. Подобное обогащение - следствие ранней дифференциации мантии и эволюции земного океана магмы, расчетная мощность которого близка в 400 км. При этом верхняя мантия мощностью 160-220 км по данным Д.Л.Андерсона [3], должна состо-

ять из оливиновых и пироксеновых кумулятов, остаточных флюидов из магматического океана и вытесненной остаточной нижней мантии. Эта область характеризуется как зона пониженных скоростей и является источником магм базальтов океанических островов, горячих точек, континентальных базальтов и кимберлитов. Глубже (до 670 км) расположена область так называемой истощенной мантии (эклогитовый или гранат-пироксенитовый кумулянт), обедненной рассеянными элементами, которая является источником базальтов срединно-океанических хребтов. Эти данные свидетельствуют о стратифицированной по составу мантии, т.е. существовании двух самостоятельных магматических резервуаров и относительно неглубоком (160-220 км) залегании области возникновения мантийных диапиров, обусловивших магматизм рифтогенных структур и континентов.

Экспериментальные данные [3] свидетельствуют, что мантийные диапиры при подъеме могут плавиться лишь частично из-за высоких температур ликвидуса. Образовавшаяся магма эволюционирует в промежуточных очагах до толеитов путем фракционирования оливина с образованием оливинового кумулята. Образующиеся толеитовые расплавы достаточно легки для того, чтобы подняться на поверхность в условиях возрастающего растяжения как в районе рифтогенных структур, так и прилегающих к ним относительно жестких блоков (рассеянный спрединг).

Сравнительный анализ базальтов различных геодинамических обстановок [3, 79, 101] - срединно-океанических хребтов и горячих точек в Тихом океане - показывает, что мощная континентальная литосфера препятствует подъему мантийных диапиров (континентальная изоляция) и эффективному переносу тепла мантии на поверхность, но может быть причиной частичного плавления, предшествующего подъему диапиров и возникновению континентальных рифтов. Таким образом, значительное плавление, по-видимому, возможно до тех пор, пока не возникнут рифты и не начнется сопровождающий их быстрый вынос тепла с мантийным веществом воздымающихся диапиров. Подъем последних, судя по геологическим данным, происходил достаточно быстро, что в ряде случаев исключало кристаллизационное фракционирование в магматической колонне. Именно этим может быть объяснена пространственная и генетическая связь рудоносных интрузий и гипербазит-базитовых лав коматиит-толеитовой серии с рифтогенными структурами и отсутствие ее за их пределами.

Предполагаемая модель никеленосного магматизма исходит из реконструированной истории формирования вулканогенных пород,

комагматичности эффузивных и интрузивных гипербазит-базитов, ареального развития гипербазит-базитовых лав, установленного характера соотношения сульфидоносных интрузивов различных типов и основывается на современных представлениях о высокомагнезиальном составе расплавов, эволюция которых приводит к формированию всего комплекса магматических образований, включая рудоносные интрузивы.

Во всех известных типах медно-никелевых месторождений набор рудных элементов (главные из них - медь, никель, железо, сера и платиноиды) остается практически одним и тем же, меняются только их количественные соотношения [85, 101, 149]. Закономерное уменьшение медистости сульфидов при повышении магнезиальности магматических пород и другие факты указывают, что подобные особенности медно-никелевых месторождений являются первичными, т.е. зарождение рудообразующих систем происходило на ранних стадиях образования Земли. Геологические процессы осуществляли преимущественно мобилизацию и перераспределение ранее образованных медно-никелевых рудных систем [85].

Имеющиеся геологические [21, 56, 121] и экспериментальные [3, 25, 85, 153, 154, 155, 156] данные, в том числе данные о составе ксенолитов из базальтов и кимберлитов, а также сульфидных включениях из океанических базальтов указывают, что исходное мантийное вещество включает металлические, сульфидные, окисные и силикатные соединения. Установлено, что сульфидно-никеленосная система существует в виде самостоятельной составляющей первичного (неистощенного) мантийного вещества, мобилизуемого в процессах магнообразования, в виде несмешимого компонента магматического расплава, что является следствием низкой растворимости серы (порядка 0,06 мас. %) в силикатных расплавах [153]. Рудоносные магмы зарождались на больших глубинах (более 100 км) в условиях фракционного плавления первичного сульфидсодержащего вещества мантии поднимающихся диапиров. Зарождение последних и внедрение в верхние горизонты литосферы в поверхностных структурах проявилось в виде рифтообразования.

Подъем рудного вещества из горизонтов магнообразования осуществлялся в основном в виде сульфидной жидкости, рассеянной в окисно-силикатном расплаве. Возможность удержания тяжелой сульфидной жидкости в менее плотном окисно-силикатном расплаве подтверждена экспериментально Дж.Заменским и Н.Моором, М.Н.Годлевским, А.П.Лихачевым, В.В.Дистлером [25, 153, 154, 155, 156]. Установлено, что при температурах более

1300° сульфидная жидкость находится в силикатном расплаве во взвешенном состоянии, при более низкой температуре сульфидные выделения быстро укрупняются, оседают и накапливаются в нижней части магматической колонны совместно с фенокристаллами оливина и хромшпинелидов. В дальнейшем за счет обогащенных сульфидами интервалов магматических колонн и формируются медно-никелевые месторождения.

Кристаллизация основной расслоенной серии отражает процесс последовательного формирования твердых фаз от высокотемпературной ассоциации "оливин + шпинель" к пироксен-плагиоклазовой эвтектике с разделением минеральных ассоциаций при участии гравитационного концентрирования. Этот же процесс (глубинная дифференциация и фракционирование в промежуточных очагах) объясняет появление во фронтальных и краевых частях рудоносных интрузий лейкократовых габбро и таксито-пойкилоофитовых габбро-долеритов, сформированных за счет скопления интрателлурического плагиоклаза [21, 37, 40, 110], а также так называемых "верхних пикритов" - хромитоносных габбро с платиноидами [21, 37]. Одновременно осуществлялась продольная циркуляция (конвекция) в магматической камере, наиболее характерная для обогащенных флюидами рудоносных пластообразных интрузий норильско-талнахского подтипа, имеющих отношение поперечного сечения к длине 1:15 - 1:20. Тыловые зоны были наиболее разогреты и находились под большим давлением. Это вызвало перенос рудного вещества из тыловых к головным частям на субгоризонтальном участке магматической колонны как в виде сульфидных капель в расплаве, так и во флюидной фазе, обогащенной, в частности, щелочами. Понижение давления и температуры в головной части колонны вызывало осаждение рудного вещества. В результате происходило обогащение фронтальных частей интрузивов с образованием богатых рудных тел (включая хромитоносные такситовые габбро с платиноидами) и обеднение тыловых частей магматической колонны [21, 85, 137]. Максимальным выражением концентрирования сульфидной жидкости является внедрение массивных сульфидных руд в виде самостоятельной субинтрузивной фазы [21, 137, 154].

Очевидно, что для переноса крупных выделений тяжелой сульфидной жидкости в более высокие горизонты необходим сравнительно быстрый подъем внедряющегося расплава, превышающий скорость опускания в нем сульфидов. Высокая скорость подъема первичного расплава подтверждается кратковременными излияниями гипербазит-базитовых лав гудчихинской и туклонской свит, по

составу близких к ювенильному пикриту [21, 41, 56].

А.Д.Генкиным, В.В.Дистлером и др. [137] показано, что в процессе сульфидно-силикатного взаимодействия в магмах существует определенное влияние несмешиваемой сульфидной жидкости на особенности эволюции силикатного расплава, которое служит одним из факторов его более совершенной камерной дифференциации. Таким образом, генетически единые магматические системы характеризуются широким диапазоном составов сульфидных жидкостей, что является основным фактором распределения зональности и скрытой расслоенности сульфидного оруденения стратифицированных интрузивов.

Нарушение стратификации в расслоенных интрузивах связывается с процессами флюидно-магматической конвекции в кристаллизующихся расплавах и реакционными явлениями между кумулятивными фазами и остаточным расплавом [21]. Благодаря этому в некоторых разрезах исчезает горизонт "пикритов", и его место занимают основные породы типа троктолитов или оливиновых габбро-долеритов с одновременным уменьшением количества сульфидов. В ряде случаев в гипербазит-базитовом горизонте может отсутствовать сульфидное оруденение, а в верхней габбровой серии исчезает горизонт хромитового такситового габбро. В последнем наблюдается широкий диапазон изменения состава практически всех породообразующих минералов и неравномерное развитие хромитовой, сульфидной и платиновой минерализации. Наличие реакционных явлений на контакте основной расслоенной и нижней габбровой серии как следствие растворения в габброидном расплаве ранней твердофазовой ассоциации (кумулята) "оливин + шпинель", по видимому, также обусловлено флюидно-магматической конвекцией, которая является основным процессом, приводящим к развитию аномальных явлений при формировании рудоносных интрузивов.

Последовательное близкое по времени внедрение нескольких типов интрузивов норильского комплекса, отличающихся особенностями состава, степенью внутрикамерной дифференциации и рудоносности, объясняется разными уровнями вскрываемого разломами промежуточного очага, прошедшего значительную внутрикамерную дифференциацию и фракционирование первичного расплава в протяженной по вертикали магматической колонне. Рудные узлы как локальные рудно-магматические системы характеризуются многоэтажным и пучкообразным развитием нескольких групп расслоенных рудоносных интрузивов. Все известные в районе медно-никелевые месторождения генетически связаны с полнодифференцированными интрузива-

ми норильско-талнахского подтипа. Они, как и сопровождающие их рудные залежи богатых (массивных) руд, залегают на различных литолого-стратиграфических уровнях и часто представлены несколькими пространственно разобщенными ветвями [21, 40, 46, 55, 63, 109, 140].

Процессы кристаллизации медно-никелевых сульфидных расплавов детально рассмотрены в трудах А.Д.Генкина, В.В.Дистлера, О.А.Дюжикова, М.Н.Годлевского, А.П.Лихачева и других исследователей. Исходя из геологических и экспериментальных данных, предполагается, что в ходе остывания сульфидный расплав распадается на три несмешивающиеся жидкости - богатую железом (пирротиновую), никелем (пентландитовую) и медью (халькопиритовую), существенно отличающиеся по температуре кристаллизации. Вследствие этого "халькопиритовая" жидкость нередко мигрирует на значительные расстояния, создавая самостоятельные богатые медью залежи ("медистые" руды Талнахского и Октябрьского месторождений) [39, 137].

На заключительной стадии эволюции сульфидного расплава он переходит в гидротермальную систему с образованием вторичных минералов - пирита, миллерита, пирротина, халькопирита, пентландита, борнита, халькозина, ковеллина, самородной меди, реже галенита и сфалерита, образующих иногда значительные скопления [39, 137]. Железо, как наиболее устойчивый в растворе компонент, часто транспортируется в наиболее удаленные части гидротермальной зоны с образованием практических стерильных от цветных и благородных металлов пирит-пирротиновых руд, широко представленных в районе, в особенности на флангах известных рудных узлов.

Южнее Норильского рудного района в районе г. Игарка найдены месторождения и проявления медистых песчаников и сланцев позднеерифейского возраста, изученные В.Ф.Ржевским в 1970-1989 гг. Вместе с сульфидными платино-медно-никелевыми месторождениями, Болгохтохским медно-порфировым, месторождениями и проявлениями самородной меди они приурочены к древнему, позднее регенерированному Енисейскому палеорифту полного цикла развития (до океанической стадии с последующей коллизией и скупиванием), простирающемуся вдоль современной области соприкосновения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты [21, 91, 103]. К этой же структуре тяготеют многочисленные проявления меди в пестроцветных глинисто-карбонатных отложениях кембрия и ордовика, а также рифея (игарская и губинская свиты).

Таким образом, очевидна отчетливая металлогеническая специализация Норильского рудного района на медь. По-видимому, подобная длительная (более 1,2 млрд лет) металлогеническая унаследованность, известная и в других регионах [101], обусловлена периодически возобновляемой (максимальная интенсивность - в эпохи рифтогенеза) эндогенной деятельностью, связанной с весьма активными мантийными процессами. Последние и обусловили исключительную мобильность района и связанную с ней рудную (ме-

таллогеническую) специализацию и, в итоге, привели к формированию уникальных платино-медно-никелевых месторождений. Не исключено, что на ряде этапов имели место мобилизация и переотложение рудного вещества, как это установлено в некоторых меденосных провинциях Южной Африки [101], но этот процесс в Норильском рудном районе не имел решающего значения, по крайней мере, на завершающей стадии становления медно-никелевых месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создание современной геологической карты масштаба 1:200 000 Норильского рудного района позволило уточнить его геологическое строение, особенности стратиграфии, магматизма и металлогении. В отличие от ранее изданных она отличается большей детальностью и обоснованностью геологических контуров. Для северной части района средне-масштабная геологическая карта составлена впервые.

Стратиграфическая схема претерпела изменения и в целом соответствует общепринятой в настоящее время схеме с некоторыми дополнениями и уточнениями, полученными в результате геологического доизучения.

Получены новые данные по тектонике, глубинному строению, магматизму и полезным ископаемым. Уточнены представления об условиях образования уникальных платино-медно-никелевых месторождений, обоснованы перспективы района на платиноиды, меднопорфировые руды и другие виды сырья. В итоге создана надежная геологическая основа для перспективного планирования крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ, создания металлогенических и других специализированных карт.

Ряд вопросов по геологии Норильского рудного района требует своего дальнейшего разрешения. К их числу относятся:

1. Изучение разрезов и более детальное расчленение позднего докембрия, поиски органических остатков, получение датировок абсолютного возраста, уточнение формационной принадлежности и увязка с региональной стратиграфической шкалой.

2. Изучение и корреляция разрезов платобазальтов стратиграфических районов, уточнение характера и строения вулканических циклов и границ биостратиграфических горизонтов, в первую очередь - паторанского и двурогинского.

3. Дальнейшее совершенствование схемы интрузивного магматизма, в первую очередь - рудоносных интрузий норильского комплекса, включая изучение интрузий неясной формационной природы.

4. Дальнейшее изучение глубинного строения известных рудных узлов (Талнахский, Норильский и др.) и перспективная оценка слабоизученных площадей (в первую очередь Куллубинского и Курейского узлов) с целью поисков рудоносных интрузивов.

5. Изучение закрытых площадей западной части района, в первую очередь Вологодчанской мульды, непосредственно прилегающей к промышленным месторождениям.

6. Уточнение геодинамической модели района, отражающей многократно унаследованную систему рифтов и обусловившую высокую проницаемость, интенсивный магматизм и уникальную рудоносность.

Авторы надеются, что новая средне-масштабная геологическая карта Норильского рудного района поможет разрешить названные проблемы и станет надежной основой для дальнейших обобщений, геодинамических реконструкций, металлогенического анализа и оценки перспектив на ведущие виды минерального сырья, в первую очередь на сульфидные платино-медно-никелевые руды.

ЛИТЕРАТУРА

1. АВЕТИСОВ Г.П., ГОЛУБКОВ В.С. Глубинное строение центральной части Норильского рудного района по данным МОВЗ-ГСЗ //Сов. геология. - 1986. - № 10. - С.86-94.
2. АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ рудный пояс Сибирской платформы /М.М.Одинцов, В.Г.Домышев, Л.Г.Страхов и др. - Новосибирск: Наука, 1980. - 112 с.
3. АНДЕРСОН Д.Л. Горячие точки, базальты и эволюция мантии //Современные проблемы геодинамики. - М.: Мир, 1984. - С.197-217.
4. АПЛОНОВ С.В. Палеогеодинамика Западно-Сибирской плиты //Сов. геология. - 1989. № 7. - С.27-36.
5. АРХИПОВА А.И., НАЧИНКИН А.Г. Нижне-фокинская дифференцированная интрузия на западной окраине Норильского плато //Уч. зап. НИИГА. Регион. геология. - 1964. - Вып. 3. - С.51-61.
6. АСЕЕВ А.А. Формы деградаций материковых оледенений и типы красных образований //Краевые образования материковых оледенений. - М.: Наука, 1972. - С.50-64.
7. АТЛАС позднепалеозойской флоры Норильского района /Ред. Радченко Г.П. - НИИГА, 1969. - 110 с.
8. БАЖЕНОВА М.Л., МОССАКОВСКИЙ А.А. Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе по палеомагнитным и геологическим данным //Геотектоника. - 1986. - № 1. - С.59-69.
9. БЕРГ К. Эволюция континентальных рифтовых систем в свете тектоники плит//Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С.187-193.
10. БОГУШ О.И., ДИВИНА Т.А., МАТУХИН Р.Г. и др. Турнейские отложения Норильского района (Пясинская и Кета-Ирбинская площади) //Геология и геофизика. - 1975. - № 10. - С.111-114.
11. БУЛЫННИКОВА А.А., КАРЦЕВА Г.Н. К стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений северо-восточных районов Западно-Сибирской низменности //Геология и геофизика. - 1970. - № 5. - С.37-47.
12. ВААГ О.В., МАТУХИН Р.Г., ФИЛАТОВ В.Ф. Среднепалеозойский структурно-формационный комплекс Сибирской платформы //Геология и геофизика. - 1985. - № 6. - С.6-10.
13. ВАН А.В., МАТУХИН Р.Г. Кремнистые породы нижнего девона северо-запада Сибирской платформы //Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1976. - № 2. - С.119-126.
14. ВАУЛИН Л.Л., КРАВЦОВ В.Ф., НЕСТЕРОВСКИЙ В.С. и др. Никеленосность Хараелахской рудной зоны //Разведка и охрана недр. - 1978. - № 5. - С.6-10.
15. ВЕБМАН Н.А. Пути дифференциации в траппах Декана //Геология и петрография трапповых формаций. - М.: Мир, 1950. - С.244-295.
16. ВИТЕ Л.В., ВАСИЛОВСКИЙ А.Н. К вопросу о тектонической позиции и формах проявления в коре щелочно-ультраосновного магматизма Сибирской платформы //Геология и геофизика. - 1988. - № 5. - С.55-65.
17. ВОЙЦЕХОВСКИЙ В.Н., ГОЛУБКОВ В.С., СУХАНОВА Е.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-45-XXIII-XXIV //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1967. - 68 с.
18. ГЕЛЕЦЯН Г.Г. Вулканогенно-осадочный литогенез рифейских отложений Игаро-Туруханского района. - Новосибирск.: Наука, 1974. - 168 с.
19. ГЕНКИН А.Д., ДИСТЛЕР В.В., ЛАПУТИНА И.П. Хромитовая минерализация дифференцированных трапповых интрузий //Условия образования магматических рудных месторождений. - М.: Наука, 1979. - С.105-127.
20. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т.4. Сибирская платформа. - Л.: Недра, 1987. - 448 с.
21. ГЕОЛОГИЯ и рудоносность Норильского района /О.А.Дюжиков, В.В.Дистлер, Б.М.Струнин и др. - М.: Наука, 1988. - 279 с.
22. ГОДЛЕВСКИЙ М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 63 с.
23. ГОДЛЕВСКИЙ М.Н., ШУМСКАЯ Н.И. Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск-1 //Геология руд. месторождений. - 1960. - № 6. - С.61-72.
24. ГОДЛЕВСКИЙ М.Н. Одифференцированной подвижности компонентов при формировании сульфидных медно-никелевых руд //Геология руд. месторождений. - 1967. - № 2. - С.17-31.
25. ГОДЛЕВСКИЙ М.Н., ЛИХАЧЕВ А.П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения //Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1979. - С.109-118.
26. ГОЛУБКОВ В.С., КАВАРДИН Г.И. Основы петрографического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций севера Тунгусской синеклизы //Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. - Л.: Недра, 1970. - С.5-23.
27. ГОР Ю.Г. Стратиграфия и флора верхнепалеозойских угленосных отложений Норильского района. - Л.: Недра, 1965. - 140 с.
28. ГРИШИН М.П., ПЯТНИЦКИЙ В.К., РЕМПЕЛЬ Г.Г. Тектоническое районирование и рельеф фундамента Сибирской платформы по геологическим и геофизическим данным //Тектоника Сибири. - М.: Наука, 1970. - С.47-54.
29. ГУДИНА В.И., САИДОВА Х.М. Биостратиграфическая зона *Milionella pygiformis* в четвертичных отложениях Арктики //Докл. АН СССР. - 1969. - Т.185, № 5. - С.1109-1111.
30. ГУДИНА В.И. Фораминиферы, стратиграфия и палеозоогеография морского плейстоцена севера СССР. - Новосибирск: Наука, 1976. - 125 с.
31. ГУРЕВИЧ А.Б. Верхнепалеозойская угленосная формация Норильского района. - Л.: Наука, 1969. - 144 с.
32. ДАРАГАН-СУЩОВ Ю.И., ЕГОРОВ В.Н., ТУГАНОВА Е.В. Пермско-триасовые ряды магматических формаций - основа районирования севера Сибирского плоскогорья и Горного Таймыра для составления опорных легенд Госгеолкарты-50 //Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях. - Л., 1988. - С.94-101.
33. ДАЦЕНКО В.А., ЖУРАВЛЕВА И.Т., ЛАЗАРЕНКО Н.П. Биостратиграфия и фауна кембрийских отложений северо-запада Сибирской платформы. - Л.: Недра, 1968. - 214 с.
34. ДАЦЕНКО В.А., ЛЕНЬКИН Е.Н., КРЮКОВ В.Д. и др. Геологическая карта Норильского района и прилегающих территорий масштаба 1:200 000 //Объяснительная записка. - Л., 1969. - 163 с.
35. ДАЦЕНКО В.А. Пограничные отложения верхнего протерозоя и нижнего кембрия в Норильском горно-рудном районе (северо-запад Сибирской платформы) //Пограничные отложения докембрия и кембрия Сибирской платформы (биостратиграфия, палеонтология, условия образования). - Новосибирск: Наука, 1981. - С.34-64.
36. ДАШКЕВИЧ Н.Н., МУСАТОВ Д.И., ФЕЙГИН Е.Б. Основные этапы развития и глубинное строение

ение западной части Сибирской платформы //Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. - Красноярск: Кн. изд-во, 1969. - С.3-10.

37. ДИСТЛЕР В.В., СМЕРНОВ А.В., ГРОХОВСКАЯ Т.Л. и др. Стратиграфия, скрытая расслоенность трапповых интрузий и условия образования сульфидного оруденения //Условия образования магматических рудных месторождений. - М.: Наука, 1979. - С.211-269.

38. ДИСТЛЕР В.В., ДЮЖИКОВ О.А., ТАРАСОВ А.В. Норильский рудный район //Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. - М.: Наука, 1983. - С.103-130.

39. ДИСТЛЕР В.В., ДЮЖИКОВ О.А. Формации сульфидных медно-никелевых месторождений //Генетические модели эндогенных рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, 1988. - С.166-172.

40. ДОДИН Д.А., БАТУЕВ Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и метаморфического ореола //Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. - Л.: Недра, 1971. - С.31-100.

41. ДОДИН Д.А., ГОЛУБКОВ В.С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) //Докл. АН СССР. - 1971. - Т.198, № 2. - С.403-406.

42. ДРАГУНОВ В.И. Туруханский и Игарский районы //Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Геосинклинальные области Сибири. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - С.318-331.

43. ДЮЖИКОВ О.А. О меденосном горизонте в траппах северных склонов Хараелахских гор //Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. - Л.: НИИГА, 1973. - С.58-64.

44. ДЮЖИКОВ О.А., ДИСТЛЕР В.В., АРХИПОВА А.И. и др. Структура и условия образования меденосных горизонтов туфоловой толщи (Сибирская платформа) //Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1977. - № 5. - С.105-120.

45. ДЮЖИКОВ О.А., ДИСТЛЕР В.В. Коматиты Норильского рудного района //Докл. АН СССР. - 1981. - Т.261. - № 5. - С.1194-1197.

46. ДЮЖИКОВ О.А., ДИСТЛЕР В.В., ТУРОВЦЕВ Д.М. Новые данные о Тальминском никеленосном массиве в Норильском районе //Геология и геофизика. - 1984. - № 2. - С.73-83.

47. ДЮЖИКОВ О.А., ДИСТЛЕР В.В., КАВАРДИН Г.И. и др. Геологическая позиция, глубинное строение и рудомагматические системы Норильского района //Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М.: Наука, 1986. - 204 с.

48. ДЮЖИКОВ О.А., ЗОЛОТУХИН В.В., КАВАРДИН Г.И. и др. Мезозойская металлогения Таймыро-Норильского района //Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.XV (Металлогения Сибири). - М.: Наука, 1988. - С.203-214.

49. ЕГОРКИН А.В., ЗЮГАНОВ С.К., ЧЕРНЫШЕВ Н.М. Верхняя мантия Сибири //Геофизика: 27-й МКГ. Докл. сов. геологов. - М.: Наука, 1984. - Т.8. - С.27-42.

50. ЕГОРКИН А.В., ЗЮГАНОВ С.К., ПАВЛЕНКОВА Н.А. и др. Результаты исследования структуры литосферы на профилях в Сибири //Геология и геофизика. - 1988. - № 5. - С.120-128.

51. ЖУРАВЛЕВА З.А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их биостратиграфическое значение //Труды ГИН АН СССР. - Вып. 114. - 1963. - 99 с.

52. ЖУРАВЛЕВ Е.Г. Тектоника фундамента Западно-Сибирской плиты //Геотектоника. - 1986. - № 5. - С.107-115.

53. ЗАЙЧЕНКО В.Ю., ЧЕРНЫШЕВ Н.М. Структуры растяжения Сибирской платформы //Геодинами-

ческие модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов (Сб. научн. трудов). - Л.: Недра, 1987. - С.36-43.

54. ЗОЛОТУХИН В.В., ВАСИЛЬЕВ Ю.Р. Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. - М.: Наука, 1967. - 230 с.

55. ЗОЛОТУХИН В.В., ШЕДРИН В.Ф. Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. - Новосибирск: Наука, 1977. - 135 с.

56. ЗОЛОТУХИН В.В., ЛАГУТА О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе //Докл. АН СССР. - 1985. - Т.280, № 4. - С.967-972.

57. ЗОЛОТУХИН В.В., ВИЛЕНСКИЙ А.М., ДЮЖИКОВ О.А. Базальты Сибирской платформы. - Новосибирск: Наука, 1986. - 246 с.

58. ЗОЛОТУХИН В.В., АЛЬМУХАМЕДОВ А.И. Фракционирование и щелочность в эволюции исходных магм платформенных базитов (на примере северо-запада Сибирской платформы) //Геология и геофизика. - 1990. - № 10. - С.15-21.

59. ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., МОРАЛЕВ В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М.: Недра, 1976. - 232 с.

60. ЗОНЕНШАЙН Л.П., НАТАПОВ Л.М. Тектоническая история Арктики //Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. - М.: Наука, 1987. - С.31-57.

61. ЗОНЕНШАЙН Л.П., КУЗЬМИН М.И., НАТАПОВ Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. - М.: Недра, 1990. - Кн. 2. - 334 с.

62. ЗОТОВ И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. - М.: Наука, 1979. - 155 с.

63. ИВАНОВ М.К., ИВАНОВА Т.К., ТАРАСОВ А.В. и др. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла (месторождения Норильск-1, Норильск-2, г. Черной) //Петрология и рудоносность Талнахских и Норильских дифференцированных интрузий. - Л.: Недра, 1971. - С.197-305.

64. ИВАНОВ С.Н., ПУЧКОВ В.Н., ИВАНОВ К.С. Формирование земной коры Урала. - М.: Наука, 1986. - 248 с.

65. ИВАНОВА Т.К., РОГОЖИН В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-46-XXV, XXVI //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1972. - 83 с.

66. КАВАРДИН Г.И. Металлогения северо-запада Сибирской платформы. - Л.: Недра, 1976. - 159 с.

67. КАРЦЕВА Г.Н., РОНКИНА З.З. Стратиграфия и условия образования юрских и меловых отложений западной части Енисейско-Хатангского регионального прогиба в связи с перспективами их нефтегазоносности. - Л.: НИИГА, 1969.

68. КАРЦЕВА Г.Н., РОНКИНА З.З. и др. Условия формирования юрских и меловых отложений Енисейско-Хатангского регионального прогиба (с упором на детальную литолого-стратиграфическую характеристику продуктивных и перспективных горизонтов). - Л.: НИИГА, 1972.

69. КАРЦЕВА Г.Н., РОНКИНА З.З., ШАРОВСКАЯ Н.В. Сопоставление юрских и нижнемеловых отложений западной и восточной части Енисейско-Хатангского прогиба //Енисейско-Хатангская нефтегазоносная область. - Л.: НИИГА, 1974. - С.33-37.

70. КАСПЕРКЕВИЧ Е.П., СТРУНИН Б.М. К литолого-геохимической характеристике силурийских и девонских отложений северо-запада Сибирской платформы //Геология и геофизика. - 1984. - № 10. - С.126-130.

71. КОЗЛОВ Г.В., ВОТАХ О.А., АЛЕКСАНД-

РОВ В.С. Типовые формации докембрия Туруханского и Игарского поднятий //Тектоника платформенных областей. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. - С.9-51.

72. КОМАРОВА М.З. Об интрузии гранитоидов в Норильском районе //Геология и геофизика. - 1967. - № 5. - С.104-107.

73. КРАВЦОВ А.Г., МАРКОВСКИЙ В.А., СЕМЕВСКИЙ Д.В. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-45-XXXIII-XXXIV //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1970. - 62 с.

74. 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.8-31.

75. КРИВЦОВ А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. - М.: Наука, 1983. - 256 с.

76. КУЗНЕЦОВ В.Л., ТИТАРЕНКО В.В. Сейсмические модели консолидированной коры для западной части Сибирской платформы и ее сочленение с Западно-Сибирской плитой //Геология и геофизика. - 1988. - № 5. - С.128-135.

77. КУЛИКОВ Ю.С., ЛЕТОВ Б.И. Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы //Тр. НИИГА. - Вып. 2. - Том 162. - 1970. - С.192-209.

78. КУЛЬКОВ Н.П., МАТУХИН В.Г. Корреляция нижнедевонских отложений Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты //Геология и геофизика. - 1990. - № 10. - С.115-117.

79. КУНО Г. Платобазальты //Земная кора и верхняя мантия. - М.: Мир, 1972, 1969. - 140 с.

80. КУРЕНКОВ С.А., ПЕРФИЛЬЕВ А.С. Спрединг в океанических и континентальных структурах //Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. - М.: Наука, 1987. - С.153-169.

81. ЛАВРУШИН Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. - М.: Наука, 1976. - 237 с.

82. ЛЕВКОВ Э.А. Гляциотектоника. - Минск: Наука и техника, 1980. - 279 с.

83. ЛЕНЬКИН Е.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XXXI, XIV //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1978. - 90 с.

84. ЛИВШИЦ Ю.Я., МАСЛОВ Г.Д., ЛЕНЬКИН Е.Н. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-45-XXVII-XXVIII //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1970. - 67 с.

85. ЛИХАЧЕВ А.П. Процессы медно-никелевого образования //Рудообразующие процессы и системы: Докл. сов. геологов на XVIII сес. Междунар. геол. конгр. (Вашингтон, июль, 1989). - М.: Наука, 1989. - С.179-188.

86. ЛУРЬЕ М.Л., МАСАЙТИС В.Л., ПОЛУНИНА Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы //Петрография Восточной Сибири. - М.: Изд-во АН СССР. - 1962. - Т.1. - С.5-70.

87. МАГМАТИЧЕСКИЕ горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч.1,2. - М.: Наука, 1985. - 768 с.

88. МАЛИЧ Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. - М.: Недра, 1975. - 216 с.

89. МАЛИЧ Н.С., МИРОНЮК Е.П., ТУГАНОВА Е.В. Металлогения Сибирской платформы //Закономерности размещения полезных ископаемых. - Т.XV (Металлогения Сибири). - М.: Наука, 1988. - С.52-61.

90. МАЛИЧ Н.С., ГРИНСОН А.С., ТУГАНОВА Е.В. и др. Рифтогенез Сибирской платформы //Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. междунар. геол. конгр. (Вашингтон, 1989). - М.: Наука. - С.184-193.

91. МАЛЬЦЕВ Ю.М., СЕМЕНОВ Г.Г., МКРТЫЧЬЯН А.К. и др. Геодинамическая модель северо-запада Сибирской платформы и ее значение для поисков полезных ископаемых //Общее и региональное картирование. Тр. ВИЭМС. - 1983. - Вып. 11. - С.22-27.

92. МАСАЙТИС В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций //Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. - 1983. - Вып. 4. - С.412-425.

93. МАСЛОВ Г.Д., НЕСТЕРОВСКИЙ В.С. Эруптивные обломки пород кристаллического фундамента в туфах триаса //Геология и геофизика. - 1961. - № 12. - С.128-130.

94. МАСЛОВ Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры //Тектоника Сибири. - Новосибирск: Наука, 1963. - Т.2. - С.336-350.

95. МАТУХИН Р.Г., МЕННЕР В.В. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974. - 128 с.

96. МЕЖВИЛК А.А., СУХАНОВА Е.Н., ДАЦЕНКО В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-45-XXIX, XXX //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1967. - 76 с.

97. МЕЖВИЛК А.А., КАРЦЕВА Г.Н., МИХАЛЮК Ю.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Листы R-45-XXI-XXII //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1972. - 106 с.

98. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ карта Сибирской платформы. Масштаб 1:2 500 000 /Ред. Малич Н.С. - Л.: Ленкартфабрика, 1984.

99. МИКУЦКИЙ С.П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений Приенисейской части Сибирской платформы. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 1960. - Вып. 13. - С.90-108.

100. МИЛАНОВСКИЙ Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. - М.: Недра, 1983. - 280 с.

101. МИТЧЕЛ А., ГАРСОН М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. - М.: Мир, 1984. - 496 с.

102. МУСАТОВ Д.И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Северо-Енисейской складчатой области. - Красноярск: Кн. изд-во, 1966. - 115 с.

103. МУСАТОВ Д.И. Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит //Металлогения и новая глобальная тектоника. - Л.: ВСЕГЕИ, 1973. - С.89-91.

104. НАГАЙЦЕВА Н.Н., ПАВЛОВ Л.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XXXI, XXXII //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1978. - 86 с.

105. НИЖНИЙ карбон Средней Сибири /Ред. Дубатолов В.Н. - Новосибирск: Наука, 1980. - 222 с.

106. ОЛЕЙНИКОВ Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. - Новосибирск: Наука, 1979. - 263 с.

107. ОРДОВИК Сибирской платформы. Опорный разрез на р. Кулжумбэ. - М.: Наука, 1982. - 224 с.

108. ПАЛЕОМАГНИТОЛОГИЯ /Ред. А.Н.Храмов. - Л.: Недра, 1982. - 312 с.

109. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ особенности и прогнозные районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края /А.И.Архипова, Д.А.Додин, М.К.Иванов и др. - Л.: Недра, 1983. - 143 с.

110. ПЕТРОЛОГИЯ Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии /В.В.Золотухин, В.В.Рябов, Ю.Р.Васильев и др. - Новосибирск: Наука, 1975. - 434 с.

111. ПОПОВ В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. - М.: Наука, 1977. - 168 с.

112. ПРОИСХОЖДЕНИЕ норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды //И.А.Коровяков, А.Е.Нелюбин, З.А.Райкова и др. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 101 с.

113. РАМБЕРГ И., МОРГАН П. Физическая характеристика и направление эволюции континентальных рифтов //Тектоника. - М.: Наука, 1984. - С.78-109.

114. РЕМПЕЛЬ Г.Г., САЛОВ В.М. Природа региональных гравитационных аномалий и их использование в оценке объема интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе //Геология и геофизика. - 1977. - № 9. - С.86-95.

115. РЕМПЕЛЬ Г.Г., ПАРШУКОВ Н.П., ВАЙВОД Е.А. Объемное моделирование туфогенно-эффузивной толщи Норильского района по данным аэромагнитной съемки и прогноз медно-никелевого оруденения //Геология и геофизика. - 1990. № 10. - С.87-98.

116. РЕШЕНИЯ 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири (Новосибирск, 1978). - Новосибирск. - 1981. - 92 с.

117. РЕШЕНИЯ Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири (1979). Ч. II (средний и верхний палеозой). - Новосибирск. - 1982. - 130 с.

118. РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. I (верхний докембрий, нижний палеозой). - Новосибирск. - 1983. - 216 с.

119. РЕШЕНИЯ Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979). Ч. III. Четвертичная система. - Л., 1983. - 83 с.

120. РЖЕВСКИЙ В.Ф., ЧЕХОВИЧ К.М. Стратиграфия докембрия Игарского района //Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири /Тр. ИГиГ СО АН СССР. - 1978. - С.101-113.

121. РИНГВУД А.Е. Происхождение Земли и Луны. - М.: Недра, 1982. - 294 с.

122. РОЗОВА А.В. Биостратиграфия и описание трилобитов среднего и верхнего кембрия северо-запада Сибирской платформы. - М.: Наука, 1964. - 147 с.

123. РОЗОВА А.В. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. - М.: Наука. - 1968. - 195 с.

124. РОЗОВА А.В., РОЗОВ С.Н. О значении регионарусов и других региональных биостратиграфических подразделений //Биостратиграфия и биогеография палеозоя Сибири. - Новосибирск: Наука, 1985. - С.32-43.

125. РОЗОВА А.В. Корреляция верхнекембрийских разрезов южного Казахстана и Сибирской платформы //Биостратиграфия и палеонтология кембрия Северной Азии. - М.: Наука, 1986. - С.25-39.

126. РЯБОВ В.В., КОНЕНКО В.Ф., ХМЕЛЬНИКОВ О.С. Породообразующие минералы пикритовых базальтов Норильского района //Геология и геофизика. - 1985. - № 4. - С.83-92.

127. САКС В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике //Труды НИИГА. Т.96. - Л. - 1959. - С.151-163.

128. СИДОРАС С.Д. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях //Автореф. канд. геол.-минер. наук. - Новосибирск. - 1984. - 17 с.

129. СИЛУР Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделе-

ния //Ю.И.Тесаков, Н.Н.Предтеченский, Л.С.Базарова и др. - Новосибирск: Наука, 1976. - 96 с.

130. СИЛУР Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы //Ю.И.Тесаков, Н.Н.Предтеченский, Л.С.Базарова и др. - Новосибирск: Наука, 1980. - 184 с.

131. СИЛУР Сибирской платформы. Разрезы, фауна, флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. - М.: Наука, 1982. - 189 с.

132. СМЕРНОВ В.Н., ЛИВШИЦ Ю.Я. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Лист R-45-XXV, XXXVI //Объяснительная записка. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 86 с.

133. СОБОЛЕВ В.С. Петрология траппов Сибирской платформы //Тр. Ин-та геологии Арктики. - 1936. - Т.43. - 214 с.

134. СТАРОСЕЛЬЦЕВ В.С. Тектонические условия образования базальтовых плато древних платформ //Геология и геофизика. - 1990. - № 10. - С.3-8.

135. СТРАТИГРАФИЯ ордовика Сибирской платформы //Ю.И.Тесаков, Ю.Н.Занин, Н.С.Малич и др. - Новосибирск: Наука, 1975. - 256 с.

136. СТРУНИН Б.М. Курейско-Горбачинская вулканоплутоническая структура //Трапповый магматизм Сибирской платформы в связи с тектоникой и поисками полезных ископаемых. - Красноярск: Кн. изд-во, 1983. - С.68-69.

137. СУЛЬФИДНЫЕ медно-никелевые руды Норильских месторождений //А.Д.Генкин, В.В.Дистлер, Г.Д.Гладышев и др. - М.: Наука, 1981. - 234 с.

138. СУРКОВ В.С., ЖЕРО О.Г., СМЕРНОВ Л.В. Западно-Сибирская плита //Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. - М.: Наука, 1977. - С.133-141.

139. СУРКОВ В.С., СМЕРНОВ Л.В., ЖЕРО О.Г. Эволюция триасовой рифтовой системы Западной Сибири //Тектонические процессы: Докл. сов. геологов на XXVIII сес. Междунар. геол. контр. (Вашингтон, 1989). - М.: Наука, 1989. - С.164-172.

140. ТАРАСОВ А.В. Структурно-геологические условия локализации базит-гипербазитовых интрузивов в промышленных медно-никелевых рудных полях севера Сибирской платформы //Петрологические особенности и прогнозное районирование никеленосных трапповых полей севера Красноярского края. - Л.: Недра, 1983. - С.81-115.

141. ТАРАХОВСКИЙ А.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Туруханская. Листы R-46-XIX-XX //Объяснительная записка. - М.: Недра, 1980. - 92 с.

142. ТРОИЦКИЙ С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. - Новосибирск: Наука, 1979. - 293 с.

143. ТУГАНОВА Е.В., МАЛИЧ Н.С. Магматические формации основных и ультраосновных пород Сибирской платформы и их металлогения //Состояние и направление исследований по металлогении траппов. - Красноярск: Кн. изд-во. - 1974. - С.27-29.

144. ТУГАНОВА Е.В. Никеленосные магматические формации севера Приенисейской Сибири //Формационный анализ при средне- и крупномасштабных геологических исследованиях (Сб. научных трудов). - Л.: 1988. - С.68-74.

145. УАЙТ У.С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган //Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1972. - С.457-481.

146. УРВАНЦЕВ Н.Н. Северо-Сибирская никеленосная область //Геология и геофизика. - 1974. - № 3. - С.3-11.

147. УЭЙДЖЕР Л., БРАУН Г. Расслоенные изверженные породы. - М.: Мир, 1970. - 552 с.

148. ФОТИАДИ Э.Э., ГРИШИН М.П., ЖЕРО О.Г. Региональные геофизические исследования земной коры Сибири //Геология и геофизика. - 1978. - № 1. - С.90-95.

149. ЧЕРНЫШОВ Н.М. Структурно-вещественная эволюция сульфидно-никелевых рудно-магматических систем докембрия //Геология и геофизика. - 1991. - № 6. - С.11-19.

150. ЮЗВИЦКИЙ А.З., БУДНИКОВ В.И., БУДНИКОВ И.В. и др. Закономерности распространения верхнепалеозойских углей в Сибирской (Ангарской) провинции //Геология и геофизика. - 1991. - № 6. - С.85-91.

151. ЯСКЕВИЧ В.И., ЯКОВЛЕВ Ю.К., ЧЕТВЕРГОВ А.П. Результаты и проблемы изучения тектоники западной части Сибирской платформы и Енисей-Хатангского прогиба по геолого-геофизическим данным //Тектоника Сибири. - Новосибирск: Наука, 1980. - Т.9. - С.79-84.

152. COX K.G. A model for the flood basalts vulcanism //I. Petrol. - 1980. - Vol. 21. - № 4. - P.629-650.

153. CZAMANSKY G.K., MOORE I.G. Composition and phase chemistry of sulfide globules in basalt from Mid-Atlantic Ridge rift Valley near 37° latitude //Geol. Soc. Amer. Bull. - 1977. - Vol. 88. - P.587-599.

154. DISTLER V.V., GENKIN A.D., DYUZHNIKOV O.A. Sulfide petrology and genesis of copper - nickel ore deposits //Geology and metallogeny of copper deposits. B., Heidelberg: Springer. - 1986. - P.111-123.

155. GODLEVSKY M.N., LIKHACHEV A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits //Geology and metallogeny of copper deposits. B., Heidelberg: Springer. - 1986. - P.124-134.

156. HAUGHTON D.R., ROEDER P.L., SKINNER B.I. Solubility of sulfur in mafic magmas //Econ. Geol. - 1974. - Vol. 69, № 4. - P.451-467.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА
МАСШТАБА 1:200 000**

Редактор Г.М.Гейшерик

Технический редактор М.К.Кузьмина

**Корректоры Х.Х.Калимулина, М.А.Гоголева
Подготовка оригинал-макета Л.М.Цхварадзе
ЛР № 020588 от 06.07.92 г.**

Подписано в печать с оригинал-макета 05.09.94

Формат 60х90/8

Бумага картографическая.

Печать офсетная

Усл.печ.л. 15,0

Усл.кр.-отт. 15,5

Уч.-изд.л. 16,8

Тираж 500 экз.

Заказ 47

АО "Геоинформмарк". 109172, Москва, ул.Володарского, 38. Тел. ред. 915-61-00

Отпечатано в АО "Геоинформмарк"

25-00

Геологическая карта масштаба 1:200 000 Норильского рудного района создана в результате его геологического доизучения, позволившего на современном уровне знаний обобщить материалы по геологической позиции, глубинному строению, условиям формирования различных месторождений полезных ископаемых. Особое место по праву уделено проблеме уникальности Талнахского платино-медно-никелевого рудного поля. Наряду с этим рассмотрены и обоснованы перспективы района на малосульфидное платинометальное минералообразование, меднопорфировое и другие типы оруденения.

Оценка условий формирования норильских месторождений сопряжена с исследованием следующих групп главных причин:

- олительное (сотни млн лет) возбужденное состояние мантийного литосферного блока земной коры, положение которого определяется областью тройного сочленения внутриконтинентальных рифтовых зон;
- высокодифференцированные процессы магматизма, выразившиеся в накоплении эффузивных плагионикритов и образовании нескольких типов расслоенных гипербазит-базитовых интрузивов;
- последовательная глубинная литификация рудоносных мантийных расплавов в промежуточных магматических очагах, вплоть до отделения силикатно-сульфидного расплава в периферических камерах и внедрения его в качестве самостоятельной фазы на гипабиссальные уровни платформенного чехла;
- изначально высокая степень насыщенности родоначального плагионикрита элементами платиновой группы, никелем, хромом и флюидными компонентами.

Новая среднемасштабная геологическая карта Норильского рудного района призвана решить многие вопросы геодинамических реконструкций, металлогенического анализа и оценки перспектив на различные типы минерального сырья и, в первую очередь, на сульфидные платино-медно-никелевые руды.